Том 1, Номер 1 Февраль 1993

ISSN 0869-5938

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов
действительный член Российской академии наук

МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 1 № 1 1993 Февраль

Основан в 1993 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0869-5938

Главный редактор
Б.С. Соколов

Заместитель главного редактора
М.А. Семихатов

Ответственный секретарь
А.Б. Герман

Редакционная коллегия:

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

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

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

Москва
Международная академическая издательская компания "Наука"

© Президиум РАН.
ОГГГГН РАН, 1993

СОДЕРЖАНИЕ

Том 1, номер 1, 1993

К читателям журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция"
Б.С. Соколов 3

Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение
М.А. Семихатов 6

Среднесибирский гляциогоризонт рифея
Н.М. Чумаков 21

Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа
Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, В.А. Макаров, А.Д. Ножкин 35

Микробиоты керпыльской серии сибирского гиперстратотипа рифея
А.Ф. Вейс, Н.Г. Воробьева 41

Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды
Э.Я. Левен 59

Башкирский ярус Симской мульды (западный склон Южного Урала)
Р.М. Иванова, Б.И. Чувашов 76

Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона
А.Б. Герман 87

Геологические события палеогена Камчатки
Ю.Б. Гладенков, Е.А. Шанцер 97

Зональное расчленение верхнего тоара на Северо-Востоке России
Ю.С. Репин, И.В. Полуботко 109

Корреляция опорных местонахождений млекопитающих миоцена Северной Евразии с магнитохронологической шкалой
Э.А. Вангенгейм, М.А. Певзнер 118

Палинология и фитопланктон нижнего олигоцена Северного Кавказа
Н.И. Запорожец 128

Ранний плейстоцен Понто-Каспия
П.В. Федоров 137

Вниманию авторов 144

CONTENTS

Volume 1, Number 1, 1993

To the Readers of the Journal Stratigraphy and Geological Correlation

Boris S. Sokolov, Editor-in-Chief 3

General Subdivision of the Precambrian: Comparison of the Latest Scales

M.A. Semikhatov 6

Riphean Middle Siberian Glaciohorizon

N.M. Chumakov 21

The Age Boundaries of the Early Precambrian Geological Evolution of the Enisei Ridge

E.V. Bibikova, T.V. Gracheva, V.A. Makarov, A.D. Nozhkin 35

Microbiotas of the Kerpyl' Group in the Riphean Hypostratotype of Siberia

A.F. Veis and N.G. Vorob'eva 41

Main Events in Permian History of the Tethys and Fusulinids

E.Ya. Leven 59

Bashkirian Stage of the Sim Brachysyncline (the Western Slope of the South Urals)

P.M. Ivanova and B.I. Chuvashov 76

Stages and Cycles in the Late Cretaceous Floral Changes of the Anadyr'-Koryak Subregion (Northeast Russia) and their Connection with Climatic Changes

A.B. German 87

Paleogene Geological Events in Kamchatka

Yu.B. Gladenkov and A.E. Shantser 97

Subdivision of the Upper Toarcian in the Northeast of Russia into Zones

Yu.S. Repin and I.V. Polubotko 109

Correlation of the Miocene Mammalian Localities Reference with the Magnetochronologic Scale

E.A. Vangengeim and M.A. Pevzner 118

Lower Oligocene Palynology and Phytoplankton of the Northern Caucasus

N.I. Zaporozhets 128

The Pontian - Caspian Early Pleistocene

P.V. Fedorov 137

Instructions for Contributors 144

К ЧИТАТЕЛЯМ ЖУРНАЛА "СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ"

© 1993 г. Главный редактор журнала Б. С. Соколов

Идея организации академического журнала с предлагаемым или близким названием возникла давно. Для этого она имела, по крайней мере, два основания. Во-первых, из единственного геологического журнала Академии наук "Известия АН СССР. Серия геологическая", основанного еще в 1936 году, уже с 1956 г. стали выделяться геологические журналы специализированного профиля, что вполне соответствовало процессу дифференциации геологических наук и интересам самих специалистов. Актуальным это становилось и для стратиграфии. Во-вторых, стратиграфия, как базовая область различных геологических исследований, существенно расширила свои методические основания, потребовала дальнейшего совершенствования принципа региональной и глобальной корреляции, что вызвало необходимость более универсальных подходов к общим целям и задачам стратиграфии. Необходимыми стали и международные усилия в выработке общепринятых стратиграфических стандартов: типизация границ всех рангов, объем подразделений и их иерархия, номенклатура, критерии корреляционного контроля и т.п. В результате значительно возросло количество стратиграфических работ и разнообразной геохронологической информации.

Общим следствием успехов в сфере пространственной стратиграфии и изотопной геохронологии явилась возможность по-новому подойти к теоретической оценке феномена геологического времени и практическому использованию системы его материальных носителей. На этой основе в конце 60-х годов впервые родилась идея связать единой исследовательской программой историко-геологического анализа разнообразные глобально разобщенные геологические явления, события и процессы, пространственно-временные отношения которых могли быть с максимальной достоверностью и точностью установлены. Эта идея явилась самым ярким выражением сердцевины геологии – ее историзма. Таким путем были сформулированы главные положения Международной программы геологической корреляции (МПГК) – важнейшей геологической программы последних десятилетий. Программа обнимает сейчас множество проектов планетарного и крупного регионального масштаба, охватывающих все континенты и Мировой океан; они поднимают современную геологию на совершенно новый уровень. В отечественной геологии программа заняла видное место с самого начала ее реализации.

Открывая новый журнал, мы надеемся, что стратиграфическая и геохронологическая проблематика, найдя для себя на его страницах подобающее место (подобного журнала в стране до сих пор не было), сохранит достаточный простор для рассмотрения всех тех геологических проблем, которые опираются на общую идеологию МПГК и прежде всего на корреляцию геоисторических и биологических событий в литосферной оболочке планеты, вскрывающую закономерности эволюции геосфер вообще. Фундаментальное значение в этом смысле имеет хорошо известное главное положение "Заключительного доклада по подготовке МПГК" (Париж, 1972 г.): "стратиграфическая классификация и корреляция является основой многоотраслевого синтеза".

Журнал "Стратиграфия. Геологическая корреляция" был основан постановлением Российской Академии наук 21 апреля 1992 г. как журнал Президиума РАН и Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН с периодичностью 6 номеров в год, объемом по 15 учетно-издательских листов. Исходя из приведенного положения, в программе журнала объявлялось, что в нем "найдут место результаты всех историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве станут основой мультидисциплинарного синтеза. Будут публиковаться статьи по общим, теоретическим и региональным вопросам стратиграфии континентов, различного типа осадочных бассейнов, шельфов и осадочного чехла Мирового океана; методам стратиграфических исследований (био-, эко-, лито-, магнито-, хемо-, сейсмо-, голостратиграфия в целом); по геохронологии, включая изотопную геохронологию; по истории

и эволюции биосферы в геологическом прошлом, включая абиогенные факторы этой эволюции; по различным новым аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическим изменениям природы Земли".

Журнал такой направленности представляет интерес для очень широкого круга специалистов и исследователей, занимающихся изучением многообразных документов и свидетельств, характеризующих геологическое прошлое планеты, с целью максимально полных геоисторических реконструкций, необходимых для понимания эволюционных тенденций и критических ситуаций прошлого, для научного подхода к освоению ресурсов литосферы. Профиль журнала оказался привлекательным и для зарубежных читателей, поэтому он будет синхронно выходить в двух версиях: на русском и английском языках в издательстве ВО "Наука" и совместном русско-американском издательстве "Интерпериодика". Соответственно и редколлегия журнала имеет международный состав.

Нетрудно видеть, что основной поток информации журнал ожидает от результатов изучения осадочной оболочки Земли, всех ее генетических и региональных типов, областей разной климатической зональности, различных формационных и палеогеографических обстановок, различных геодинамических режимов формирования и, естественно, во всем возрастном объеме – от древнейших образований водно-осадочного и биогеохемогенного происхождения до новейшего голоценового покрова континентов и океанического ложа. Почти четырехмиллиардная история стратисферы заключает совершено уникальную информацию для самых фундаментальных разработок в области теории стратиграфии, ее иерархической геохронологической системы с соответствующими материальными носителями (подразделения, границы), для понимания естественной философии геологического времени – пространства, выявления периодичности и ритмики биогеосферного процесса, следов влияния на него космических событий, наконец, для познания хода эволюции биосферы, всех ее биотических и абиотических параметров.

Теперь уже можно с полным основанием утверждать, что Земля является единственным космическим объектом в Солнечной системе, содержащим максимально полную "запись" событий за несколько миллиардов лет, вследствие формирования только в ее структуре такого конденсатора-хронографа, как ее мозаичная, но в целом хронологически полная осадочная оболочка или стратисфера, самая информативная часть земной коры. Подходы к систематизации этой информации очень разнообразны, но ее подлинная научная ценность устанавливается прежде всего через пространственную корреляцию и выявление разноранговых рубежей исторических изменений. Любые новые данные в этой области и опыты их обобщения представят для журнала наибольший интерес.

Основные знания в сфере исторической геологии, накопленные за два столетия ее научного развития (с практического использования палеонтологического метода), связаны в первую очередь с результатами изучения более или менее целостных фрагментов стратисферной оболочки континентов и межконтинентальной корреляцией. Хронологически наиболее полная история Земли прежде всего и есть история ее континентов от глубокого архея, с его зачаточной еще анаэробной биосферой, до позднего квартера.

Современные концепции литосферной динамики позволяют думать, что межконтинентальная корреляция не только хронологически достаточно полна, но вероятнее всего и хронологически достаточно полноценна. Во всяком случае, кажется, что у нас нет надежды открыть под просторами Мирового океана, за пределами шельфов континентов, какие-либо неизвестные связующие, но исчезнувшие звенья докембрийских и палеозойских комплексов, входивших в прошлом в какие-то единые области осадочного чехла. Более того, уже при существующем уровне биостратиграфии и стратиграфической корреляции, можно с большим основанием утверждать, что, например, в наиболее изученных комплексах палеозоя современных континентов отсутствуют сколько-нибудь значительные хроностратиграфические лакуны, заполнение которых следовало бы искать в литосфере под водами Мирового океана.

Однако наши представления о полноте мезозойского и кайнозойского чехла континентов коренным образом изменились в конце 60-х годов с началом глубоководного бурения в Мировом океане, принесшего поистине фундаментальные открытия. Оказалось, что гигантская часть этого чехла составляет и ложе Мирового океана. Но в его подошве, покоящейся непосредственно на базальтовом основании, как правило, залегают отложения не древнее среднего мезозоя. Рубежное предшествующее событие имело кардинальное значение в геологической истории. Лишь после него на Земле возникли условия для максимально широкого распространения трансгрессивных покровов и формирования постгерцинских седиментационных бассейнов нового типа. Строго говоря, только с этими открытиями и обобщениями впервые возникла возможность перейти от межконтинентальной корреляции к подлинно планетарной. Событийно-корреляционный подход к сравнительному геологическому изучению чехла Мирового океана, переходных зон к континентам и осадочного чехла самих континентов – это всего лишь начатое направление исследований. Оно уже стало источником формирования плодотворных концепций в стратиграфии и

методах корреляции и обещает поток новой информации, важной для теории и стратиграфической практики, особенно в связи с экономическим освоением шельфовых морей.

Еще одна область исследований и ожидаемой журналом новой тематики – это древние седиментационные бассейны различных палеогеографических типов, биотических обстановок и режимов тектонического развития в их завершенной эволюционной целостности. В сущности, исторически на основе именно их изучения формировались основы региональной стратиграфии, ставшей исходной для глобальных стратиграфических построений и отбора эталонов международной стратиграфической и геохронологической шкалы. Совершенствование последней, как опорного каркаса корреляции, стало особенно актуальным с принятием программы МПГК, и оно еще далеко от завершения, несмотря на крупнейшие достижения и хорошо скоординированную деятельность международных исследовательских групп по всем геологическим системам. Центральное положение по-прежнему занимают региональные бассейны и их сравнительное изучение. Особая роль в этом отношении принадлежит продуктивным, в первую очередь нефтегазоносным бассейнам. Практически необходимая повышенная требовательность к детальности и точности расчленения отложений и их стратиграфической корреляции уже давно здесь стала источником новых идей и многих новых методов в стратиграфии. Важнейшие результаты сейчас ожидаются от комплексной "бассейновой стратиграфии", учитывающей полнообъемную эколого-фациальную структуру бассейна, физические параметры его среды и условий исторического развития.

Уникальна на Земле не только стратисфера, но и ее биосфера, которой стратисфера в существенной степени обязана своим происхождением. Стратисфера и биосфера геологического прошлого ("былые биосферы" по В.И. Вернадскому), как источники взаимно дополняющей информации, образуют единственную основу для понимания и реконструкции системы "среда–жизнь" на протяжении сотен миллионов и миллиардов лет геологической истории. Только эта фундаментальная составляющая биосферного процесса, никогда не прерывавшегося на Земле, дает нам представление о биосферной эволюции, ее путях, тенденциях, экосистемных кризисах и перестройках, взаимоотношениях менявшейся земной биоты с также менявшимися состояниями атмосферы, гидросферы и ландшафта. Исследования этих процессов, важные сами по себе, представляют сейчас чрезвычайный прогностический интерес, поскольку позволяют понять условия выхода биоты прошлого из критических ситуаций, оценить в экосистемной эволюции значение таких факторов, как геологическая длительность, изменения климата, состава атмосферы и вод, тектонической активности, изменения в составе компонентов самой биоты – растительном, животном, бактериальном (может быть последний следует ставить на первое место). Фактические знания, а не гипотезы, становятся особенно важными в связи с нарастающей необходимостью принятия защитных мер против антропогенного давления на биосферу и получения ясных представлений о естественной устойчивости биосферы, как экосистемы первого порядка.

Мировая тревога за состояние экологии и судьбу биосферы побудила ученых выдвинуть сейчас как первостепенную глобальную программу изучения изменений природной среды и климата. Академией наук в этой области уже начаты многоплановые исследования. Среди них непосредственно близкое положение к программе журнала занимает изучение экосистемных перестроек и эволюции биосферы Земли в объеме всех ее биотических и абиотических факторов. Достоверность исторического контроля и здесь обеспечивается стратиграфией и геологической корреляцией.

Таким образом, ставя на первое место в названии журнала слово "стратиграфия" редакция далека от мысли учредить журнал лишь ограниченно стратиграфического направления. Это прежде всего – дань логике пространственно-временной корреляции любых геологических процессов и событий (в том числе тектонических, седиментологических, палеобиологических и т.д.), протекавших на Земле в геологическом прошлом. Все разнообразие региональных и глобальных событий, отвечающее этой общей концепции журнала, займет в нем равноценное место.

В этом кратком обращении к читателям и потенциальным авторам журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция" обрисованы только некоторые важные направления исследований, результаты которых могли бы найти отражение на страницах журнала. Но и они позволяют легко представить для какого типа оригинальных историко-геологических исследований и для какой информации журнал открыт.

УДК 551.734.2(470.5).

НОВЕЙШИЕ ШКАЛЫ ОБЩЕГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ: СРАВНЕНИЕ

© 1993 г. М. А. Семихатов

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

Поступила в редакцию 20.01.92 г.

Проведен анализ концептуальной основы, конструкции и обоснования границ шкалы докембрийского времени, предложенной Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия и опубликованной в 1991 г., общей шкалы докембрия Северной Евразии (в рамках бывшего СССР), принятой в 1990 г., и докембрийской части шкалы геологического времени, предложенной В.Харлендом и др. в 1990 г. Первая из этих шкал строго отвечает положенной в ее основу хронометрической концепции. Вторая максимально приближена к требованиям хроностратиграфии, отклоняясь от них лишь в привязке границ к основаниям несогласно залегающих серий в стратотипических местностях соответствующих границ и определением их места в сводном разрезе этих местностей. Третья шкала, представляющая совокупность хроностратиграфической и хронометрической составляющих, обнаруживает ряд внутренних противоречий и неоднородна по приемам построения в разных своих частях. Обсуждаются прерогативы национальных и международной шкал докембрия, суммируются аргументы в пользу хроностратиграфического общего расчленения последнего и намечается путь построения его общей хроностратиграфической шкалы.

В последнее время в области стратиграфии докембрия произошли события первостепенной важности: Международная стратиграфическая комиссия и Международный союз геологических наук одобрили шкалу докембрийского времени (Precambrian time scale), предложенную Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия в 1988 г. в г. Тяньцзине, КНР (Plumb, 1991), Межведомственный стратиграфический комитет утвердил новую стратиграфическую шкалу докембрия Северной Евразии (в границах бывшего СССР), которая была принята на Втором всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия в 1990 г. в г. Уфе (Семихатов и др., 1991), а группа английских исследователей во главе с У.Б. Харлендом опубликовала новый вариант общей шкалы докембрия (Harland *et al.*, 1990). Первая из этих шкал по статусу является международной, вторая отражает опыт и традиции расчленения докембрия на огромных пространствах Северной Евразии, а третья иллюстрирует попытку объединить разные подходы к построению общих шкал докембрия. Поэтому возникает естественное стремление сравнить конструкцию и принципы построения этих шкал, оценить их плюсы и минусы. Такого сравнения еще не проводилось, хотя каждая из названных шкал достаточно подробно рассмотрена в литературе (Plumb, James, 1986; Harland *et al.*, 1989; Cowie *et al.*, 1989; Plumb, 1991; Семихатов и др., 1991). Ниже мы кратко суммируем важные в данном контексте особенности всех трех упомянутых шкал и остановимся на их сравнительном анализе.

I

Рассмотрение табл. 1, на которой изображены шкала Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия (ШМП) и шкала, принятая в Уфе, показывает, что в их конструкции на фоне совпадения объемов и названий крупнейших подразделений докембрия - архея и протерозоя наблюдается по меньшей мере пять существенных различий. (1). ШМП предусматривает выделение подчиненных подразделений только в протерозое, а Уфимская шкала – как в протерозое, так и в архее. (2). В ШМП принято трех-, а в Уфимской шкале двучленное деление протерозоя, хотя мнения о необходимости трехчленного деления последнего, отвечающего принятому в ШМП, высказывались и у нас (В.Е. Хаин и др.) и были представлены участникам Уфимского совещания (Ахмедов и др., 1990; Рундквист, 1990; Семихатов и др., 1991). (3). Детальность расчленения протерозоя в сравниваемых шкалах различна (более высокая в ШМП), а границы выделяемых подразделений в них в общем случае по возрасту не совпадают, хотя для некоторых границ – и прежде всего для границы архея и протерозоя – такое совпадение имеет место. (4). Стратиграфический ранг сходных по длительности подразделений в ШМП и в Уфимской шкале трактуется различно. В первой выделены единицы трех рангов – эон, эра, период; эонами считаются архей и протерозой, а периодами единицы длительностью по 150 - 200 млн. лет. Во второй из названных шкал приняты стратоны четырех соподчиненных рангов – акротема, эонотема, эратема, система; протерозой и архей

Таблица 1. Шкала геологического времени, предложенная Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия (А) и общая стратиграфическая шкала докембрия Северной Евразии (в границах бывшего СССР), принятая на Втором всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия (Б). Цифры на таблице – изотопный возраст границ, млн. лет

А			Б			
Эон	Эра	Период	Акротема	Эонотема	Эратема	Система
основание кембрия				основание кембрия		
Протерозой	Неопротерозой	Неопротерозой-III	Протерозой	Верхний	Венд	V_2
		650				V_1
		Криогений			650 ± 20	
		850			Верхний (Каратавий)	
		Тоний		Рифей		
	1000	1000			1000 ± 50	
	Мезопротерозой	Стений			Средний (Юрматиний)	
		1200			1350 ± 20	
		Эктазий			Нижний (Бурзяний)	
		1400				
		Калиммий				
	1600			1650 ± 50		
	Палеопротерозой	Статерий		Нижний (Карелий)	Верхний карелий	
		1800				
		Орозирий			1900 ± 50	
		2050			Нижний карелий	
		Рясий				
		2300				
		Сидерий				
2500			2500 ± 50			
Архей			Архей	Верхний		
				3150 ± 50		
				Нижний		

считаются акротемами, подразделения длительностью в сотни миллионов лет фигурируют как эратемы (единицы третьего ранга), а единственной докембрийской системой (подразделением четвертого ранга) признан венд. Продолжительность последнего близка к сотне миллионов лет (от 80 до 120 млн. лет в зависимости от признания той или иной из существующих ныне датировок нижней границы кембрия) и превосходит длительность наиболее протяженного фанерозойского периода – ордовика (около 70 млн. лет). (5). Номенклатура подразделений, подчиненных протерозою, в интересующих нас шкалах различна, и эти различия, как мы увидим далее, носят отнюдь не только лингвистический характер. Авторы ШМП считают недопустимым какую-либо связь названий выделяемых общих подразделений докембрия с любыми географическими или этнографическими названиями, либо с собственными названиями региональных стратиграфических подразделений соответствующего возраста, а в Уфимской шкале такая связь считается необходимой и принимается для всей системы стратонов, подчиненных протерозою (например, карелий, рифей, каратавий, венд). В отличие от этого в ШМП для эр приняты нейтральные названия, отражающие их место в протерозойском эоне (палео-, мезо-, и неопротерозой), а для названий периодов использованы производные греческих (главным образом древнегреческих) слов, отражающих те или иные геологические события, которые считаются характерными для соответствующего периода, но не определяют его и не строго ограничены его возрастными рамками.

В качестве таких событий для выделенного в ШМП ряда периодов рассматриваются следующие: накопление железорудных формаций для

сидерия (Siderian, от sideros – железо), внедрение расслоенных интрузий типа Бушвельдского комплекса для рясия (Rhyacian, от rhyax – поток лавы), широкое проявление орогенических процессов для орозирия (Orosirian, от orosira – горная цепь), стабилизация кратонов для статерия (Statherian, от statheros – стабильный, прочный), накопление платформенного чехла кратонов для калиммия (Calymmian, от calymma – покров, покрывало), расширение площади платформенного чехла для эктазия (Ectasian, от ectasis – распространение, расширение), образование узких зон интенсивных деформаций и метаморфизма для стения (Stenian, от stenos – узкий), образование зон растяжения и рифтогенеза для тония (Tonian, от tonos – растяжение), развитие глобальных оледенений для криогения (Cryogenian, от cryos – лед и genesis – рождение, происхождение). Исключение сделано только для наиболее молодого периода протерозоя, который предложено называть неопротерозой-III до тех пор, пока Международная рабочая группа по терминальной системе докембрия не определит название, стратотип и нижнюю границу этого подразделения на хроностратиграфической основе.

Рассмотренные особенности конструкции отнюдь не исчерпывают различий сравниваемых шкал. Эти шкалы разнятся по своей сути, так как представляют две контрастные концепции общего расчленения докембрия – хронометрическую (ШМП) и хроностратиграфическую (Уфимская шкала). Сущность этих концепций была рассмотрена мною ранее (Семихатов, 1991) и здесь лишь суммируется.

Шкала Международной подкомиссии, как и всякая хронометрическая шкала, построена на основании разбиения на какие-то отрезки абстрактного геологического времени. Определение (дефиниция, установление) выделяемых подразделений и их границ в шкалах этой категории производится только в единицах длительности – фактически в годах – на основании изотопно-геохронологических данных (обсуждение выбора единиц длительности, имеющего, по существу, только теоретическое значение, см. (Harland *et al.*, 1989; Hofmann, 1991; Trendall, 1991). В крайнем своем выражении хронометрическая концепция предусматривает построение шкал на основе произвольно выбранных, равных по длительности отрезков времени (100, 500 млн. лет, 10^{15} сек. и т.п.), никак не связанных с геологической летописью (Hofmann, 1990, 1991; Семихатов, 1991). Малая популярность этих шкал обусловлена как естественной привычкой геологов видеть источник стратиграфической информации в реальных последовательностях горных пород, так и самой сущностью общих шкал. Последние представляют собой не только систему стандартов для корреляции региональных схем (эту функцию в принципе могут выполнить шкалы с равными условными подразделениями), но и инструмент реконструкции непрерывной последовательности стратонов и периодизации истории Земли. Поэтому авторы большинства хронометрических шкал и всех наиболее популярных из них (например (Harrison, Peterman, 1982; Stockwell, 1982; Plumb, James, 1986; Plumb, 1991)) стремятся связать границы хронометрических единиц с теми или иными геологическими событиями. Не является в этом отношении исключением и ШМП. Тот факт, что большинство выделяемых в ней периодов имеют одинаковую длительность 200 млн. лет (см. табл. 1) объясняется не стремлением вводить в шкалу отрезки равной продолжительности, а "удачным" хронологическим размещением тех событий, которые использованы для выбора границ в данной шкале.

Прежде чем рассмотреть, какие же конкретные события использованы в ШМП для выбора границ, нужно подчеркнуть что эти события выбираются, фиксируются и датируются не в одном каком-либо регионе или разрезе, а выводятся из анализа сводной докембрийской геологической летописи Земли (Plumb, James, 1986). Подобный подход, характерный и для многих других шкал, предложенных для докембрия за последние 20 - 25 лет, резко контрастирует с процедурой, принятой в хроностратиграфических шкалах: в последних любая граница определяется конкретным событием в одном тщательно отобранном разрезе и фиксируется в нем избранной точкой ("золотой гвоздь"). Что же касается тех событий, которые использованы в ШМП для выбора положения границ, то это наиболее крупные и латерально наиболее выдержанные перерывы в накоплении супракрустальных толщ и в интрузивной активности: границы в этой шкале выбраны так, чтобы ограничивать или разграничивать крупные геологические события и "рассекать как можно меньше известных циклов седиментации, орогенеза и магматизма, как это только возможно" (Plumb, James, 1986, p. 70).

Специальная оговорка относительно перерывов в интрузивной активности важна по двум причинам. Во-первых, современные прецизионные изотопные датировки показывают, что в раннем докембрии и особенно в архее слоистыми толщами представлена лишь очень небольшая по длительности часть геологической истории, а гораз до более протяженные ее этапы представлены либо интрузивными и (или) глубоко метаморфизованными породами, либо вообще не имеют самостоятельного вещественного выражения и могут фиксироваться лишь по перестройкам тех или иных изотопно-геохронологических систем. Во-вторых, именно с интрузивными и глубоко метаморфизованными породами сегодня связана главная масса имеющихся изотопных датировок и потому статистический вес последних при определении хронометрических границ оказывается очень

высоким. В результате наиболее сложные для расчленения, а нередко и вообще не стратифицируемые кристаллические комплексы становятся тем элементом, который определяет конструкцию шкалы, тогда как истинные объекты стратиграфии – слоистые толщи – отступают на второй план, а иногда вообще выпадают из рассмотрения при построении шкалы. Отражением такой тенденции является довольно влиятельное мнение о том, что кристаллические комплексы представляют собой равноправный со слоистыми сериями или даже главный объект стратиграфии докембрия (библиографию см. (Семихатов, 1991)).

При рассмотрении ШМП важно подчеркнуть, что анализ возрастного размещения главнейших перерывов используется в этой шкале лишь для выбора положения границ выделяемых подразделений. Определение же (дефиниция) границ проводится только в единицах изотопного летоисчисления – в годах[1], – и только в них без какой-либо связи подразделений и их границ с конкретными геологическими телами и событиями.

Из сказанного ясно, что подразделения, выделяемые в ШМП, и их границы не имеют и по определению не могут иметь стратотипов. Именно поэтому любые названия этих подразделений, оттеняющие связь с определенной географической местностью или характерной региональной литостратиграфической единицей, не укладываются в принятую концепцию полной независимости единиц ШМП от каких-либо реальных геологических тел.

Для иллюстрации приемов, использованных при построении ШМП, рассмотрим путь установления объема и внутреннего расчленения того подразделения, которое сейчас называется неопротерозоем и начинается 1000 млн. лет назад и завершается с началом кембрия. В первоначальном варианте шкалы, опубликованном в 1986 г. (Plumb, James, 1986), начало этого подразделения, тогда называвшегося протерозой-III, определялось в 900 млн. лет назад. При этом в качестве характерных отличительных черт протерозоя-III рассматривались: а) формирование латерально широко распространенных платформенных отложений (верхний рифей Северной Евразии, синий Китая, Аделаида Австралии, инфракембрий Северной Африки и др.), структурно тесно связанных с палеозойскими толщами и в какой-то своей части дислоцированных вместе с последними; б) наличие следов древних оледенений; в) появление в верхней части первых метазоа. Для предшествующего периода, завершавшего протерозой-II, типоморфным считалось проявление и завершение гренвилльских событий, кульминация которых датировалась 1200 - 1000 млн. лет, а окончание 900 млн. лет. В соответствии с этим граница протерозоя-II и протерозоя-III в предварительном варианте ШМП определялась 900 млн. лет. В этом варианте предлагалось деление протерозоя-III на два периода с границей 700 млн. лет. При обосновании такого деления К.А. Пламб и Х.Л. Джеймс (Plumb, James, 1986, p. 87) принимали, что диагностической чертой первого периода протерозоя-III "было проявление нескольких эпизодов широко распространенного континентального оледенения во всех тектонических режимах и на всех континентах", которое по масштабу превосходило оледенение в заключительном периоде протерозоя, и начало формирования экстенсивно развитого платформенного чехла. Для второго периода протерозоя-III (от 700 млн. лет до начала кембрия) характерными чертами считались кульминация Пан-Африканско-Бразилианской орогении и, главное, появление первых метазоа – эдиакарской фауны.

Однако после более детального анализа данных на восьмой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия в г. Тяньцзине в 1988 г. стало ясно, что хронологическая структура образования широко развитых чехлов на континентальных массивах в конце протерозоя более сложна и распадается на три стадии, ясно ограниченные во времени и в пространстве. С первой стадией, начавшейся около 1000 млн. лет назад, было связано накопление чехлов в пределах Западно-Африканского и Восточно-Европейского кратонов и некоторые палеогеографические перестройки на Северо-Китайской платформе, со второй стадией, начавшейся около 850 млн. лет назад, было связано накопление синия Южно-Китайской платформы, надсерии Аделаида Австралии и их возрастных аналогов, которым предшествовали значительные геологические события во многих регионах (Семихатов, 1974; Хоментовский, 1976, 1984; Борукаев, 1985; Хаин, Божко, 1988; Research..., 1980), а с третьей стадией, начавшейся около 650 млн. лет, связано формирование наиболее широко распространенной части докембрийских чехлов (венд и его аналоги) и именно в это время появилась эдиакарская фауна. Следствием проведенного анализа и некоторой переоценки возраста позднегренвильских событий в сторону его увеличения, сделанной под влиянием новых U-Pb-цирконовых датировок, и стала принятая в окончательном варианте ШМП схема деления заключительной части протерозоя (см. табл. 1). Но и в этом, и в первоначальном варианте ШМП границы подразделений были "установлены в годах без определенного отношения к каким-либо комплексам горных пород" (Plumb, 1991, p. 139).

[1] При этом возраст границ определяется без указания пределов неопределенности, т.е., скажем, 1600 млн. лет, а не 1600 ± 50 млн. лет.

II

Уфимская шкала в отличие от ШМП относится к категории хроностратиграфических шкал[2] (Семихатов и др., 1991). Шкалы этой категории построены на основании анализа естественной последовательности, соотношений и особенностей материальных объектов – горных пород и содержащихся в них органических остатков, установления стратотипов подразделений и главное закрепления границ стратонов в специально избранных типовых разрезах (стратотипах границ), в которых эти границы определяются конкретными событиями и формально фиксируются точкой – "золотым гвоздем" (глобальный стратотипический разрез и точка (Cowie *et al.*, 1986; Cowie, 1989). Значение выбора стратотипа границы определяется его ролью стратиграфического репера, "к которому будут привязываться все последующие корреляции, даже если появятся новые палеобиологические или физические методы" (Холанд, 1984, с. 70), а главным критерием выбора положения конкретного места фиксации границы (точки стратотипа) является максимально широкая и надежная коррелируемость выбранных горизонта и точки стратотипа любым методом или всеми доступными методами (Cowie *et al.*, 1986, p. 5). По существу общая хроностратиграфическая шкала в идеальном варианте представляет собой последовательность специально избранных и согласованных в международном масштабе точек стратотипов границ, определяемых реальными событиями и имеющих хороший корреляционный потенциал и разделяющих поименованные и ранжированные подразделения.

Из-за объективных особенностей каменной летописи докембрия, и прежде всего из-за эволюционного уровня развития его биоса, границы в Уфимской шкале определяются не палеобиологическими событиями, как это принимается в классической хроностратиграфической концепции, разработанной на фанерозойском материале, а событиями геологическими. Поэтому границы общих стратонов в этой шкале, вопреки фанерозойским канонам, фиксируются не в непрерывных разрезах, а привязываются к несогласиям в основании крупных слоистых комплексов, знаменовавших начало важных этапов геологического развития стратотипических местностей. Такой выбор событий для определения границ, ставший возможным во многом благодаря успехам в изотопном датировании слоистых серий, был предложен до Уфимского совещания (Бибикова и др., 1989; Semikhanov, 1991) и нашел на нем широкую поддержку (Семихатов и др., 1991). Он означал важный шаг вперед по сравнению с более ранним вариантом общей шкалы докембрия СССР, принятым в 1978 г. (Решение, 1979; Семихатов, 1979), в котором границы наиболее крупных подразделений привязывались к моментам завершения важных тектономагматических циклов, что неизбежно вело к высокой роли глубинных пород в определении этих границ со всеми вытекающими отсюда издержками (см. выше).

Важно отметить и еще одну существенную черту Уфимской шкалы: в ней не только определены типы (типовые литостратиграфические комплексы) всех принятых подразделений, что было сделано еще в предшествующем варианте этой шкалы (Решение, 1979), но и сделан следующий шаг – все ее границы, кроме границы нижнего и верхнего карелия, привязаны к определенным уровням в сводных стратиграфических разрезах стратотипических местностей (Семихатов и др., 1991). Такую привязку можно и нужно рассматривать как первый существенный шаг на пути установления стратотипов границ этих подразделений – серии специально выбранных точек, каждая из которых фиксирует определенную границу в конкретном едином разрезе.

Само собой разумеется, что типовые комплексы всех подразделений Уфимской шкалы, охватывающей весь докембрий, и кандидаты в стратотипы ее границ не могли быть выбраны в каком-либо одном регионе. Однако природные особенности и степень изученности региональных комплексов докембрия Северной Евразии позволили выбрать эти разрезы в пределах Восточно-Европейской платформы и ее восточного обрамления (Южный Урал), а для ряда последовательных подразделений шкалы и их границ еще более сузить географическую локализацию типовых разрезов. Такое сужение минимизирует опасность возрастных перекрытий типовых комплексов смежных подразделений и способствует строгости установления палеонтологической и иных характеристик этих подразделений.

Таким образом, в Уфимской шкале геологические события используются не только для выбора места границ, как это принято в ШМП, но и для определения границ. Что же касается изотопно-геохронологических данных, то они в хроностратиграфическом пространстве, и в Уфимской шкале в том числе, используются двояко. Во-первых, они служат для датирования (калибровки) границ,

[2] Термин "хроностратиграфия" в Международном стратиграфическом справочнике (1978) (английское издание 1976 г.) определяется как тот раздел стратиграфии, "который занимается возрастом слоев и их временными соотношениями" (с. 88) и именно так нередко понимается и сейчас. Однако Международная стратиграфическая комиссия уточнила значение этого термина (Cowie *et al.*, 1984; 1986) и стала рассматривать хроностратиграфию как ту часть стратиграфии, "которая определяет шкалу на основании анализа протяженных последовательностей горных пород со стандартизированными опорными точками в тщательно избранных и согласованных стратотипических разрезах" (Cowie *et al.*, 1984, с. 649). У.Б. Харленд с соавторами (Харленд и др., 1985; Harland *et al.*, 1990) дает более краткое определение хроностратиграфической (chronostratigraphic or chronostratic) шкалы как шкалы последовательности горных пород со стандартизированными границами, выбранными в стратотипах границ.

установленных иными методами (а не для определения границ, как в хронометрических моделях). Такая калибровка в названной шкале проведена либо на основании прямых изотопно-геохронологических, главным образом U-Pb-цирконовых определений по тем супракрустальным толщам, к основанию которых привязаны соответствующие границы, либо путем интерполяций между U-Pb, Sm-Nd, а в верхнем протерозое и Rb-Sr датировками интрузивных и (или) супракрустальных пород, зажимающих границу в вилку в ее стратотипической местности. Во-вторых, изотопно-геохронологические данные используются для "развертки" шкалы на площадь, являясь одним из главных, а в нижнем докембрии и главным инструментом прослеживания подразделений и их границ за пределы соответствующих стратотипических местностей.

В этой связи надо подчеркнуть следующее. За каждым подразделением, по крайней мере протерозойской части Уфимской шкалы, стоит гораздо большее, чем современные представления об их длительности. Для каждого верхнепротерозойского ее стратона и для карелия в целом выделяются свои, неповторимые комплексы органических остатков, степень индивидуализации и систематическое разнообразие которых растут вверх по разрезу (обзор см. Семихатов и др., 1990). Наличие этих комплексов не только значительно повышает корреляционный потенциал названных подразделений, но и заметно меняет их определяющую сущность. Более того, палеонтологические данные в Уфимской шкале привлекаются и для обоснования расчленения. Двучленное деление наиболее молодого подразделения этой шкалы – вендской системы по подошве редкинского горизонта Московской синеклизы определяется не только геологическим событием – началом постгляциальной валдайской (редкинской) трансгрессии, но и событием биотическим – первой широкой латеральной экспансией и диверсификацией бесскелетных метазоа. Альтернативное общее расчленение венда по границе редкинского и котлинского горизонтов Восточно-Европейской платформы также опирается на экостратиграфические данные (Соколов, 1984; 1985).

Весьма вероятно, что в ближайшем будущем биостратиграфические критерии станут играть заметную роль в расчленении (т.е. в обосновании границ) и более глубоких частей протерозоя. Дело в том, что последовательные систематически различные комплексы довендских органических остатков, хотя и располагаются в разрезах (в том числе в типовых) дискретно, но наибольшие различия их состава обнаруживаются в тех случаях, когда они лежат по разные стороны от нижних границ всех трех эратем рифея и венда (строматолиты) или нижнего и особенно верхнего рифея (микрофоссилии). Обеспечивается это за счет того, что именно в начальные этапы соответствующих эр отмечались наиболее высокие темпы появления новых таксонов среди названных групп докембрийских органических остатков.

Существенно, что специфику хроностратиграфических подразделений докембрия создает или может создавать отнюдь не только их палеонтологическое содержание. Для всех послераннерифейских подразделений рифея и для венда уже сейчас ясно вырисовывается специфика изотопного состава углерода, намечаются присущие им особенности изотопного состава стронция, ведутся работы, направленные в перспективе на создание палеомагнитной шкалы верхнего докембрия и на выяснение геохимической специализации его конкретных частей. Результатом является расширение или перспектива расширения критериев обоснования и корреляции подразделений и соответственно увеличение надежности и разрешающей способности шкалы. Возможность и реальность такого расширения, определяемые самой сутью хроностратиграфической концепции, является главным аргументом в пользу приложения именно этой концепции к расчленению докембрия (более подробное обсуждение и библиографию см. (Hedberg, 1974; Семихатов, 1991; Semikhatov, 1991)).

III

Шкала докембрийского времени, предложенная У.Б. Харлендом с соавторами (Harland *et al.*, 1990), является развитием подобной шкалы, опубликованной У.Б. Харлендом и другими ранее (Харленд и др., 1985; английское издание 1982 г.). Эта шкала (табл. 2) выделяется тремя особенностями.

Во-первых, ее авторы исходят из того, что для докембрия (равно как и для фанерозоя) нужны параллельно существующие хроностратиграфическая и хронометрическая шкалы (Harland, 1975), из которых первая основана на последовательностях горных пород и состоит из носящих собственные названия интервалов между определенными событиями, отраженными в глобальных стратотипических разрезах и точках, а вторая является линейной шкалой, основанной на стандартной единице времени. При этом авторы принимают широкое понимание хронометрической шкалы как любой шкалы, основанной на единицах длительности – стандартной секунде или годе. Поэтому в категорию хронометрических в рассматриваемой работе попадают по существу два вида шкал: с одной стороны те, что отражают калибровку хроностратиграфических границ в единицах изотопного летоисчисления и являются производными хроностратиграфических шкал, а с другой – те шкалы, которые не имеют хроностратиграфических эквивалентов и границы которых определяются просто в годах. Среди последних авторы различают полностью искусственные шкалы, подчеркнуто независимые от

геологической истории и состоящие из отрезков равной продолжительности (например, Harland, 1975; Hofmann, 1990; Trendall, 1991), с одной стороны, и так или иначе отражающие геологические события и потому состоящие из разновеликих отрезков времени (например, Harrison, Peterman, 1982; Plumb, James, 1986) – с другой.

Во-вторых, предложенная шкала охватывает не только всю геологическую историю Земли, но и более древние события в эволюции Солнечной системы и космоса вплоть до Большого взрыва. Поэтому докембрийская часть шкалы включает в себя весьма значительный отрезок, не представленный в каменной летописи Земли.

В-третьих, шкала геологического времени (geologic time scale) рассматривается авторами как двуединая шкала, состоящая из хроностратиграфической и хронометрической составляющих, и именно для докембрия подробно описываются обе эти составляющие. Рассмотрим каждую из них.

Наиболее проста хронометрическая составляющая предложенной шкалы, которая предусматривает выделение трех эонов – прискойского, архейского и протерозойского – и подразделение двух последних на субэоны. Первый эон шкалы охватывает всю доархейскую историю Солнечной системы, в качестве границы прискоя и архея условно принята круглая цифра 4000 млн. лет, сам архей столь же условно разделен на три равных отрезка по 500 млн. лет, а для определения начала протерозоя и разделения последнего использована ранняя версия шкалы Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия (Plumb, James, 1986), которая, как мы видели выше, в своих подразделениях отражает реальные события, запечатленные в сводной геологической летописи Земли. Таким образом, для построения разных частей докембрийской хронометрической шкалы У.Б. Харленд и его соавторы использовали разные подходы (выделение условных отрезков равной продолжительности, не связанных с реальной историей, или отрезков разной продолжительности, отражающих важные события геологической истории). При этом приской и архей однозначно трактуются как чисто хронометрические подразделения, а протерозой – или как хронометрическая единица (Harland *et al.*, 1990 pp. 13 - 18, 178), или как единица двойственной – хронометрической и хроностратиграфической принадлежности (Harland *et al.*, 1990, p. 2).

Хроностратиграфическая составляющая рассматривается авторами в качестве примера того, как может разрабатываться хроностратиграфическая шкала докембрия при наличии хороших разрезов. Она предусматривает выделение системы соподчиненных единиц нескольких рангов – эон, эра, период, эпоха, а для наиболее высоких горизонтов докембрия и век (stage). В качестве эона фигурирует весь докембрий, противопоставляемый фанерозою, он разделяется на девять эр продолжительностью по 800 - 200 млн. лет, которые заполняют всю шкалу, в их пределах выделяются, но для большей части шкалы только намечаются периоды продолжительностью от 400 млн. лет и менее, а для отдельных интервалов определяются и более дробные подразделения.

Таким образом, хроностратиграфическая часть шкалы геологического времени, предложенная У.Б. Харлендом и др., отличается в целом большей детальностью по сравнению с хронометрической ее составляющей, но, как и она, неоднородна по приемам построения в разных своих частях.

Первое подразделение хроностратиграфической шкалы – до-хедий, – отнесенное по рангу к эрам, строго говоря, не должно фигурировать в шкале этой категории. Оно лишено осязаемого вещественного выражения, предшествует образованию Земли и Луны (4.55 - 4.57 млрд. лет назад) и потому в лучшем случае могло бы претендовать на роль хронометрической единицы. Второе подразделение того же ранга – хедий – рассматривается как подразделение, отвечающее доархейской истории Земли, но в качестве его вещественного выражения приняты наиболее древние лунные породы, а суперпозиция лунных кратеров и морей используется для расчленения хедия на подчиненные единицы, границы которых датируются на основании изотопных датировок внеземных объектов. Вместе с тем отмечается, что "начальная граница хедия совпадает с неким событием, которое трактуется как маркирующее первый шаг в формировании Земли" (Harland *et al.*, 1990, p. 22). Ясно, что эта граница не может отвечать требованиям к границам хроностратиграфических единиц, на обязательном выполнении которых настаивают У. Харленд и его соавторы. Поэтому она, а вместе с нею и весь хедий в предложенном объеме также не должны были бы рассматриваться в качестве хроностратиграфических объектов.

Строже определены более молодые, постхедийские эры, но и здесь наблюдаются некоторые внутренние противоречия и несоответствия. Типами этих эр выбрана последовательность наиболее известных и хорошо изученных региональных литостратиграфических комплексов. Эти ограниченные несогласиями комплексы представляют значительные отрезки геологической истории и в своем большинстве уже предлагались и выступали в качестве типов общих подразделений в других шкалах. Так, типом рандской эры избраны надсерии Витварсранд и Вентерсдорп Южной Африки, типом рифейской эры – последовательность бурзянской, юрматинской и каратавской серий уральского рифея, кроме верхней части последней, и т.д. При этом главная роль в определении возрастных соотношений далеко разобщенных комплексов отводится изотопно-геохронологическим, а в

Таблица 2. Шкала докембрийского времени У.Б. Харленда и др. (Harland *et al.*, 1990) (эпохи, обозначенные в хедие, и предлагаемые индексы подразделений в таблице опущены). Цифры в таблице : арабские – изотопный возраст границ, млн. лет; римские – собственные названия периодов (сверху вниз по шкале): I – Кобальт, II – Куирк-Лейк, III – Хоф-Лейк, IV – Эллиот-Лейк, V – Вентерсдорп, VI – Сентрал-Ранд, VII – Доминион

Эоны и субэоны глобальной хронометрической шкалы		Хроностратиграфическая шкала			
		Эон	Эра	Период	Эпоха
		Фанерозой	Палеозой	Кембрий	570
Протерозой	Pt_3	Докембрий	Синий	Венд	2 эпохи
					610
				Стерт	
	900				800
	Pt_2		Рифей	Каратау	1050
				Юрмата	
	1600				1350
				Бурзян	
	Pt_1		Анимикий	Ганфлинт	1650
			Гуроний	I – IV	2200
	2500				2400 – 2500
Архей	Ar_3		Рандий	V, VI	
				VII	2800
	3000		Свазий	Понгола	
				Мудиес	
	Ar_2			Фигтри	
				Онвервахт	
	3500				3500
Приской	Ar_1		Исуаний		3800
	4000		Хедий	Имбрий	3850
				Нектарий	3950
				До-нектарий	4150
				Возникновение Земли и Луны	4550 – 4570
			До-хедий		

верхней части шкалы отчасти и палеонтологическим данным.

При рассмотрении послехедийских докембрийских эр авторы шкалы не определяют и за одним исключением не предлагают определить точное положение границ этих подразделений ни в конкретных, ни на худой конец в сводных разреза, хотя правило определения хроностратиграфических подразделений путем выбора и фиксации стратотипических разрезов и точек их нижних границ многократно подчеркивается в работе. Так, для синия и рифея обсуждается лишь возможное географическое положение стратотипов границ, а для прочих эр геологической стадии развития Земли указано только в самом общем виде, что их нижние границы (точнее начальные границы, определяющие начало подразделения, поскольку речь идет о геохронологических единицах) могут быть выбраны вблизи основания, но не в основании типичных комплексов соответствующих подразделений. Такой отрыв границ от основания несогласно залегающих комплексов кажется вполне логичным шагом в классическом хроностратиграфическом пространстве. Но этот шаг требует указать те события, которые должны или хотя могли бы определить положение границ докембрийской шкалы в их стратотипах. К сожалению, такое указание – и то в качестве одной из возможных альтернатив – было сделано только в отношении начальной границы рандия (начало накопления тиллитов, предшествующих комплексу Стилуотер, Монтана, США), а из контекста работы можно заключить, каким событием предполагается определить начало синия (началом оледенения Стерт в Южной Австралии).

Обращаясь к более дробным подразделениям рассматриваемой шкалы, мы остановимся только на тех из них, которые относятся к геологической стадии развития Земли. В первых эрах этой стадии, предшествующих рифею, подчиненные подразделения (периоды) лишь намечаются, границы их не обсуждаются и за одним исключением не проводятся. Только из рис. 7.8 работы У.Б. Харленда и его соавторов (см. табл. 2 в данной статье) можно понять, что прообразами намечаемых здесь периодов мыслятся последовательные серии тех надсерий, которые составляют типовые подразделения эр.

Что же касается рифейской и синийской эр, то для них в работе обсуждается и принимается расчленение на периоды, а для позднесинийского периода – на эпохи и даже на века (см. Harland *et al.*, 1990; табл. 3.1). Для рифея авторы считают нужным в качестве элемента глобальной хроностратиграфической шкалы принять уральскую модель расчленения на ранний, средний и поздний рифей (бурзянский, юрматинский и каратавский периоды), но с уменьшением объема каратавия за счет отнесения его завершающей части к синию. В пределах последнего обособлены два периода – стертский и вендский, и в качестве индикаторов их начальных границ обсуждаются стертское и варангерское (лапландское) оледенения соответственно. При этом вновь подчеркивается, что нижняя граница венда должна быть закреплена не в основании, а в пределах варангерского ледникового уровня. Достигаемое таким путем отклонение принимаемого У.Б. Харлендом и его коллегами объема венда от первоначального его объема (обсуждение см. Соколов, 1984, 1985), хотя и незначительно по величине, но важно с концептуальной точки зрения, ибо оно отражает два подхода к определению нижней границы венда: "где-то вблизи наиболее низкой ледниковой фации" в согласно залегающей толще варангерского гляциогоризонта (Harland *et al.*, 1990, p. 30) или по несогласию в основании нижнего (блоньского или норвежского) уровня тиллитов этого горизонта (Соколов, 1984, 1985; Семихатов и др., 1991).

Принимаемый в таком объеме вендский период предлагается разделить на эпохи Варангер и Эдиакара (Ediacara), граница между которыми может быть выбрана где-то в нижней части формации Уонока Австралии (Harland *et al.*, 1990, p. 30). Следовательно, объем эпохи Эдиакара несколько отличается от объема ранее выделенного Р.Дж. Дженкинсом (Jenkins, 1981) эдиакаранского периода (Ediacaran Period), нижняя граница которого в стратотипе совмещалась с поверхностью несогласия в основании формации Уонока.

Для двух эпох, выделенных в составе вендского периода, авторы рассматриваемой шкалы предлагают еще более дробное расчленение и в пределах каждой из эпох обособляют по два века. Критерии обоснования столь дробных для докембрия подразделений и уровни проведения их границ в работе У.Б. Харленда и др. не рассматриваются. Предлагаемые же названия этих подразделений производятся от названий двух последовательных стадий варангерского оледенения Северной Норвегии и двух верхних формаций серии Уильпена Южной Австралии. Это позволяет думать, что именно в названных районах авторы видят разрезы, наиболее важные для обоснования предлагаемого расчленения венда.

Только что рассмотренная шкала верхних горизонтов докембрия (синия) является наиболее детальной из всех когда-либо предлагавшихся для этой части разреза. Однако возможность широких корреляций дробных подразделений этой шкалы – даже если будут строго определены их границы и разрешены противоречия в оценке изотопного возраста нижней границы кембрия – остается неясной, а принятая система "сборки" шкалы с разнесением стратотипов последовательных периодов и эпох и их границ в различные, далеко отстоящие один от другого разрезы порождает ряд корреляционных трудностей, ко-

торые не всегда могут быть корректно разрешены при современном состоянии методической базы стратиграфии докембрия. Иллюстрацией сказанного служит принятая авторами двойственная трактовка стратиграфической принадлежности одного из ключевых объектов предложенной схемы – тиллитов Наньтоу, которые являются второй снизу формацией типового разреза синийской системы Китая в ущелье р. Янцзы. На стр. 28 работы У.Б. Харленда и др. названные тиллиты рассматриваются как вероятный член стертского (т.е. довендского) оледенения, а на стр. 30 – как член варангерского (т.е. ранневендского) оледенения. Ясно, что в зависимости от той или иной корреляции тиллитов Наньтоу меняется положение в шкале типа синийской системы – того реального подразделения, которое дало название заключительной эре докембрия в шкале У.Б. Харленда и др. – и возникает вопрос о соответствии стратиграфических объемов синия в предлагаемом понимании и в понимании, принятом китайскими геологами (в шкале докембрия Китая нижняя граница синийской системы проводится по несогласию в основании формации Ляоньтоу, которая в ущелье Янцзы с размывом перекрывается тиллитами Наньтоу (Келлер и др., 1984; Research.., 1980; Sun Dazhong, Lu Songnian, 1985)).

При определении изотопного возраста границ предложенных хроностратиграфических единиц У.Б. Харленд и его соавторы специально не останавливаются на обосновании принятых ими (см. табл. 2) датировок начальных границ синия и дорифейских подразделений, в рифейской части шкалы следуют датировкам, принимавшимся в докембрийской шкале СССР 1978 г. (Решение, 1979), но отходят от принятой в этой шкале и в ряде других публикаций (например, Соколов, 1984, 1985) оценки изотопного возраста нижней границы венда (610 млн. лет вместо 650 ± 20 или 650 ± 10 млн. лет). Причиной такого отхода явились новые U-Pb определения возраста позднедокембрийских отложений Ньюфаундленда, но корреляция последних с типовыми разрезами венда и с вероятным стратотипом его нижней границы в работе (Harland *et al.*, 1990) не рассматривается.

Завершая анализ шкалы геологического времени, предложенной У.Б. Харлендом и его соавторами, отметим следующее.

Во-первых, дробность расчленения в хроностратиграфической части этой шкалы заметно больше, чем в хронометрической, и прямо не зависит от возраста. Иллюстрацией этой независимости являются отсутствие направленных изменений объемов одноранговых подразделений снизу вверх по шкале и выделение подразделений четвертого ранга – эпох – только в самом нижнем (хедий) и самом верхнем (венд) отрезках хроностратиграфической шкалы.

Во-вторых, возраст границ, принятых в хроностратиграфической и в хронометрической составляющих шкалы точно совпадает между собой только в одном случае (границы исуания и свазия, с одной стороны, и раннего и среднего архея – с другой) и примерно совпадают в двух других, тогда как большинство границ в этих составляющих проведены на различных возрастных уровнях (табл. 2). Тем самым подчеркивается независимость принятого хроностратиграфического и хронометрического расчленения.

В-третьих, в хроностратиграфической шкале нет корреляции между длительностью подразделения и его рангом. Так, продолжительность выделенных эр колеблется от 230 до 850 млн. лет, а продолжительность периодов – от 40 до 300 млн. лет. В результате возникает естественный вопрос о критериях определения ранга подразделения. Почему, скажем, гуроний и синий длительностью соответственно 200 - 300 и 230 млн. лет трактуются как эры, а бурзяний и венд, длительностью 300 и 40 млн. лет, как периоды.

В-четвертых, типовые разрезы последовательных подразделений докембрия и намечаемые стратотипы их границ нередко выбраны на различных континентах. Такой выбор, в значительной мере продиктованный стремлением ввести в шкалу наиболее известные подразделения различных национальных шкал, тривиален для стратиграфии фанерозоя, но в докембрии порождает существенные корреляционные трудности, которые особенно сказываются на корректности выделения наиболее дробных подразделений. Один из соответствующих примеров был рассмотрен выше.

В-пятых, в шкале У.Б. Харленда и др. ряд традиционных стратиграфических подразделений (рифей, каратавий, синий, венд и др.) принимаются в несколько ином объеме, чем обычно. Такое изменение объема, отчасти связанное со смещением начальных границ подразделений от основания несогласно залегающих типовых серий в пределы этих серий, лишь в одном случае получило терминологическое отражение (Ediacara Epoch и Ediacaran Period). В результате возникает двойственность в понимании объемов одноименных единиц в разных шкалах. В большинстве случаев эта двойственность важна лишь с концептуальной, а не с прагматической точки зрения, но в отношении рифея и каратавия (верхнего рифея) она затрагивает самую суть этих стратонов: традиционно их верхние ограничения определялись и определяются нижней границей не синия, а венда.

IV

Итак, из трех рассмотренных новейших шкал общего расчленения докембрия шкала геологического времени, предложенная Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия и

являющаяся международной (глобальной), наиболее строго следует принятой концепции построения. Единственным допущенным отступлением от этой концепции является признание возможного хроностратиграфического определения наиболее молодого периода неопротерозоя, что и нашло отражение в его названии (см. выше).

Докембрийская шкала, предложенная У.Б. Харлендом и его коллегами и по сути претендующая на роль шкалы глобальной, оказалась более уязвимой с точки зрения внутренней согласованности и строгости построения. Ее хронометрическая часть строга в подходе к определению границ, но в разных своих отрезках использует разные приемы для выбора положения этих границ, тогда как хроностратиграфическая часть обладает двумя внутренними противоречиями. С одной стороны, весьма значительный ее отрезок относится к тому времени, которое не представлено каменной летописью на Земле и потому, по сути дела, не может рассматриваться в хроностратиграфическом контексте. С другой стороны, для представленного этой летописью отрезка времени шкала хотя и опирается на последовательность реальных комплексов супракрустальных пород, которые рассматриваются как база для последующего строгого определения (дефиниции) стратонов, но лишена другой важнейшей составляющей хроностратиграфической концепции – фиксации границ стратонов в специально избранных стратотипических разрезах. Авторы лишь отмечают, что такая-то граница может быть выбрана вблизи основания такой-то формации или серии, но формально, как правило, не фиксируют ни точное положение границ, ни определяющие их события.

Воспринятое от фанерозойской стратиграфии требование выбора стратотипов границ в пределах согласно залегающих последовательностей выдвигалось применительно к докембрию и ранее (например, Hedberg, 1974) и нашло практическое выражение в докембрийской шкале Южной Африки, предложенной в конце 70-х годов (Kent, Hugo, 1978; South African..., 1990). Однако неопределенность событий, которые могли бы фиксировать выбранные таким способом границы, позднее привела южноафриканских геологов к иным взглядам. Было предложено привязывать границы общих подразделений шкалы к наиболее важным перерывам в процессах осадконакопления, магматизма, орогении и кратонизации (Johnson *et al.*, 1989), или к несогласиям в основаниях последовательно залегающих типовых комплексов супракрустальных горных пород (Winter, 1990). По существу именно этот последний способ определения (фиксации) границ принимался и в других хроностратиграфических шкалах докембрия или верхнего докембрия (например, Research..., 1980; Sun Dazhong, Lu Songnian, 1985). Естественно, что границы при этом понимались не как собственно поверхности несогласия, которые обычно бывают или во всяком случае могут быть диахронными, а как изохронные плоскости, место которых определяется положением несогласия в избранном типовом разрезе.

Уфимская шкала, разработанная на примере докембрия Северной Евразии (в границах бывшего СССР) и предназначенная прежде всего для его расчленения, периодизации и корреляции, формально не претендует на более широкое значение. Однако на деле подразделения ее верхнепротерозойской части – рифей с тремя подчиненными стратонами и венд – вошли в международный обиход, отражением чего, в частности, и явилось введение этих подразделений в шкалу, предложенную У.Б. Харлендом и его соавторами (Harland *et al.*, 1990), а нижний протерозой (карелий) Уфимской шкалы по объему отвечает палеопротерозою ШМП, основанной на анализе мировых данных. Подобный международный аспект, а также достаточно строгая приверженность хроностратиграфическому принципу построения ставят Уфимскую шкалу 1990 г. на особое место среди прочих шкал, которые официально приняты в странах, обладающих представительным и широко развитым докембрием (например, Kent, Hugo, 1978; Research..., 1980; Harrison, Peterman, 1982; Stockwell, 1982; Sun Dazhong, Lu Songnian, 1985; Johnson *et al.*, 1989; South African..., 1990).

Использование хроностратиграфического принципа в докембрии, как уже говорилось выше и отмечалось в литературе, имеет свои особенности, которые связаны прежде всего с тем, что докембрийские органические остатки при современной стадии их изученности не могут служить инструментом типизации и межрегионального прослеживания стратиграфических границ. Поэтому последние в их стратотипических местностях определяются событиями абиотическими (геологическими) при соблюдении некоторой корреляции между масштабом события и рангом соответствующей границы.

Именно так сделано в Уфимской шкале 1990 г. Все ее границы, кроме границы нижнего и верхнего карелия, в их стратотипических местностях определяются началом накопления вулканогенно-осадочных или осадочных серий, которые знаменовали начало важных этапов развития названных местностей и отделялись от подстилающих образований несогласиями того или иного значения. Привязка границ к реальным событиям, фиксируемым в основании несогласно залегающих типовых серий, а не в пределах согласно пластующихся толщ, и формальное установление положения границ в сводных разрезах стратотипических местностей, а не в конкретных стратотипических разрезах и точках по существу исчерпывают значимые отклонения

рассматриваемой шкалы от требований хроностратиграфии. В данной связи надо напомнить, что всем этим требованиям в полной мере не отвечает и единая стратиграфическая шкала фанерозоя в ее современном состоянии. Дело, следовательно, лишь в степени отклонения от требований.

Строго в Уфимской шкале решен вопрос о стратиграфическом ранге выделенных в ней стратонов, что выгодно отличает эту шкалу от ряда других докембрийских шкал. Критерием в данном случае послужила длительность подразделений, определяемая на основании изотопно-геохронологических данных (Беккер, 1990, 1992; Семихатов и др., 1991). Существенные различия подразделений различного ранга в их длительности уже давно обсуждались в печати и специально подчеркивались В.В. Меннером (1977, 1979). Но приложению этого критерия к определению ранга докембрийских стратонов в нашей литературе препятствовало довольно влиятельное мнение о необходимости выделения здесь особых, отличных от применяемых в фанерозое подразделений – фитем или протосистем (Келлер, 1966, 1980). Эта точка зрения, в свое время разделявшаяся и мною, исходила из того, что методы общего расчленения докембрия специфичны, что выделяемые в нем общие подразделения обоснованы не собственно органическими остатками, а фитогенными органоседиментарными структурами и не содержат многоступенчатой серии подчиненных единиц, свойственной системам фанерозоя. Достигнутый в последние годы прогресс в понимании методов обособления хроностратиграфических единиц докембрия, обоснование венда в качестве терминальной системы последнего, предложения о выделении в верхнем рифее подчиненных общих единиц и уточнение длительности различных подразделений архея и протерозоя Северной Евразии – все это позволило подойти с единой меркой к определению стратиграфического ранга подразделений в фанерозое и в докембрии и подчинить систему подразделений, принятых в Уфимской шкале, определенной иерархии (см. табл. 1).

Возвращаясь к сравнению конструкции Уфимской шкалы и ШМП, напомним, что возрастное положение всей последовательности границ, установленных в этих шкалах, различно, но положение четырех пар из этих границ там и здесь оказывается по существу одинаковым. Это относится к границам, имеющим возраст соответственно 2500 ± 50 и 2500 млн. лет, 1650 ± 50 и 1600 млн. лет, 1000 ± 50 и 1000 млн. лет, 650 ± 20 и 650 млн. лет. Совпадают и принятые трактовки значения (соподчиненности) первой и второй из этих пар. Одна из них в обеих шкалах рассматривается как граница между археем и протерозоем, а другая как граница между первым из наиболее крупных подразделений протерозоя, названным карелием в Уфимской шкале и палеопротерозоем в ШМП, и последующим подразделением эквивалентного ранга. Для границ третьей и четвертой из упомянутых выше пар такого совпадения в трактовке их значения нет.

В шкале докембрия Северной Евразии, принятой в Уфе в 1990 г., граница с возрастом 1000 млн. лет рассматривается как граница стратонов третьего ранга, подчиненных верхнему протерозою (среднего и верхнего рифея), тогда как в ШМП она фигурирует как граница подразделений второго ранга (мезо- и неопротерозоя), выступая в той же весовой категории, что и граница 1600 млн. лет, и вместе с нею определяет трехчленное деление протерозоя. Что же касается границы с возрастом 650 млн. лет, то она в первой из сравниваемых шкал ограничивает снизу единственное подразделение четвертого ранга (венд), а во второй шкале стоит в общем ряду границ, подчиненных палео-, мезо- и неопротерозою, т.е. выступает как рубеж третьего ранга.

Принятое в ШМП трехчленное деление протерозоя, в той или иной мере совпадающее с предлагавшимся в некоторых других шкалах (например, Harrison, Peterman, 1982; Stockwell, 1982) и поддержанное рядом участников Уфимского совещания 1990 г., быстро входит в современную литературу, контрастируя с двучленным делением протерозоя, принятым в Уфимской шкале 1990 г. и в докембрийской шкале СССР 1978 г. (Решение..., 1979; Семихатов и др., 1991). Анализируя в этом контексте события с возрастом около 1000 млн. лет, определяющие или рассматриваемую границу как таковую или выбор ее места, нетрудно убедиться, что наиболее ярким их выражением были динамо-термальная переработка более древних кристаллических комплексов и сопутствующий интрузивный магматизм, а их проявления в слоистых толщах, хотя и могли привлекать внимание масштабами (например, позднерифейская трансгрессия в Северной Африке), но по своей сути не выделялись в общем ряду событий позднего протерозоя (Семихатов, 1974; Борукаев, 1985). При этом рассматриваемые события территориально тяготели главным образом к современным периатлантическим зонам, а в Перипацифике, в Центральной и Северной Азии если и были выражены, то очень вяло и по значению явно уступали вступившим здесь в игру событиями с возрастом 800 - 850 млн. лет (Семихатов, 1974; Хоментовский, 1976; Хаин, Божко, 1988). Поэтому именно китайские и сибирские материалы послужили базой для историко-геологического обоснования стратиграфических границ с возрастом около 850 млн. лет – нижних границ синия и байкалия (Хоментовский, 1976, 1984; Research..., 1980; Sun Dazhong, Lu Songnian, 1985), а поиск следов событий с возрастом 1000 млн. лет на Тихоокеанской окраине Се-

верной Америки и в Сибири представляет собой сложную и не всегда строго разрешимую задачу.

Резюмируя, можно сказать, что принятое в Уфимской шкале двучленное деление протерозоя отражает прежде всего уникальное геологическое значение предрифейских событий, а также геологическое единство рифея Северной Евразии, три подразделения которого отвечают трем последовательным стадиям развития процессов формирования платформенного чехла эписвекофеннских кратонов и деструкции последних, прошедшей главным образом в зонах будущих фанерозойских складчатых поясов (Борукаев, 1985; Хаин, Божко, 1988; Киселев, 1991).

Рассматриваемая как и любая другая хроностратиграфическая шкала в своих подразделениях отражает события различного радиуса действия, что в конечном итоге и объясняет наличие как совпадающих, так и не совпадающих границ в разных шкалах, в нашем случае в Уфимской шкале 1990 г., в ШМП и, скажем, в хроностратиграфических шкалах докембрия Китая и Южной Африки (Kent, Hugo, 1978; Research..., 1980; Stockwell, 1982; Johnson *et al.*, 1989; South African..., 1990). К примеру, предрифейский рубеж, определяющий главные подразделения протерозоя в Уфимской шкале и по существу совпадающий с границей палео- и мезопротерозоя в ШМП, попадает в китайской и южноафриканской шкалах в пределы единых подразделений – чанченской системы и моколийской эратемы соответственно, а нижняя граница венда, как известно, сечет наиболее престижное докембрийское подразделение Китая – синийскую систему.

Подобные примеры можно было бы умножить, но и сказанного достаточно, чтобы проиллюстрировать специфику конструкции шкал, построенных на основании историко-геологического анализа разобщенных регионов представительного развития докембрия. Вероятно, национальные шкалы докембрия, отражающие специфику геологической истории крупных сегментов Земли, сохранятся еще долго. Каждая из них будет обеспечивать корреляцию региональных схем и установление непрерывной последовательности стратонов, равно как и отражать периодизацию докембрийской истории в пределах своего сегмента. Предпринятая У.Б. Харлендом и др. (1985; Harland *et al.*, 1990) попытка совместить те или иные сравнительно небольшие отрезки нескольких таких шкал и "собрать" их в единую хроностратиграфическую шкалу докембрия, как мы видели, требует значительного совершенствования и, видимо, является не самой эффективной по своей сути.

Методически более оправданным и более действенным путем создания международной хроностратиграфической шкалы докембрия, судя по всему, должен стать выбор масимально протяженных реальных стратиграфических последовательностей, которые в силу своих природных особенностей и изученности могли бы стать типами двух или трех крупнейших отрезков шкалы. Список претендентов на такой выбор очень ограничен. Для нижнего докембрия это последовательности южной части Канадского щита и Южной Африки, для верхнего докембрия – Китая и особенно России. Не случайно именно они послужили моделями для разработки широко известных докембрийских шкал.

В сегодняшней реальности при наличии нескольких национальных шкал докембрия, официально одобренных в соответствующих странах и различающихся по объему, названиям и рангу принятых подразделений, а нередко и по принципам построения, требуется инструмент их корреляции, который смог бы сыграть роль общего знаменателя для сосуществующих шкал. Эти функции, вероятно, и будет выполнять ШМП (в особенности ее наиболее крупные подразделения), обеспечивая взаимопонимание геологов, приверженных разным школам и шкалам. Ясно, что корреляция с хронометрической шкалой Международной подкомиссии может проводиться только на основании изотопно-геохронологических данных.

Более перспективным путем к корреляции и к возможной интеграции различных хроностратиграфических шкал докембрия представляется, однако, иной путь. В его основе должно лежать расширение и углубление всесторонних характеристик стратонов, выделенных в каждой шкале, и использование максимально широкого комплекса признаков для их обоснования, уточнения объемов и главное корреляции. Только комплекс признаков, стоящих за каким-либо стратоном, открывает возможность использования одного из главных принципов стратиграфии – принципа хронологической взаимозаменяемости признаков, который "позволяет комплексировать признаки и устанавливать хронологические отношения пространственно разобщенных тел со сколь угодно различными стратиграфическими признаками" (Мейен, 1989, с. 117). По существу именно поэтому главным направлением развития стратиграфии фанерозоя в последнее время становится использование мультидисциплинарных (биологических, геологических, климатических, физических, геохимических и др.) критериев для обоснования стратиграфических шкал высокой разрешающей способности. Это направление, получившее название голостратиграфия (Walliser, 1986; Cowie, 1989), наиболее успешно развивается на фанерозойском материале. Однако не меньше, если не больше оснований применять его в полной мере и для докембрия. Это может быть сделано только в хроностратиграфическом пространстве.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А.М., Богданов Ю.Б., Коников А.З. и др. Принципы и практика расчленения и корреляции нижнего докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Тез. докл. II Всесоюз. совещ. Уфа: Башк. НЦ АН СССР, 1990. С. 3 - 5.

Беккер Ю.Р. Ранг общих стратонов докембрия // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Тез. Докл. II Всесоюз. совещ. Уфа: Башк. НЦ АН СССР, 1990. С. 5 - 7.

Беккер Ю.Р. Ранг общих стратонов шкалы докембрия // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. N 9. С. 5 - 10.

Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Семихатов М.А. и др. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 4. С. 8 - 22.

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

Келлер Б.М. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. N 6. С. 1405 - 1408.

Келлер Б.М. Стратиграфические подразделения докембрия // Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л.: Наука, 1980. С. 116 - 124.

Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // 27 МГК. Геология докембрия. Секция С. 05. Докл. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 56 - 76.

Киселев В.В. Докембрий палеозоид Тянь-Шаня. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Бешкек: АН Респ. Кыргызстан, 1991. 65 с.

Международный стратиграфический справочник. Руководство по стратиграфической классификации, терминологии и их применению / Под ред. *Х. Хедберг*. М.: Мир, 1978. 226 с.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 215 с.

Меннер В.В. Общая шкала стратиграфических подразделений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 11. С. 8 - 15.

Меннер В.В. Общая шкала стратиграфических категорий в свете последних результатов геологических работ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 2. С. 31 - 48.

Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 147 - 153.

Рундквист Д.В. О принципах разработки структурно-вещественной шкалы геологического времени // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Тез. докл. II Всесоюз. совещ. Уфа: Башк. НЦ АН СССР, 1990. С. 24 - 29.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 11. С. 5 - 22.

Семихатов М.А. Современные концепции общего расчленения докембрия: анализ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. N 8. С. 3 - 13.

Семихатов М.А., Федонкин М.А., Вейс А.Ф. и др. Палеонтологический метод в стратиграфии докембрия // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Тез. докл. II Весоюз. совещ. Уфа: Башк. НЦ АН СССР, 1990. С. 35 - 49.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. N 4. С. 3 - 16.

Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и регион. геологии. Новосибрск: Наука, 1971. С. 155 - 178.

Соколов Б.С. Вендская система: положение в стратиграфической шкале // 27 МГК. Стратиграфия. Секция С.01. Доклады. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 111 - 127.

Соколов Б.С. Вендская система: историко-геологическое и палеонтологическое обоснование // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 199 - 214.

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

Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Т. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.

Холанд Ч.Г. Шаги на пути к стандартному силуру // 27-й МГК. Статиграфия. Секция С.01. Доклады. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 60 - 72.

Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск : Наука, 1976. 269 с.

Хоментовский В.В. Байкальский комплекс и байкалиды // Геол. и геофизика. 1984. N 8. С. 33 - 40.

Cowie J.W. Natural boundaries in the global stratigraphic time scale of IUGS // 28-th Intern. Geol. Congr. Abstr. Wash., 1989. V. 1. P. 336.

Cowie J.W., Ziegler W., Remane J. Stratigraphic commission accelerates progress, 1984 to 1989 // Episodes. 1989. V. 12. N 2. P. 79 - 81.

Cowie J.W., Ziegler W., Boucout A.J., Bassett M.G., Remane J. Guidelines and status of the International Commission on stratigraphy // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 1986. 14 p.

Cowie J.W., Basset M.G., Fritz W.H. et al. Chronostratigraphic definition of the Precambrian-Cambrian boundary // Geol. Mag. 1984. V. 121. 6. P. 649.

Harland W.B. The two geological time scales // Nature. 1975. V. 253. N 5492. P. 505 - 507.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press. 1990. 263 c.

Harrison J.E., Peterman Z.E. North American Commission on stratigraphic nomenclature. Report 9. Adoption of geochronometric units for division of Precambrian time // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. V. 6 N 6. P. 801-802.

Hedberg H.D. Basis for chronostratigraphic classification of the Precambrian // Precambr. Res. 1974. V. 1. N 1. P. 165 - 177.

Hofmann H.J. Precambrian time units and nomenclature – the geon concept // Geology. 1990. V. 18. N 2. P. 304 - 341.

Hofmann H.J. Precambrian time units – Geon or geologic unit? // Geology. 1991. V. 19. N 9. P. 958 - 959.

Jenkins R.J.F. The concept of an "Ediacaran Period" and its stratigraphic significance in Australia // Trans. R. Soc. S. Austral. 1981. V. 105. N 4. P. 179 - 194.

Johnson M.R., Cornell D.H., Walraven F. A revised Precambrian time scale for South Africa // S.Afrc. Commission on Stratigraphy. Chronostrat. Ser. I. Geol Surv. S. Africa. 1989. 6 p.

Kent L.E., Hugo P.J. Aspects of the revised South African stratigraphic classification and a proposal for chronostrati-

graphic subdivision of the Precambrian. Contributions to the geologic time scale. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. 388 p.

Plumb K.A. New Precambrian time scale // Episodes. 1991. V. 14. N 2. P. 139 - 140.

Plumb K.A., James H.L. Subdivision fo Precambrian time: recommendation and suggestions by the Subcomisson on Precambrian stratigraphy // Precambr. Res. 1986. V. 32. N 1. P. 65 - 92.

Research on Precambrian geology: Sinian suberathem in China. Tianjin: Sci. Technol. press, 1980. 407 p.

Semikhatov M.A. General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR // Soviet Scientific Rev., Section B. Geology Reviews., Harwood Acad. Publ., 1991. 189 p.

South African Committee for stratigraphy. Stratigraphy of South Africa. Pt. I. *(L.E. Kent compiler).* Handbk geol. Surv. S. Africa., 1990. V. 8. 690 p.

Stockwell C.H. Proposal for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Pt. I. A time classification of Precambrian rocks and events // Geol. Surv. Canada. Pap. 80 - 12. 1982. 135 p.

Sun Dazhong, Lu Songnian. A subdivision of the Precambrian of China // Precambr. Res. 1985. V. 28. N 1. P. 137 - 162.

Tendall A.F. The "geological unit" (q.u.) – A suggested new measure of geologic time // Geology. 1991. V. 19. N 3. p. 195.

Walliser O.H. Toward a more critical approach to bioevents // Lecture notes in Earth sciences. V. 8. Global bio-events. Springer, 1986. P. 5 - 16.

Winter H. de la R. Kaapvaal chronostratigraphy should be based on known rock successions rather then any proposed estimated time scale // J.Geol. S. Afr. 1990. V. 93. N 516. P.864 - 868.

Глобальные изменения

Эволюция биосферы

УДК 551.331:551.71(571.53+55).

СРЕДНЕСИБИРСКИЙ ГЛЯЦИОГОРИЗОНТ РИФЕЯ

© 1993 г. Н. М. Чумаков

ГИН РАН, 109017, Москва, Россия

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

На западном склоне Алданского щита и по периферии Байкальского складчатого пояса рифейские отложения содержат ледниковые отложения, которые имеют сходное стратиграфическое положение и могут быть объединены в среднесибирский гляциогоризонт. Возраст его среднерифейский или, что менее вероятно, верхнерифейский. Среднесибирский горизонт – первое свидетельство среднерифейских оледенений на Земле или верхнерифейских оледенений в Северной Азии.

Ряд крупных оледенений, которые в конце докембрия следовали один за другим, – это одно из самых заметных и еще не вполне понятных явлений в геологической истории. Оледенения были настолько характерной чертой позднего докембрия, что Международная подкомиссия по стратиграфии докембрия предложила назвать одно из его подразделений "криогением" (Cowie *et al.*, 1989). Несмотря на значительное количество исследований число, последовательность, ареалы и возраст позднедокембрийских оледенений еще нуждаются в уточнении. С этой точки зрения определенный интерес представляют недавно изученные позднедокембрийские ледниковые отложения Байкальской горной области и примыкающих районов Среднесибирского плоскогорья (рис. 1).

РИФЕЙСКИЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РЕГИОНА

Ледниковые отложения установлены здесь в трех свитах рифея[1]: ничатской, большепатомской и джемкуканской. Кроме того, можно предполагать присутствие ледниковых отложений в рифейских отложениях Южного Прибайкалья.

Ничатская свита распространена на западном склоне Алданского щита, в юго-западной части Березовской впадины, где она, слагая основание полого наклоненного к северо-западу рифейско-нижнепалеозойского осадочного чехла, ложится непосредственно на кристаллический фундамент. Кроме того, ряд обнажений свиты протягивается к северу от оз. Ничатка вдоль зоны разломов, отделяющих Березовскую впадину от Патомской складчатой зоны. В этом районе ничатская свита залегает несогласно на среднерифейской баллаганахской подсерии, смята в складки, разбита сбросами, небольшими надвигами и местами рассланцована. Кровля свиты проводится по основанию пачки характерных красных, очень тонкослоистых доломитов и мергелей кумахулахской и баракунской свит. Данная пачка согласно покрывает ничатскую свиту и является прекрасным маркером, позволяющим трассировать эту свиту (рис. 2). Территория, на которой известна ничатская свита, имеет протяженность с запада на восток около 70 км, а с юга на север свыше 80 км.

Строение разрезов ничатской свиты в восточной платформенной части этой территории и западной складчато-надвиговой зоне заметно различается. В западной зоне строение разрезов сравнительно однотипно, а в восточной – напротив очень изменчиво, что отражает пестроту существовавших здесь фациальных обстановок.

На платформе в ничатской свите можно выделить три главных типа разрезов: 1) сложенные чередованием пачек массивных, реже слоистых

[1] Рифей обнимает мезопротерозой и большую часть неопротерозоя (исключая терминальный протерозой или венд) международной стратиграфической шкалы и подразделяется на три части: нижний рифей (1350 ± 20 - 1650 ± 50 Ма), средний рифей (1350 ± 20 - 1000 ± 50 Ма), верхний рифей (1000 ± 50 - 650 ± 20 Ма).

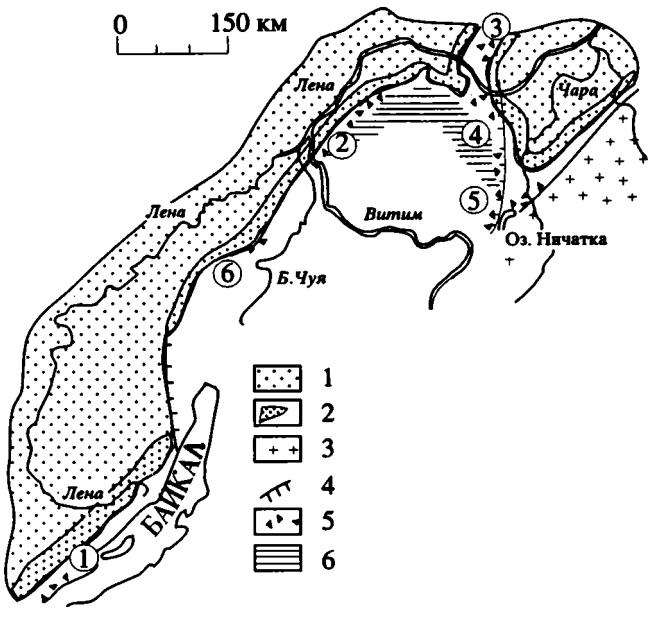


Рис. 1. *Отложения среднесибирского гляциогоризонта в Байкальской горной области.*
Цифры на схеме: 1 *– предположительно ледниковые отложения р. Бугульдейки,* 2 *– джемкуканская свита северо-западного склона Чуйско-Тонодского поднятия,* 3 *– большепатомская свита Уринского поднятия,* 4 *– джемкуканская свита со следами айсбергового разноса на водоразделе рек Бульбухта и Жуя,* 5 *– ничатская свита Березовской впадины и восточного склона Лонгдорского поднятия,* 6 *– р. Чая. 1 – палеозойские отложения, 2 – граница палеозойских и рифейских отложений, 3 – нижний протерозой и архей, 4 – зоны разломов, 5, 6 – фации сибирского гляциогоризонта: 5 – преимущественно диамиктовые и конгломератовые, 6 – преимущественно сланцевые.*

диамиктов[2] и тонкослоистых пород; 2) состоящие из конгломератов и гравийных песчаников; 3) состоящие из ритмичного чередования градационно-слоистых конгломератов, диамиктов, песчаников и алевролитов. Рассмотрим платформенные типы разрезов в том порядке, как они были перечислены.

Характерным разрезом первого типа является разрез на северо-западном побережье оз. Ничатка. Здесь пачки массивных красновато-бурых диамиктов имеют мощность от 5 до 70 м. Они содержат много камней с абразивными ледниковыми гранями, на поверхности которых наблюдаются разновеликие субпараллельные продольные штрихи и шрамы (рис. 3а, 3б). Некоторые шрамы на камнях из кристаллических пород представляют непрерывную серию мелких копьевидных ледниковых зарубок (рис. 3в). В отдельных пластах массивных диамиктов удлиненные камни располагаются почти параллельно слоистости и ориентированы в большинстве случаев в северных и западных румбах. Тонкослоистые породы, подстилающие диамикты, иногда дисгармонично смяты, брекчированы и осложнены надвигами, весьма напоминающими гляциотектонические деформации (рис. 4в). В самих диамиктах встречаются единичные тонкие линзы песчаников и почти не деформированные отторженцы слоистых алевролитов длиной до 1.7 м.

Пласты сходных массивных диамиктов присутствуют также в ничатской свите на левобережье р. Чара (низовья р. Мокрый Кумахулах). От описанных выше они иногда отличаются серым цветом и присутствием небольших эрозионных каналов, выполненных градационно-слоистыми терригенными отложениями. Кроме того, здесь встречены также слоистые диамикты. В отличие от массивных разновидностей, в их плохоотсортированном матриксе различима слабо выраженная, довольно тонкая слоистость. Эти диамикты часто связаны постоянными переходами (и в разрезах и литологически) с присутствующими в свите тонкослоистыми алевролитами и глинистыми породами, содержащими рассеянные камни.

Пачки тонкослоистых красноцветных и пестроцветных алевролитов и глинистых пород варьируют в мощности от 1.5 до 20 м. Они разделяют пачки диамиктов и часто содержат рассеянные граненые и штрихованные дропстоуны размером от крупного гравия до валунов с типичными сопровождающими текстурами (рис. 4б). Среди очень тонкослоистых (0.5 - 5 мм) алевропелитовых пород изредка встречаются прослои градационно-слоистых мелко- и среднезернистых песчаников и гравелитов, содержащих мелкие обломки алевропелитов. В низовьях р.Мокрый Кумахулах в тонкослоистых пачках встречаются плосковыпуклые и двояковыпуклые линзы диамиктов мощностью 0.2 - 1.5 м и длиной от нескольких до 15 м.

Камни, рассеянные в диамиктах и тонкослоистых алевроглинистых породах, аналогичные по составу, размерам и форме. Состав их очень разнообразен и заметно изменяется по площади. На востоке по р.Чаре и в среднем течении р.Сень, соединяющей оз. Ничатку и р. Чару, среди камней преобладают обломки различных гнейсов, достигающие здесь больших размеров (до 3 × 2.5 м в поперечнике), часто имеющие остроугольные очертания и плитчатую форму (рис. 4а). Это указывает на то, что главной областью питания на этом участке были прилежащие части Алданского щита. Данный вывод согласуется с преимущественной западной и

[2] Понятие диамикт (Harland, Kay., 1966) охватывает все обломочные осадки и породы, любой степени литификации, структуры, текстуры и генезиса, которые состоят из относительно мелкозернистой основной массы (матрикса) и рассеянных в нем существенно более крупных обломков (фенокластов, камней). Диамикт – почти синоним термина тиллоид, но в отличие от последнего не был испорчен неправильным употреблением (Pettijohn, 1957).

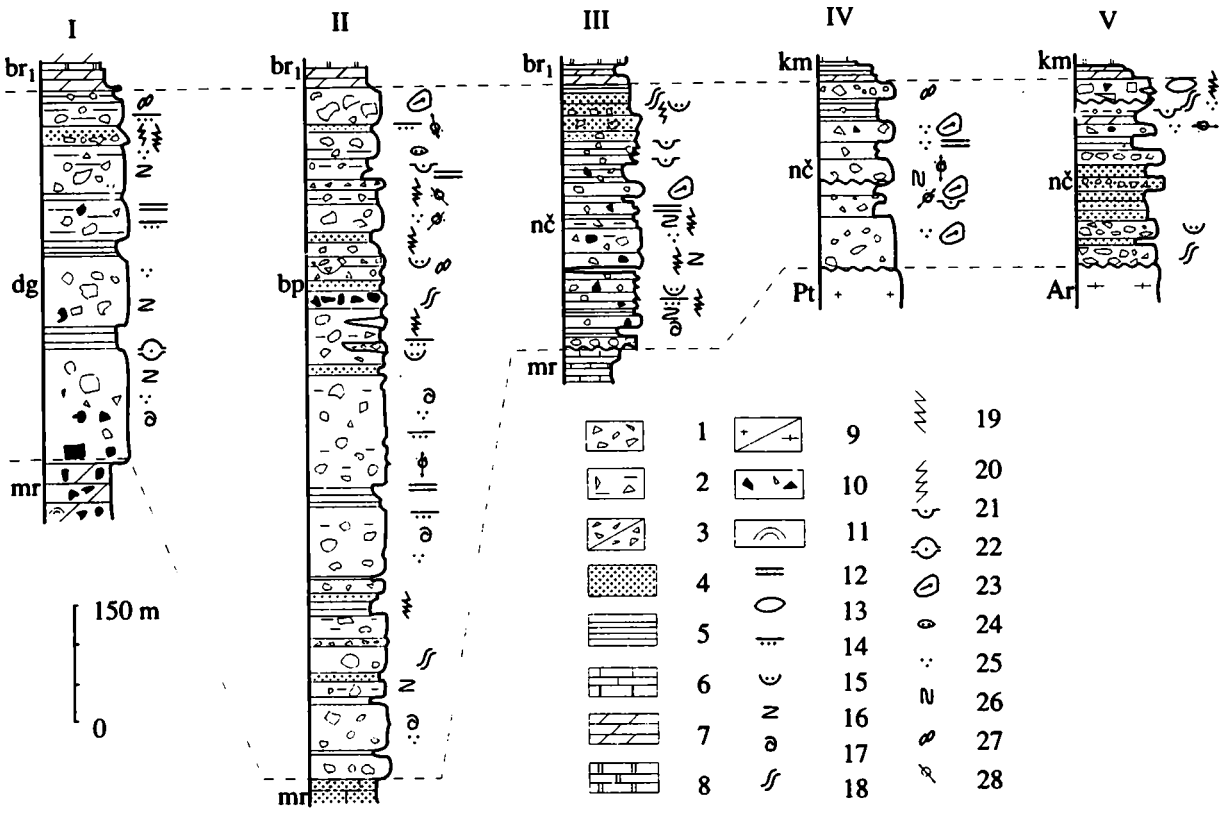


Рис. 2. *Опорные разрезы среднесибирского гляциогоризонта Северо-Байкальского и Патомского нагорий. I – р. Большая Чуя, II – р. Большой Патом (Уринское поднятие), III – кл. Опорный верховье р. Джелинда (восточный склон Лонгодорского поднятия), IV – оз. Ничатка (юго-западная часть Березовского прогиба), V – реки Чара и Мокрый Кумахулах (южная часть Березовского прогиба). Свиты: dg – джемкуканская; bp – большепатомская; nc – ничатская; mr – маринская; br – баракунская; km – кумахулахская. 1 – массивные диамикты, 2 – слоистые диамикты, 3 – конгломераты и брекчии, 4 – песчаники, 5 – сланцы и алевролиты, 6 – известняки, 7 – доломиты, 8 – мергели, 9 – граниты и гнейсы, 10 – камни доломитов, 11 – строматолиты, 12 – тонкая слоистость, 13 – линзы, 14 – линзы с постепенным нижним контактом, 15 – эрозионные врезы, 16 – подводно-оползневые текстуры и отложения, 17 – колобки и другие фрагменты осадочных пластов подводно-оползневого происхождения, 18 – косая слоистость, 19 – нормальная ритмичность, 20 – обратная ритмичность, 21 – дропстоуны, 22 – одиночные камни, 23 – штрихованные камни, 24 – тиллоидные пеллеты, 25 – гнезда камней, 26 – гляциотектонические структуры, 27 – расколотые камни, 28 – преимущественная ориентировка удлиненных камней.*

северо-западной ориентировкой здесь удлиненных камней в диамиктах. Западнее, в районе оз. Ничатка, среди камней, в том числе наиболее крупных, начинают преобладать различные гранитоиды, аналогичные тем, которые слагают нижнепротерозойский фундамент данного участка. Судя по ориентировке удлиненных обломков в диамиктах, их источники сноса располагались где-то на юге и юго-западе. Камни доломитов порой весьма крупные, встречаются в диамиктах и ассоциирующихся с ними породах на левобережье р. Чары повсеместно, а в районе оз. Ничатка – в единичных случаях. Среди доломитов встречаются онколитовые и водорослевые разновидности, источники которых поблизости не известны и для рассматриваемой территории такие камни могут быть квалифицированы, как эрратические. Ассоциация массивных диамиктов и слоистых пород с дропстоунами, залегающая почти горизонтально и распространенная на значительной площади, обилие в ней очень крупных, эрратических, граненых и шрихованных камней – все эти признаки согласованно указывают на ледниковое происхождение данных пород. Одномодальная ориентировка удлиненных камней в некоторых массивных диамиктах и гляциотектонические деформации в их основании свидетельствуют о присутствии в разрезе ничатской свиты пластов базальных тиллитов. Довольно постепенный переход между тонкослоистыми породами и покрывающими их массивными диамиктами в других случаях подтверждается появлением в тонкослоистых породах сначала редких, затем (выше по разрезу) обильных дропстоунов и отдельных линз диамиктов (айсберговых тиллов?). Тонкослоистые породы с рассеянными камнями в свою очередь постепенно сменяются слоистыми диамиктами, а затем массивными диамиктами или непосредственно массивными диамиктами. В последних, как уже отмечалось,

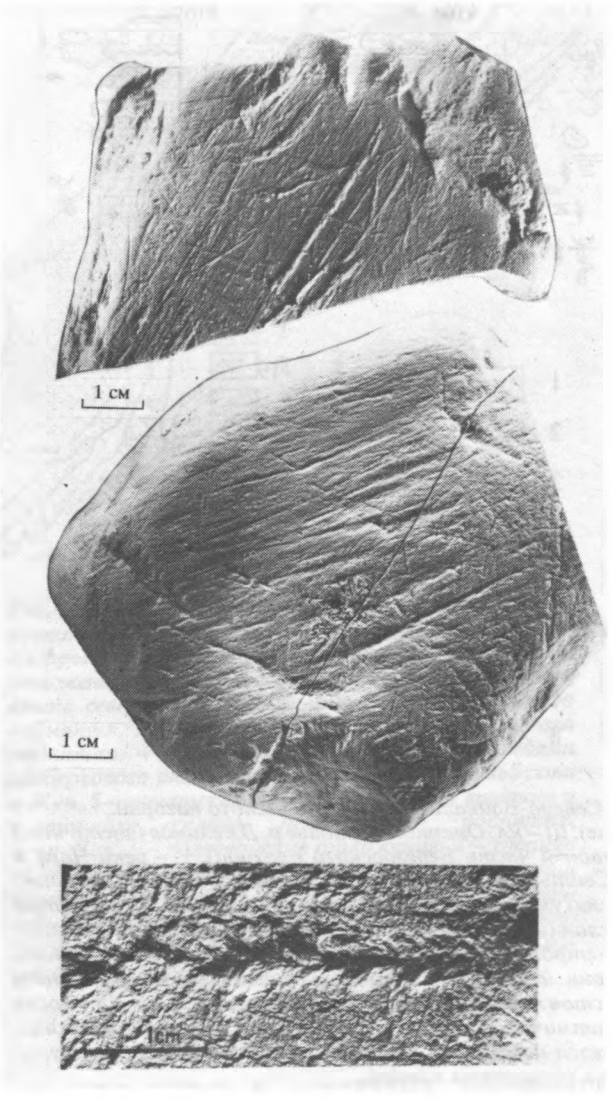


Рис. 3. *Штриховка и шрамы на граненых камнях ничатской свиты, район оз. Ничатка, к северу от руч. Ширик. На нижнем фото – шрамы с копьевидными ледниковыми зарубками на гранитной гальке.*

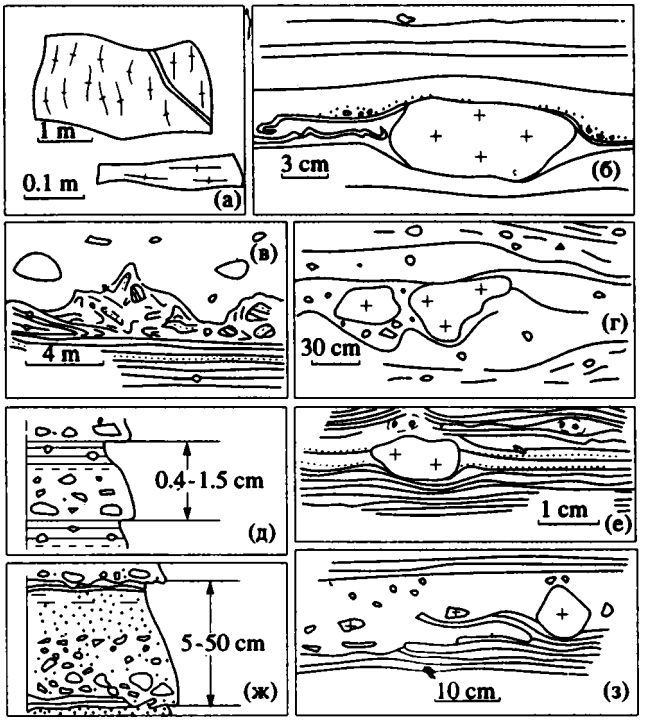


Рис. 4. *Некоторые типичные валуны и текстуры ледниковых и мариногляциальных отложений ничатской и джемкуканской свит.*
а – большие и угловатые обломки гнейсов из ничатской свиты, р. Мокрый Кумахулах; б – дропстоун в тонкослоистых алевролитах, та же свита и местонахождение; в – гляциотектонические деформации в подошве одного из пластов массивных диамиктов ничатской свиты, район оз. Ничатка, к северу от руч. Ширик; г – гнездо валунов в песчанистых диамиктах со следами продавливания внизу и облекание вверху (дропстоуны), большепатомская свита р. Ура, 5 км ниже р. Илигирь; д – строение типичного ритма в средней части ничатской свиты, р. Джелинда, кл.Опорный; е – дропстоун и тилловые пеллеты в тонкослоистых алевролитах большепатомской свиты, р. Большой Патом, приустьевая часть, ж – строение типичного ритма большепатомской свиты; р. Большой Патом, приустьевая часть, з – текстура "вспарывания" алевролитов в основании градационного диамикта, большепатомская свита, р. Большой Патом, приустьевая часть.

иногда наблюдаются неглубокие эрозионные каналы, выполненные тонкоритмичными градационно-слоистыми отложениями с рассеянной галькой. Такие последовательности можно интерпретировать сначала как появление в бассейне айсбергов, увеличение их числа, а затем продвижение шельфового ледника в бассейн и накопление под ним различных акватиллов (melt out, waterlain tills – Dreimanis, 1979; Gravenor *et al.*, 1984) и подводных базальных тиллов (Link, Gostin, 1981). На склонах аккумулятивных нагромождений, сложенных акватиллами, возникали мутьевые и другие плотностные потоки, прорезавшие каналы, которые затем постепенно заполнялись отложениями небольших обломочных и мутьевых потоков. Шельфовые ледники, эпизодически садящиеся на мель, образовали упомянутые выше гляциотектонические деформации в подошве некоторых из диамиктов. Таким образом, ассоциация массивных диамиктов и тонкослоистых пород с рассеянными камнями может рассматриваться как чередование дистальных и проксимальных ледниково-бассейновых фаций.

Присутствие проксимальных ледниковых фаций в ничатской свите подтверждается также латеральными соотношениями диамиктов и конгломератов, которые характерны для второго

типа разреза. В отдельных случаях удается наблюдать, что пачки, сложенные массивными диамиктами и тонкослоистыми алевролитами, по простиранию на коротком расстоянии частично выклиниваются, а частично замещаются мощными конгломератами (рис. 5). В случае, изображенном на рис. 5, нижние выклинивающиеся пачки массивных диамиктов и тонкослоистых алевролитов, видимо, отлагались в погребенных долинах (фиордах?) или других депрессиях древнего рельефа, а верхняя диамиктовая пачка между подводными конусами выноса, образованными подледниковыми потоками выводных или шельфовых ледников. Вывод о подводных конусах выноса основан на том, что конгломераты, замещающие по простиранию диамикты и постепенно сменяющие их вверх по разрезу песчаники, слагают крупные линзовидные тела, имеющие мощность до 200 - 350 м и поперечные размеры несколько километров. Конгломераты выделяются своим крупновалунным составом и очень плохой сортировкой обильного матрикса, содержат отдельные линзы и пласты нормальных мелко- и средневалунных конгломератов и косослоистых песчаников. В покрывающих их толстослоистых гравийных аркозовых песчаниках содержатся многочисленные линзы, сложенные частым чередованием плохоотсортированных конглобрекчий и гравийных песчаников. Эти отложения выполняют плоские и широкие эрозионные каналы. На протяжении 65 км от западного берега оз. Ничатка до восточного берега р. Чары обнаружено три таких конуса вынюса. Пачки массивных диамиктов иногда вклиниваются в краевые части этих конусов (рис. 5 и др.), а иногда перекрывают последние (р. Чара).

Третий тип разрезов ничатской свиты, встреченный на платформе, состоит главным образом из ритмично чередующихся градационно-слоистых красноцветных обломочных пород. Состав и структура этих пород разнообразны, от диамиктов до алевролитов, но преобладают грубообломочные разновидности. Этот тип разрезов характерен для небольшого участка среднего течения р. Сень. В основании свиты здесь наблюдается нормально-ритмичное чередование по 0.5 - 2 м диамиктов и тонкослоистых алевролитов с рассеянными камнями. В средней части свиты ритмы состоят (снизу вверх) из диамиктов, гравелитов и песчаников, а в верхней – крупновалунных и глыбовых диамиктов, валунно-галечных конглобрекчий, мелкосреднегалечных конгломератов, гравелитов (реже песчаников) и алевролитов. Мощность этих ритмов колеблется от 2 до 6 м. Основную по мощности их часть образуют диамикты, в которых встречаются глыбы гнейсов до 2.5 × > 3 м в поперечнике, и конглобрекчии, содержащие большое количество хаотически ориентированных, плохоокатанных и неокатанных плитчатых обломков кристаллических пород до 1 м длиной. Кроме того, в конглобрекчиях встречаются крупные (до 1.2 × 0.4 м) изогнутые отторженцы подстилающих диамиктов. Ритмы и особенно их базальные слои нередко имеют линзовидную форму, так как выполняют неглубокие эрозионные углубления в подстилающих породах. Верхние мелкозернистые слои ритмов облекают мелкие неровности и выступающие валуны в кровле диамиктов и конглобрекчий и окончательно выравнивают поверхности эрозионных врезов. К алевролитам, венчающим ритмы, бывают приурочены типичные дропстоуны, иногда штрихованные. В целом создается впечатление, что средняя и верхняя части разрезов этого типа представляют последовательность врезанных друг в друга эрозионных каналов, выполненных отложениями обломочных потоков и окончательно снивелированных суспензионными осадками, в которые падали камни, вытаявшие из шельфовых ледников или айсбергов. Грубообломочный состав отложений и локальное их развитие, обилие эрозионных каналов и присутствие в конглобрекчиях деформированных внутриформационных отторженцев, позволяют предполагать, что данный тип разреза формировался в подводном каньоне, возможно, связанном с одним из конусов выноса.

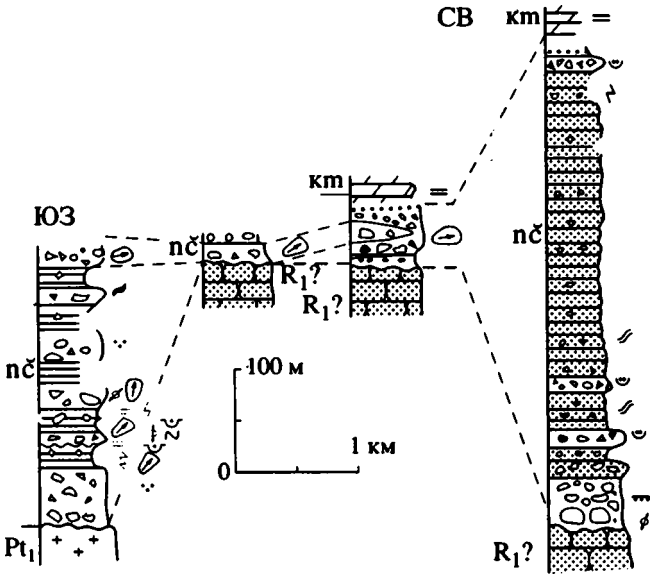


Рис. 5. *Стратиграфические и фациальные изменения в ничатской свите вдоль водораздела между озерами Ничатка и Деканда. Усл. обозн. см. рис. 2; R_1? – красно-бурые кварцитовидные песчаники пурпульской свиты.*

В западной складчато-надвиговой зоне ничатская свита сложена главным образом ритмичным чередованием градационно-слоистых валунных диамиктов с тонкослоистыми алевролитами или

глинистыми сланцами, содержащими рассеянные камни. Массивные диамикты имеют здесь подчиненное значение в нижней и средней части свиты.

Мощность ритмов в западных разрезах колеблется обычно от нескольких сантиметров до 2 - 3 м (рис. 4д). Подошва диамиктовых пластов, слагающих основание ритмов, обычно резкая, иногда со следами размывов. Нижняя часть диамиктов нередко обогащена обломками подстилающих пород. В ряде случаев диамикты слагают линзы и выполняют неглубокие и широкие эрозионные каналы. Тонкослоистые алевролиты и глинистые сланцы, венчающие ритмы, в свою очередь часто обнаруживают градационную ритмичную слоистость меньшего масштаба (от первых миллиметров до первых сантиметров). Основание этих ритмов второго порядка обычно сложено очень тонким прослоем песчаников. Камни, рассеянные в тонкослоистых породах, образуют многочисленные гнезда, содержат характерные дропстоуны и изредка штрихованные валуны. Все эти признаки позволяют интерпретировать переслаивание диамиктов и тонкослоистых пород западных разрезов как чередование отложений обломочных и мутьевых потоков, в которых рассеян материал айсбергового разноса. Упоминавшиеся выше подчиненные пачки массивных диамиктов в нижней и средней части свиты являются, видимо, накоплениями ледниковой суспензии и айсбергового грубообломочного материала. Об их ледниково-бассейновом происхождении свидетельствуют рассеянные и штрихованные камни, а также признаки некоторой переработки матрикса слабыми течениями и подводными оползнями.

Прослои песчаников с обращенной градационной слоистостью, встречающихся в верхней части ничатской свиты западных разрезов, являются, по-видимому, отложениями зерновых потоков.

Таким образом, изложенные выше материалы позволяют нам сделать вывод о том, что ничатская свита представлена ледниковыми отложениями, накопившимися в бассейне. Этот бассейн был скорее всего морским, поскольку ничатскую свиту подстилают и покрывают мощные карбонатные свиты (мариинская и кумахулахская или баракунская свиты соответственно). В восточной, платформенной зоне ничатская свита сложена в основном проксимальными маринoгляциальными фациями, весьма грубообломочными, с подводными конусами выноса. В западной складчато-надвиговой зоне в ничатской свите преобладают дистальные маринoгляциальные фации, представленные главным образом отложениями обломочных и мутьевых потоков, айсбергов и ледниковой суспензии.

Севернее, в краевой части патомской складчатой зоны, отложения ничатской свиты замещаются черными сланцами и песчаниками джемкуканской свиты. В сланцах последней в бассейнах рек Бульбухта и Большой Баракун местами встречаются горизонты с рассеянными валунами. По-видимому, эти валуны представляют собой следы айсбергового разноса в открытом морском бассейне.

Большепатомская свита. Обнажается в ядрах двух антиклиналей Уринского поднятия по р. Лене и ее притокам (рис. 1). Свита сложена главным образом диамиктами, имеет мощность около 1000 м, залегает на песчанистых известняках мариинской свиты и согласно перекрыта доломитами баракунской свиты. Литология и генезис пород большепатомской свиты были недавно рассмотрены в специальной статье (Чумаков, Красильников, 1991), поэтому здесь мы лишь изложим выводы относительно условий ее образования и упомянем факты, на которых они основаны.

В свите преобладают массивные диамикты, местами содержащие штрихованные валуны, признаки переработки донными течениями и подводными оползнями. Часто встречаются слоистые диамикты и алевролиты с дропстоунами и тилловыми пеллетами (рис. 4г, 4е). Весьма распространены пачки ритмичного чередования градационно-слоистых диамиктов и песчаников, явно отложенные обломочными потоками (рис.4ж, 4з). Местами встречаются валунные конгломераты, выполняющие эрозионные каналы, пласты конглобрекчий и пачки тонкозернистых песчаников с косой слоистостью типа мигрирующей ряби. Эти песчаники слагают крупные линзы, внутри которых отмечается веерообразное падение косой слоистости, а в соседних линзах иногда встречное. По-видимому, эти линзы представляют внешние части подводных конусов выноса.

Набор и характер пород, слагающих большепатомскую свиту, позволяют думать, что она отложилась в бассейне (по-видимому, морском и достаточно глубоком) при непосредственном участии айсбергов или шельфовых ледников и талых ледниковых вод. Значительная часть отложенных ими осадков перерабатывалась на подводных склонах обломочными, зерновыми, мутьевыми потоками и придонными течениями. В целом отложения большепатомской свиты можно квалифицировать как преимущественно дистальные и частично проксимальные маринoгляциальные отложения. Главные источники сноса и, следовательно, области оледенения, судя по присутствию обломков онколитовых доломитов в диамиктах и конглобрекчиях и падению косой слоистости в песчаниках, располагались к востоку, северо- и юго-востоку от Уринского поднятия.

Северо-западная окраина Байкало-Патомского нагорья. Ледниковые отложения рассматриваемого стратиграфического уровня входят здесь в состав джемкуканской свиты. Они

прослежены от верхнего течения р. Малая Чуя на юго-западе до междуречья р. Лена и Большой Патом на северо-востоке на протяжении почти 250 км (рис. 1). В этом районе джемкуканская свита несогласно залегает на доломитах и известняках мариинской свиты и согласно перекрывается базальной пачкой доломитов или известняков баракунской свиты. В крайней северо-западной полосе своих выходов джемкуканская свита сложена главным образом диамиктами, а юго-восточнее и северо-восточнее замещается черными углистыми сланцами, тонкополосчатыми дистальными турбидитами и песчаниками. Диамиктовые разрезы джемкуканской свиты достигают мощности нескольких сотен метров (рис. 2). Они состоят главным образом из массивных диамиктов, местами содержащих слабые признаки слоистости, линзы конгломератов и песчаников, структуры подводного оползания. Камни, рассеянные в диамиктах, достигают 1 - 1.2 м в поперечнике и сложены разнообразными породами, главным образом плагиоклазовыми гранитами, доломитами мариинской свиты, кварцитами, гнейсами и др. Окатанность камней различная, но в среднем они окатаны плохо или полуокатаны, встречаются слегка окатанные и расколотые камни. Часто камни встречаются небольшими группами ("гнезда"). Среди диамиктов имеются редкие прослои и пачки сланцев, в которых тоже встречаются рассеянные камни (Красильников, 1990). В целом диамикты джемкуканской свиты очень близки к таковым большепатомской свиты, отличаясь от них только меньшей песчанистостью матрикса. Это литологическое сходство наряду с идентичным стратиграфическим положением позволяет думать, что джемкуканская свита на северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья тоже была отложена в марино-гляциальной обстановке.

Южное Прибайкалье. В краевой части Байкало-Патомского нагорья на отрезке между верхним течением р. Малая Чуя и Южным Прибайкальем разрез рифея начинается с карбонатно-терригенной голоустенской свиты, которая, как будет показано в следующем разделе, в основном является стратиграфическим аналогом баракунской свиты. Голоустенская свита несогласно перекрывает породы нижнего протерозоя. Отложения, одновозрастные джемкуканской свите, здесь, по-видимому, или не накапливались, или были размыты. Только в южной части западного Прибайкалья, на севере Бугульдейского прогиба между голоустенской свитой и нижнепротерозойскими гранитами вновь появляется толща осадочных и вулканогенных пород, состоящая из диамиктов, сланцев гравийных конгломератов и диабазовых порфиритов. Массивные диамикты образуют пачки до 100 м мощностью в нижней части разреза. Литологический облик диамиктов очень типичен. Они состоят из мелкозернистого хлорит-серицит-алевролитового матрикса, в котором беспорядочно рассеяны угловатые и различноокатанные камни разнообразных гранитов, достигающие иногда 1.3 м в поперечнике. Среди камней преобладают разновидности гранитов, подстилающих диамикты. Местами встречаются пачки пестрых сланцев, содержащих мелкие рассеянные обломки гранитов, плохоотсортированные мелкогалечные конгломераты, напоминающие матрикс диамиктов. Венчают разрез доголоустенских пород метаморфизованные диабазовые порфириты. Ранее мощность описанного разреза представлялась незначительной , и они рассматривались как базальная часть голоустенской свиты (Салоп, 1964) или включались в хотскую свиту среднего протерозоя. Было показано, однако, что мощность пород доголоустенского разреза составляет несколько сотен метров, и что они, очевидно, перекрываются карбонатами голоустенской свиты (Божко, 1976). Это обстоятельство вместе с присутствием в разрезе диамиктов позволяет предположить, что часть доголоустенских отложений Багульдейского прогиба является стратиграфическим и фациальным аналогом джемкуканской свиты Патомского нагорья.

Корреляция ледниковых отложений. Описанные выше мариногляциальные отложения Патомского и Северо-Байкальского нагорий являются частью рифейского патомского комплекса. Серии и свиты комплекса благодаря сходству разрезов, наличию ряда характерных маркеров, органических остатков и промежуточных разрезов хорошо трассируются (в том числе геологической съемкой) вдоль периферии этих нагорий. Они прослежены от оз. Ничатка на востоке до бассейна р. Большая Чуя на западе (таблица). Расхождения в предлагаемых разными исследователями корреляциях касаются лишь пограничных между свитами частей разреза и объемов свит. Одним из маркирующих интервалов в разрезе комплекса является жуинская серия, подразделения которой, меняясь в мощности, полностью сохраняют свой литологический облик на всем указанном отрезке периферии нагорий. Вторым маркирующим интервалом можно считать баракунскую и кумахулакскую свиты. Правда, ее нижняя граница в рассматриваемых разрезах устанавливается не везде одинаково. В бассейне р. Большая Чуя из ее состава иногда исключается нижняя терригенно-карбонатная пачка, которую в таком случае рассматривают как верхнюю подсвиту джемкуканской свиты (Белогур, Тихонов, 1970). При этом не учитывается, что в стратотипическом разрезе р. Большой Баракун и хорошо коррелируемых с ним разрезах Жуи, Уринского поднятия и р. Джелинды баракунская свита имеет трех-

Таблица 1. Стратиграфическое положение рифейских диамиктов Байкальской горной области (по данным автора и Божко, 1976; Головенок и др., 1963; Дольник и др., 1987; Келлер и др., 1967; Станевич и др.,1990; Хоментовский и др., 1972).

Возраст	Южное Прибайкалье (Божко, 1976 и др.)	Северо-Байкальское нагорье (рр. Б.Чуя, Витим)	Уринское поднятие (рр. Лена, Б.Патом)	Березовская впадина: р. Джелинда	Березовская впадина: оз. Ничатка - р. Чара
ϵ_1	Бельская св. Elganellus, Malykania известняки, доломиты		Эльгянская св., Malykania известняки 50 м		Эльгянская св., Elganellus Malykania известн. 50 м
	Усольская св. доломиты, брекчии 300 м		Мачинская св. доломиты 160 м		
Венд (V)	Аянканская св. доломиты, сланцы IV с 150 м	Нохтуйская св. доломиты, мергели IV с 600 м	Нохтуйская св. доломиты, мергели IV с 300 м		Юедейская св. доломиты, пестрые мергели V с 300 м
	Куртунская св. песчаники, алевролиты IV м, M 250 м	Тинновская св. известняки, доломиты, сланцы IV с, м 250 м	Тинновская св. доломиты, известн., брекч. IV с, м 500 м	Тинновская св. доломит. брекчии, известняки > 200 м	Тинновская св. доломит. брекчии, известняки IV с 250 м
	Ушаковская св. песчан., конгл., сланцы 609 G 1300 м	Жербинская св. кварцитов. песчаники 350 м	Жербинская св. кварцитовид. песчаники 590 G 300 м	Жербинская св. кварцит.песчаники 200 м	Жербинская св. кварцевые песчаникиб 50 м
	IV м				
Верхний рифей (R_3)	Байкальская серия: Кочергатская св. сланцы и песчаники III, III м, 1000 м	Патомский комплекс, Жуинская серия: Ченченская св. светл. известняки, алевролиты III с 600 м	Ченченская св. светл. строматолит., оолитов. известняки III с 500 м	Ченченская св. светлые стромат., оолит. известняки III 500 м	Торгинская св. светлые строматолитов. и оолитовые известняки, в основании красные мергели III с, м 250 м
		Никольская св. красн. алевролиты, мергели III 500 м	Никольская св. красн. и зелен.мергели III 350 м	Никольская св. красные мергели 150 м	
Средний рифей (R_2)	Улунтуйская св. доломиты, известняк, сланцы III с, III м, 500 м	Дальнетайгинская серия: Валюхтинская св. сланцы, песчаники, известняки вверху II с 500 м	Валюхтинская св. сланцы, вверху доломиты, известняки II с 1000 м	Сеньская св. доломиты, известняки II с 400 м	Сеньская св. доломиты, песчаники II с 350 м
	Голоустенская св. долмит, песчаники, сланцы 400 м	Баракунская св. доломиты, известняки, сланцы, в основании песчаники, мергели, кремовый доломит II с 600 м	Баракунская св. черн.известняки, сланцы; в основании песчаник и кремовый доломит II с 900 м	Баракунская св. черные известняки, доломиты, сланцы; в основании песчаники, красн.мергели и доломит II 500 м	Кумахулахская св. черные известняки, алевролиты; в основании красн. алевролиты и доломит II 200м
	Диамикты, сланцы песчаники 100 м	Джемкуканская св. диамикты, песчаники, сланцы 500 м	Большепатомская св. диамикты, песчаники, конгломераты 1000 м	Ничатская св. диамикты, песчаники, конгломераты 400 м	Ничатская св. диамикты, песчаники, конгломераты 300 м
		Мариинская св. доломиты, брекчии II с 150 м	Мариинская св. известн., извест. песчаники II 500 м	Мариинская св. черные сланцы, известняки, местами доломиты II с 100 м	
		Баллаганахская серия: Бугарихтинская св. песчаники, сланцы 300 м	Бугарихтинская св. песчаники, гравелиты, сланцы > 1000 м	Песчаники, конгломераты 500 м	
		Хайвергинская св. сланцы, песчаники 400 м			
		Харлухтахская св. конгломераты, песчаники, вверху, диамикты 1300 м			
R_{2-1}		Медвежевская св. миндалекаменные метадиабазы 700 м		? Медвежевская св. песчаники, диамикты 250 м	
R_1		Тептургин.сер. Пурпульская св. кварциты, кристал.сланцы 550 м		? Пурпульская св. кварцитовид. песчан.; крист.сланцы 1500 м	Пурпульская св. красн. кварциты 50 м
PR_1 + Ar	Граниты	Чуйские граниты		Кодарские граниты 1790 γ	Ничатские граниты 1780 / гнейсы, граниты

Примечание. II, III, IV, V – микрофитолиты среднего, верхнего рифея, венда и нижнего кембрия соответственно; IIc, IIIc, IVc, Vc – то же плюс соответствующие строматолиты; IIIм, IVм – микрофоссилии верхнего рифея и венда соответственно; IVм – бесскелетные Metazoa;
590 G – K/Ar возраст по глаукониту; 1790γ– Pb/Pb возраст по гранитам.

членное строение и состоит из известняково-доломитовой нижней пачки, песчано-сланцевой средней и известняковой верхней. Некоторые исследователи рассматривали эти пачки как подсвиты (Чумаков, 1959), а другие возводили их в ранг свит (Бобров, 1979). В краевых частях Патомской складчатой зоны (реки Ура, Джелинда, Большая Чуя) мощность баракунской свиты и особенно ее аналога, кумахулахской свиты, уменьшается, в значительной мере за счет нижних подсвит, при этом относительная роль песчаников в средней подсвите обычно увеличивается (реки Чуя, Ура, Богоюхта, Сень), а породы становятся иногда слегка пестроцветными (реки Большая Чуя, Богоюхта, Сень). Очень заметно (до нескольких десятков метров) сокращается мощность нижней подсвиты баракунской свиты, известняки которой частично (реки Лена, Большой Патом, Ура, Туруктах) или полностью замещаются сланцами, алевролитами, доломитовыми мергелями и доломитами (реки Большая Чуя, Джелинда, Богоюхта, Сень, Мокрый Кумахулах, оз. Ничатка). В большинстве разрезов, принадлежащих Березовской впадине, породы нижней подсвиты имеют пеструю или красную окраску. Очень характерна пачка доломитов, залегающая в основании нижней подсвиты баракунской и кумахулахской свит, непосредственно на диамиктах джемкуканской, большепатомской и ничатской свит. Эта базальная пачка обычно сложена тонкослоистыми, розовыми или кремовыми афанитовыми или пелитоморфными известняковистыми доломитами. Иногда в них наблюдаются мелкие внутрипластовые килевидные складки (структуры "типи" – tepee structure). Мощность этой пачки составляет обычно несколько метров – первые десятки метров, но благодаря характерному облику и большой выдержанности по простиранию она нередко служит хорошим маркером при картировании и корреляциях. По литологии и положению эта пачка представляет собой типичный венчающий доломит (cap dolomitte), который покрывает очень многие верхнедокембрийские мариногляциальные формации венда и рифея (Чумаков, 1978, 1990; Hambrey *et al.*, 1981). Венчающие доломиты образуются, по-видимому, в результате чрезвычайно быстрых потеплений, связанных с ними дегляциаций и послеледниковых трансгрессий ("терминаций" четвертичных гляциогеологов). С геологической точки зрения мгновенное гляциоэвстатическое повышение уровня моря и затопление его побережий объясняет более широкое распространение многих венчающих доломитов, чем подстилающих их ледниковых формаций. Например, кремовые слоистые доломиты свиты Нукалина в Южной Австралии, покрывающие ледниковые отложения Марино и имеющие в среднем мощность 5 - 20 м, распространены на территории более чем 600 × 600 км. Они протягиваются с востока на запад от прогиба Барьерного хребта поверх фундамента срединного массива Курнамона через всю Аделаидскую миогеосинклиналь до западного платформенного обрамления последней, так называемого Шельфа Стюард. На краю этого шельфа доломиты Нукалина перекрывают сначала маломощные ледниковые отложения, а затем различные более древние горизонты вплоть до кристаллического фундамента (Preiss, 1987). Венчающие доломиты, маркирующие начало гляциоэвстатической трансгрессии, обычно сменяются вверх по разрезу, как и в нашем случае с баракунской и кумахулахской свитами, пестроцветными мергелями и алевролитами, а затем песчаниками. Это регрессивная последовательность отражает скорее всего гляциоизостатическое всплывание суши, которое, как известно, начинается с некоторым отставанием во времени вследствие большой вязкости астеносферы[3]. Таким образом, венчающие доломиты отражают очень короткие климатические события, которые, судя по плейстоценовым оледенениям, длились всего несколько тысяч лет. Поэтому докембрийские венчающие доломиты могут рассматриваться как практически одновозрастные стратиграфические уровни. Из сказанного видно, что в нашем случае логично принять подошву венчающих доломитов за нижнюю границу баракунской и кумахулахской свит и с точки зрения региональной корреляции и с точки зрения событийной.

Следующим, более древним региональным маркером является песчано-известняковая маринская свита, которая хотя и замещается доломитами в краевых частях Патомской складчатой зоны, все же остается единственной карбонатной свитой в терригенном разрезе нижней части патомского комплекса.

Несколько характерных маркеров имеется в регионе и ниже этого комплекса (см. табл. 1). К этому следует добавить, что сходство обнаруживают не только отдельные свиты и пачки патомского комплекса, но также их общая последовательность в разрезах и последовательность содержащихся в них органических остатков. Таким образом, джемкуканские, большепатомские и ничатские ледниковые отложения залегают между хорошо коррелируемыми стратиграфическими подразделениями и могут быть признаны одновозрастными. Совокупность этих трех ледниковых свит мы предлагаем объединить в региональное климатостратиграфическое подразделение – ледниковый горизонт (или, короче, гляциогоризонт), подобно тому, как это сделано в докембрийских отложениях других регионов мира (Зубцов, 1972; Чумаков, 1971, 1978). Новый

[3] По этому отставанию вычисляется, в частности, вязкость астеносферы (Артюшков, 1967).)

гляциогоризонт предложено именовать среднесибирским (Chumakov, 1991).

Сопоставление патомского комплекса с байкальской серией Прибайкалья не столь однозначно, как корреляция внутри патомского комплекса. Особенно много разногласий существует относительно нижней части байкальской серии. На этот счет имеется три основных точки зрения: согласно первой, голоустенская свита отвечает всей или нижней части баракунской свиты (Головенок и др., 1963; Келлер и др., 1967; Мац, Бухаров, 1967); согласно второй, голоустенская свита соответствует джемкуканской свите (Салоп, 1964), согласно третьей точке зрения, голоустенская свита коррелируется с джемкуканской и мариинской свитами (Дольник и др., 1987)[4]. Первая из упомянутых точек зрения была по существу подтверждена детальными исследованиями, проведенными В.Д. Белогуром и В.Л. Тихоновым в бассейне р. Малая Чуя, хотя эти авторы, включая две нижние подсвиты баракунской свиты в верхнеджемкуканскую подсвиту, сделали вывод о соответствии голоустенской свиты верхней подсвите джемкуканской свиты. Послойно сопоставляя разрезы джемкуканской свиты в бассейне р. Малая Чуя, В.Д. Белогур и В.Л. Тихонов очень убедительно показали, что доломит, венчающий джемкуканские конгломераты и диамикты на р. Большая Чуя, соответствует базальному доломиту голоустенской свиты на р. Чая (Белогур, Тихонов, 1970) и, следовательно, голоустенская свита является послеледниковой.

Корреляция голоустенской свиты с послеледниковыми отложениями патомского комплекса представляется логичной еще и по общим палеогеографическим соображениям. На участке между верховьями р. Малая Чуя и р. Чая выходы патомского комплекса имеют почти широтное простирание и пересекают рифейские структурно-фациальные зоны, характеризующиеся северо-восточным простиранием. Поэтому последовательное уменьшение мощности и выпадение из разреза при движении к западу от р. Малая Чуя к р. Чае нижних подразделений патомского комплекса отражает приближение к береговой зоне рифейского Патомского бассейна и к источникам сноса. О том же говорят ориентировка обломков в диамиктах, их погрубение к юго-западу и косая слоистость в породах дальнетайгинской серии[5]. В этом отношении фациальные изменения в верхнем течении р. Малая Чуя и нижнем течении р. Чая, аналогичны тем, которые установлены на противоположном восточном фланге Патомского прогиба, в Березовской впадине, где при движении на восток мощность отложений патомского комплекса уменьшается, на дорифейский фундамент ложатся все более молодые его горизонты, а черные известняки и сланцы постепенно замещаются мелководными доломитами, красноцветными мергелями и песчаниками. В ледниковых отложениях о приближении к источникам сноса свидетельствует смена дистальных марино-гляциальных фаций ничатской свиты проксимальными, ориентировка косой слоистости в песчаниках, обломков в диамиктах и конгломератах, а затем появление флювиальных фаций и выклинивание этой свиты на правобережье р. Чары.

В связи с этими общими соображениями трудно представить, что в западной краевой части бассейна мариногляциальная джемкуканская свита по направлению берега частично или полностью замещалась мелководными песчано-доломитовыми отложениями голоустенской свиты, как допускал Л.И. Салоп (Салоп, 1964) и считает Т.А. Дольник с соавторами (Дольник и др., 1987). Более правдоподобное предположение, что отложения, синхронные джемкуканской свите, в районе нижнего течения р. Чуя и южнее не отлагались, а если и отлагались, то в континентальных условиях имели малую мощность и были размыты или частично переработаны в процессе послеледниковой трансгрессии в тот валунный горизонт, который отмечается в основании голоустенской свиты на р. Чае и южнее.

Эти общие соображения наряду с упомянутыми выше корреляциями В.Д. Белогура и В.Л. Тихонова дают полное основание считать, что нижняя часть голоустенской свиты была отложена в послеледниковом бассейне, который трансгрессировал на пенепленизированный край кратона в результате гляциоэвстатического повышения уровня моря. Можно с достаточной долей вероятности предполагать поэтому, что диамикты, залегающие под голоустенской свитой в бассейне р. Бугульдейке, тоже соответствуют джемкуканской свите. В этом случае диабазовые метапорфириты, отмеченные там же Н.А. Божко, несмотря на иной состав могут оказаться близки по возрасту к туфогенной толще, обнаруженной В.Д. Белогуром и др. под джемкуканской свитой в бассейне р. Малая Чуя.

ВОЗРАСТ

Патомский комплекс и байкальская серия залегают значительно ниже отложений нижнего кембрия с трилобитами и согласно покрываются вендскими отложениями, которые содержат соответствующие комплексы микрофоссилий, строматолитов, микрофитолитов и местами (Прибайкалье) остатки бесскелетных Metazoa

[4] Здесь не рассматривается еще одна точка зрения о соответствии голоустенской свиты верхней части валюхтинской свиты (Хоментовский и др., 1972), так как авторы от нее отказались (Хоментовский, 1990), а других сторонников у этой точки зрения не было.

[5] Устное сообщение В.Д. Белокур, 1988.

(табл. 1). В свою очередь патомский комплекс отделен значительной по мощности и сложной по строению тепторгинской серией, а также тремя перерывами и несогласиями от нижнепротерозойских гранитов, датированных по цирконам Pb/Pb-методом в 1780 ± 30 млн. лет. Поэтому рифейский возраст патомского комплекса не вызывает больших сомнений. Вопрос состоит в том, какой фитеме соответствует дальнетайгинская серия, включающая ледниковые отложения. Основываясь на ассоциациях строматолитов и микрофитолитов, большая часть исследователей традиционно относит дальнетайгинскую серию к среднему рифею (Головенок и др., 1963; Келлер и др., 1967; Дольник, Воронцова, 1974; Дольник и др., 1987; Станевич и др., 1990; Chumakov, Semikhatov, 1981). Согласно другой точке зрения, которая идет от историко-геологических соображений и подкрепляется далекими геологическими корреляциями через ряд структурно-фациальных зон, а также ревизией стратиграфического значения многих форм фитолитов, дальнетайгинская серия вместе с жуинской относится к верхней части верхнего рифея (Хоментовский, 1990). Наконец, согласно третьей точке зрения, основывающейся на корреляциях по отдельным межрегиональным формам фикрофоссилий, дальнетайгинская серия принадлежит нижней части верхнего рифея (Стеневич и др., 1990). Мало помогают решению нашей проблемы и изотопные Pb/Pb-датировки метасланцев дальнетайгинской (-кадаликанской) серии, давшие возраст 1414 ± 39 млн. лет (Шаров и др., 1972). Авторы этих определений рассматривают полученные цифры как возраст метаморфизма пород и, следовательно, как минимальный предел для возраста седиментации. Однако в данном случае нельзя учесть влияния примеси изотопов, унаследованных терригенным материалом из древних материнских пород.

Таким образом, результаты разных стратиграфических методов, на которых основаны сомнения в правильности традиционной точки зрения, или плохо согласуются между собой, или не слишком надежны. Нам все же представляется, что предположение о среднерифейском возрасте дальнетайгинской серии и, главное, о среднерифейском возрасте среднесибирского гляциогоризонта больше других предположений согласуется со стратиграфическим положением этого горизонта и серии в середине сложно построенного и очень мощного миогеосинклинального разреза, залегающего между вендом и тепторгинской серией, которая коррелируется обычно с нижним рифеем (Головенок и др., 1963; Келлер и др., 1967; Дольник и др., 1987; Хоментовский, 1990).

ПАЛЕОГРАФИЯ

Ледниковые отложения среднесибирского горизонта, как уже отмечалось, выходят на древнюю поверхность в трех изолированных районах Патомского и Северо-Байкальского нагорий (рис. 1). Структурно эти районы представляют приподнятые краевые участки рифейского Патомского прогиба и те немногие места, где можно наблюдать краевые фации нижних свит дальнетайгинской серии. На остальной территории обоих нагорий эти краевые фации или скрыты под более молодыми отложениями, или были приподняты и эродированы. Вероятно, первоначально ледниковые отложения окаймляли Патомский бассейн почти непрерывным поясом, который, как показывают приведенные выше описания ничатской и большепатомской свит, в значительной мере состоял из подводных конусов выноса выводных ледников.

Во всех трех районах, где наблюдаются ледниковые отложения гляциогоризонта, палеогеографические взаимоотношения похожи. Состав гальки валунов, изменение их размера, ориентировка, косая слоистость, стратиграфические и фациальные изменения позволяют достаточно уверенно предполагать, что главные источники сноса во время оледенения находились на прилежащих блоках Сибирской платформы, обрамлявших Патомский прогиб с северо-запада и востока. Свидетельства этому приводились выше при описании ледниковых отложений и при корреляции патомского комплекса с байкальской серией.

По направлению к центральной части Патомского прогиба проксимальные мариногляциальные фации замещались дистальными мариногляциальными, а далее песчано-сланцевыми и затем сланцевыми турбидитами джемкуканской свиты. Последние формировались, по-видимому, в глубоководных условиях на периферии крупных подводных конусов выноса, так, местами (например, в среднем течении р. Большой Патом) прорезаны эрозионными каналами, выпол ненными мелководными обломочными породами, онколитовыми известняками и турбидитами.

Следы разноса камней айсбергами в сланцевых фациях джемкуканской свиты встречаются редко (р. Большой Баракун, р. Куликач). Это свидетельствует о том, что айсберговый разнос в основном ограничивался краевыми частями Патомского бассейна. Такая ситуация возможна при двух условиях, если ледники имели "теплую подошву" (около 0°С), и моренный материал почти полностью вытаивал изо льда вблизи линии всплывания ледников, или если в Патомском бассейне были высокие приливы, которые обламывали айсберги на мелководье, что не позволяло им дрейфовать. Возможно, что в Патомском бассейне во время среднесибирского оледенения существовали оба эти

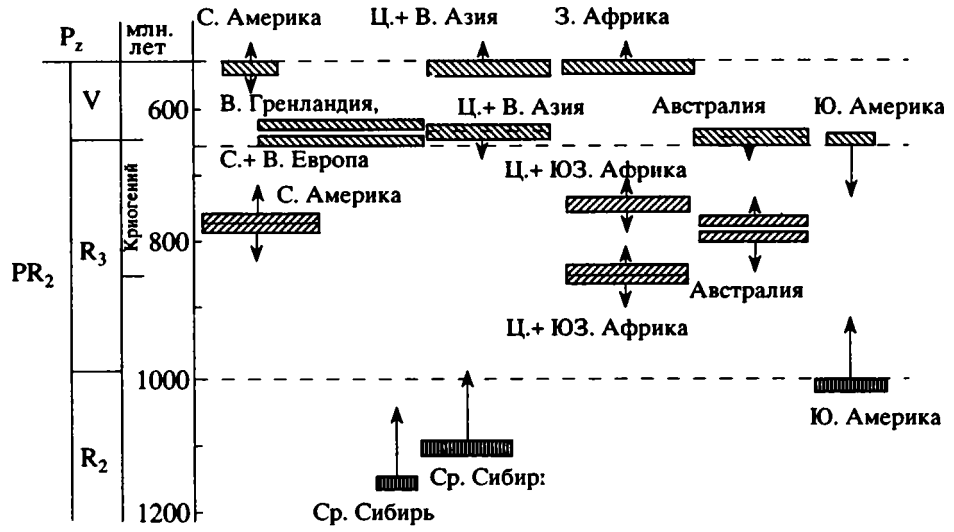


Рис. 6. *Стратиграфическое положение среднесибирского гляциогоризонта среди других позднедокембрийских ледниковых горизонтов. Стрелки указывают пределы неопределенности возрастной привязки.*

условия. Такое предположение хорошо совпадает с широким развитием подводных конусов выноса в среднесибирском гляциогоризонте.

Несмотря на свою фрагментарность, имеющиеся палеогеографические данные вполне определенно указывают на то, что во время среднесибирского оледенения источники сноса, а следовательно, и центры оледения располагались на Сибирской платформе восточнее и северо-западнее Патомского прогиба. Большие размеры территории, охваченной оледенением, и тот факт, что ледники широким фронтом спускались к уровню моря, свидетельствуют о покровном характере и региональных масштабах среднесибирского оледенения. Если предположение о джемкуканском возрасте и ледниковом генезисе диамиктов Южного Прибайкалья подтвердится, его региональные масштабы станут еще более очевидными.

СРЕДНЕСИБИРСКИЙ ГЛЯЦИОГОРИЗОНТ И ОЛЕДЕНЕНИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Недостаточная определенность с возрастом среднесибирского гляциогоризонта не позволяет точно указать его место в последовательности позднедокембрийских оледенений, которая в гляциогеологической литературе именуется африканской гляциоэрой (Чумаков, 1978) или позднепротерозойской эрой (Hambrey, Harland, 1985). Несмотря на такую неопределенность, некоторые предположения на этот счет все же возможны. Уже давно отмечалось, что в венде и верхнем рифее было по меньшей мере по два оледенения (Чумаков, 1978; Hambrey, Harland, 1985). При этом верхневендское оледенение почти на границе с кембрием, представлялось сравнительно ограниченным (Средняя Азия и Казахстан – байконурский гляциогоризонт; Северный Китай - гляциогоризонт Лочуань и его аналоги). Недавние находки нижнекембрийской мелкораковинной фауны в венчающих доломитах и известняках обширного западно-африканского гляциогоризонта (Culver *et al.*, 1988) показывают, что, во-первых, это оледенение, по-видимому, захватывало низы кембрия, во-вторых, было значительно более обширным, чем представлялось. В связи с этим надо вспомнить, что нижнекембрийские тиллиты предполагались также в верхней серии Тиндир Аляски (Allison *et al.*, 1981) и в Ахагаре на северо-западе Африки (Caby, Fabre, 1981 а, б).

Другие данные, которые уточняют наши представления о структуре африканской гляциоэры, получены в Южной Америке. Здесь датирован широко распространенный на кратоне Сан-Франциско позднедокембрийский ледниковый горизонт. Его возраст – около 1010 - 1080 млн. лет (D'Agrella-Filho *et al.*, 1990). Эта датировка связана с некоторыми геологическими допущениями. Если она подтвердится дальнейшими исследованиями, это будет означать, что в Южной Америке крупные рифейские оледенения произошли в конце среднего рифея и что африканская гляциоэра началась существенно раньше, чем предполагалось до сих пор. Ее верхняя и, очевидно, нижняя границы далеко выходят за рамки "криогения", который предлагается Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия в качестве одного из общих подразделений неопротерозоя (рис. 6).

С этой точки зрения среднесибирский гляциогоризонт представляет большой интерес, поскольку для него тоже вероятен среднерифейский возраст. Более того, не исключено, что

среднесибирский горизонт относится даже не к самой верхней части среднего рифея и он может оказаться свидетельством самого раннего рифейского оледенения на Земле, или одного из самых ранних. Последняя оговорка связана с тем, что недостаточно выяснена природа диамиктовых толщ, встречающихся в нижней части баллаганахской серии патомского комплекса и в медвежеской свите тепторгинской серии (см.табл. 1). Поэтому выяснение возраста среднесибирского гляциогоризонта и происхождение диамиктов баллаганахской и тепторгинской серии является важной задачей не только региональной геологии, но также стратиграфии докембрия и исторической геологии вообще. Если окажется справедливым мнение о верхнерифейском возрасте среднесибирского гляциогоризонта, то и в этом случае он будет представлять существенный интерес для стратиграфии докембрия, так как станет первым свидетельством позднерифейских оледенений в Евразии.

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967. № 1. С. 3 - 16.

Белогур В.Д., Тихонов В.Л. Корреляция Байкальского и Патомского комплексов в зоне их сочленения // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 7. Ч. 1. Чита. Изд-во Забайкал. филиала геогр. о-ва СССР, 1970. С. 3 - 8.

Бобров А.К. Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1979. 128 с.

Божко Н.А. О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибай-калья // Вестн. МГУ. Геология, 1976. № 4. С. 106 - 108.

Головенок В.К., Салоп Л.И., Чумаков Н.М. Северная часть Байкальской горной области // Верхний докембрий. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 436 - 458.

Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. 1974. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 94 с.

Дольник Т.А., Митрофанов Г.Л., Таскин А.П., Стецюк М.И., Бутин К.С. Схема стратиграфии отложений верхнего докембрия складчатого обрамления юго-востока Сибири // Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд геологического картирования в масштабе 1:50000 Восточной Сибири. Иркутск: СНИИГГиМС, 1987. С. 93 - 99.

Зубцов Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 1. С. 42 - 56.

Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрам-ления // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск.: Красноярское кн. изд-во, 1967. С. 247 - 291.

Красильников С.С. Новые данные о строении рифея северо-западного склона Чуйского антиклино-рия // Региональная геология: тектоника, литология и стратиграфия. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 68 - 74.

Мац В.Д., Бухаров А.А. К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области / Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1967. С. 339 - 357.

Павловский Е.В., Беличенко В.Г. Западное и Восточное Прибайкалье // Верхний докембрий. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 401 - 434.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.

Станевич А.М., Дольник Т.А., Файзулина З.Х. Главные рубежи изменения различных групп органических сстатков в докембрии юга Восточной Сибири и их возрастное значение // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (Рифей и венд). Тез. докладов II Всесоюз. совещ. Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Уфа: Башкиргеология, 1990. С. 79 - 81.

Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины // Тектоника СССР. 1959. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР. С. 345 - 460.

Чумаков Н.М. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 2. С. 419 - 422.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллы и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 201 с.

Чумаков Н.М. Изучение древних ледниковых отложений. Практическое руководство. М.: ГИН АН СССР, 1990. 93 с.

Чумаков Н.М., Красильников С.С. Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия (р. Лена) // Литология и полез.ископаемые. 1991. № 3 С. 57 - 78.

Хоментовский В.В. Байкалий – принципиальный этап истории геологического развития Сибири // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 222 // 237.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

Шаров В.Н., Фефелов Н.Н., Заруднева Н.В., Русакова В.А., Брант С.Б. Pb-Pb-датирование кристаллических сланцев Мамского синклинория (Байкало-Патомское нагорье) // Докл. АН СССР. 1972. Т.319. № 1. С. 209 - 212.

D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Teixeira W., Onstott T.C., Renne P.P. Paleomagnetic evidence for evolution of Mezo- to Neo-Proterozoic glacigenic rocks in central-eastern Brazil // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec. 1990. V. 80. N 3/4 P. 255 - 265.

*Aitken J.D.*The Ice Brook Formation and post-Rapitan, Late Proterozoic glaciation, Mackenzie Mountains Northwest Territories // Bull. Geol. Surv. Canada. 1991. N 404. P. 43.

Allison C.W., Young G.M., Yeo G.M., Delaney G.D. Glacigenic rocks of the Upper Tindir Group, east-central Alaska // Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge University Press. 1981. P. 720 - 723.

Caby R., Fabre J. Tillites in the latest Precambrian Strata of the Touareg Shield (central Sahara) // Earth's pre-Pleis-

tocene glacial record. Cambridge University Press. 1981a. P. 146 - 149.

Caby R., Fabre J. Late Proterozoic to Early Palaeozoic diamictites, tillites and associated glacigenic sediments in the Serie Pourpree of western Hoggar, Algeria // Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge University Press. 1981b . P. 140 - 145.

Chumakov N.M. Middle Siberian glacial horizon traces of the earliest Late Precambrian glaciation? // Earth's Glacial Record. Abstracts of Project 260 IGCP. 1991. P. 9.

Chumakov N.M., Semikhatov M.A. Riphean and Vendian of the USSR // Precambrian Res. 1981. V. 15. P. 229 - 253.

Culver S.J., Pojeta J., Repetski J.S. First record on Early Cambrian shelly microfossils from West Africa // Geology. 1988. V. 16. N 7. P. 596 - 599.

Cowie J., Ziegler W., Remane J. Stratigraphic commission accelerates progress. 1984 to 1989 // Episodes. 1989. V. 12. N 2. P. 79 - 83.

Dreimanis A. The problem of waterlain tills // Ed. Schuchter Ch. Maraines and Varves. 1979. P. 167 - 179.

Gravenor C.P., Von Brunn V., Dreimanis A. Nature and classification of waterlain glacigenic sediments; exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits // Earth. Sci. Rev. 1984. V. 20. P. 105 - 166.

Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M., Fancett K.E., Herod K.N., Wang Zejin (eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge.: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 1004.

Hambrey M.J., Harland W.B. The Late Proterozoic glacial era // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec. 1985. V. 51. N 1 - 4. P. 255 - 272.

Harland W.B., Kay N. Herod, Krinsley D.H. The definition and identification of tills and tillites // Earth. Science Rev. 1966. V. 2. P. 255 - 256.

Link P.K., Gostin V.A. Facies and paleogeography of Sturtian glacial strata (Late Precambrian), South Australia // Amer. J. Sci. 1981. V. 281. P. 353 - 374.

Pettijohn F.J. Sedimentary rocks. N.Y.: Harper and Bros, 1957. P. 718.

Preiss W.V. The Adeleide Geosyncline. Late Proterozoic stratigraphy, sedimentation, palaeontology and tectonics // Bull. Geol. Surv. S. Aust. 1987. V. 53. P. 458.

УДК 550.93:553.86(571.5)

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 1993 г. Е. В. Бибикова*, Т. В. Грачева*, В. А. Макаров*, А. Д. Ножкин**

* Институт геохимии и аналитической химии, 117975 Москва, ул. Косыгина 19, ГЕОХИ, Россия
** Институт геологии и геофизики Сибирского отделения РАН, 630090 Новосибирск, Университетский пр. 3, Россия

Поступила в редакцию 15.05.91 г.

Проведено U-Pb-изотопное датирование акцессорных цирконов из гранулитов канской серии и плагиогнейсов енисейской серии Енисейского кряжа. Как накопление пород енисейской серии (1880 ± 20 млн. лет), так и метаморфизм гранулитовой фации в пределах канской серии (1900 ± 10 млн. лет) и гранитизация пород обеих серий (1780 ± 20 млн. лет) протекали в нижнем протерозое. Для протолита пород канской серии получен возраст 2730 ± 180 млн. лет, отвечающий по стратиграфической шкале верхнему архею.

Енисейский кряж представляет собой докембрийскую складчатую область, входящую в состав краевых структур юго-западной части Сибирской платформы. Он протягивается вдоль Енисея в виде полосы шириной до 100 - 200 км и длиной свыше 700 км. В его геологическом строении принимают участие метаморфические, магматические и осадочные образования от архея до фанерозоя. Древнейшими геологическими образованиями Енисейского кряжа являются породы канской и енисейской серий, развитые в южной части кряжа, в пределах Ангаро-Канского кристаллического выступа.

Особенности структурного положения и высокая степень метаморфизма пород позволяла геологам относить эти серии к древнейшим раннеархейским комплексам Земли, чему способствовали и высокие изотопные датировки, полученные, правда, не всегда в результате корректных изохронных построений (2.55 ± 0.1 млрд. лет, Rb-Sr-изохрона по двум точкам пород в целом (Герлинг, Артемов, 1964) и 4.1 ± 0.3 млрд. лет U-Pb-методом по циркону, в котором содержание обыкновенного свинца превышало 90% (Волобуев и др., 1980)).

Породы канской серии, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, развиты в основании докембрийского разреза и слагают большую часть площади выступа. Представлены они пироксенсодержащими плагиогнейсами дацит-радиодацитового, реже андезитового состава, глиноземистыми гнейсами, в нижней части разреза распространены двупироксеновые кристаллосланцы базальтового и андезитобазальтового состава. Широко развиты авто- и аллохтонные чарнокитоиды (богуниты и кузеевиты, по Ю.А. Кузнецову (1941)). Становление чарнокит-гранулитового комплекса завершилось формированием лейкократовых ортоклазовых гранитов и пегматоидов. На северо-востоке в породах комплекса размещен крупный автохтонный гранитоидный плутон (Таракский), образующий с гнейсами единую структуру, подчеркнутую постепенными переходами от гранитов к гранулитам через зону мигматизированных гнейсов.

Первичная природа метаморфических пород канского комплекса скорее всего вулканогенно-осадочная: двупироксеновые кристаллосланцы и плагиогнейсы относятся к ортопородам, представляя продукты контрастного вулканизма, а глиноземистые гнейсы к парапородам.

Отличительной геохимической особенностью пород канского комплекса являются повышенные концентрации в гнейсах таких малоподвижных при метаморфизме элементов, как TR, Th, Zr и пониженные концентрации урана, явно вынесенного в ходе метаморфизма гранулитовой фации, что привело к высоким Th/U-отношениям (15 - 50).

Неоднородность метаморфизма пород канского комплекса – наиболее характерная его черта. Она обусловлена блоковым строением кристаллического выступа и различной глубиной эродированности толщ общей мощностью более 6.5 - 7 км, что соответствует перепаду давлений в 2.5 кбар. Реакционные структуры и особенности химизма минералов в породах канского комплекса несут в основном признаки регрессивного метаморфизма, тем не менее, судя по развитию парагенезисов Гип + Сил, Кв + Корд + Гр + Сил, эклогитоподобных пород, давление при метаморфизме достигало 9 - 10 кбар, а температура составляла не менее 850 - 950°С.

На основании зональности минералов и расчетов состава флюида выделено две стадии регрессивного метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций: ранняя (800 - 650°С) характеризовалась довольно водным составом метамор фического флюида и пологими TP-трен-

дами охлаждения, поздняя (650 - 550°С) характеризовалась почти чисто углекислым составом флюида. Эта стадия отвечает росту гранитогнейсовых куполов на фоне интенсивного подтока углекислого флюида (Геря, 1989; Perchuk *et al*, 1989). Устанавливается также еще более поздний регрессивный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации (550 - 450°С, 3 - 2 кбар).

U-Pb-изотопное исследование было выполнено для акцессорных цирконов, выделенных из трех проб гранулитов канской серии.

А-204-85 – мелкозернистый гиперстеновый плагиогнейс, отобран в приустьевой части р. Шилка (Шилкинский блок). Это массивная, частично слабополосчатая порода с гранобластовой структурой. Она состоит преимущественно из плагиоклаза и кварца, а также гиперстена (10 - 15%), биотита (до 4%), примеси магнетита и ильменита, а также акцессорных – циркона и апатита. Химический состав гнейса (табл. 1) соответствует плагиориодациту.

Акцессорный циркон в пробе представлен преимущественно генерацией мелких, изометричных, многоплоскостных зерен, иногда сплавленных. Зерна прозрачные, почти бесцветные, блестящие. Это соответствует морфологическому типу циркона, возникшего при твердофазной кристаллизации в условиях метаморфизма гранулитовой фации (рис. 1, II). Около 1% темно-коричневых призматически-дипирамидальных непрозрачных кристаллов.

А-304-85 – мелкозернистый гиперстеновый плагиогнейс, отобран в среднем течении р. Немкина (Кузеевский блок). Основная масса породы, взятой в пробу, представляет собой линзовидный агрегат, где мелкие (до 1.5 мм) зерна гиперстена образуют удлиненные гломеробластовые скопления в кварц-полевошпатовой массе. Из других минералов присутствуют гранат, биотит, акцессорные апатит, циркон, магненит, ильменит. В гнейсе изредка отмечаются участки, сложенные гиперстен-кварц-ортоклазовым агрегатом с постепенными переходами к мелкозернистой массе. Формирование таких обособлений связано с перекристаллизацией в условиях, близких процессу начальной стадии чарнокитообразования. Химический состав приведен в табл. 1.

Акцессорный циркон в пробе гетерогенен. Различаются три разновидности: призматические зерна, бурые, непрозрачные, с сильно корродированной поверхностью, призматические, полупрозрачные зерна со сглаженными контурами, сильно трещиноватые, изометричные, слабоокрашенные, прозрачные зерна, причем только третья разновидность отвечает "гранулитовой" (рис. 1, III). Первый тип скорее отвечает реликтам первично-магматического циркона.

156 – эндербит (богунит), отобран в левом борту долины р. Енисей, в 250 м выше р. Савина из пластового тела, залегающего в пачке чередующихся гранатовых, гиперстеновых гнейсов и основных двупироксеновых кристаллосланцев. Порода среднекрупнозернистая, линзовидно-полосчатая: более меланократовые полосы обогащены гранатом, гиперстеном, иногда с примесью биотита, а лейкократовые – плагиоклазом с небольшим количеством кварца. Основными минералами являются плагиоклаз, иногда с антипертитовыми вростками калишпата, слабо плео-

Таблица 1. Химический состав исследованных пород, мас. %

Компоненты	А-204-85	А-304-85	156	А-277-85	112
SiO_2	69.03	69.14	54.77	63.59	62.35
TiO_2	0.73	0.85	0.41	0.81	1.11
Al_2O_3	13.30	12.31	16.11	14.50	14.02
Fe_2O_3	2.68	0.90	2.69	8.32	1.72
FeO	3.62	5.90	9.75	–	7.37
MnO	0.07	0.08	0.16	0.07	0.16
MgO	2.45	2.96	4.31	2.96	3.27
CaO	3.15	3.48	6.40	2.92	4.04
Na_2O	2.80	2.04	2.53	3.33	2.07
K_2O	1.24	1.56	1.00	2.48	2.39
P_2O_5	0.05	0.13	0.29	0.10	0.09
П. п. п.	0.50	0.56	1.62	1.00	1.41
Сумма	99.72	100.00	100.04	100.14	100.00
U(г/т)	0.7	1.1	0.2	1.0	0.2
Th(г/т)	11.8	7.5	0.3	27.2	4.0
Th/U	17.0	6.8		27.2	20.0

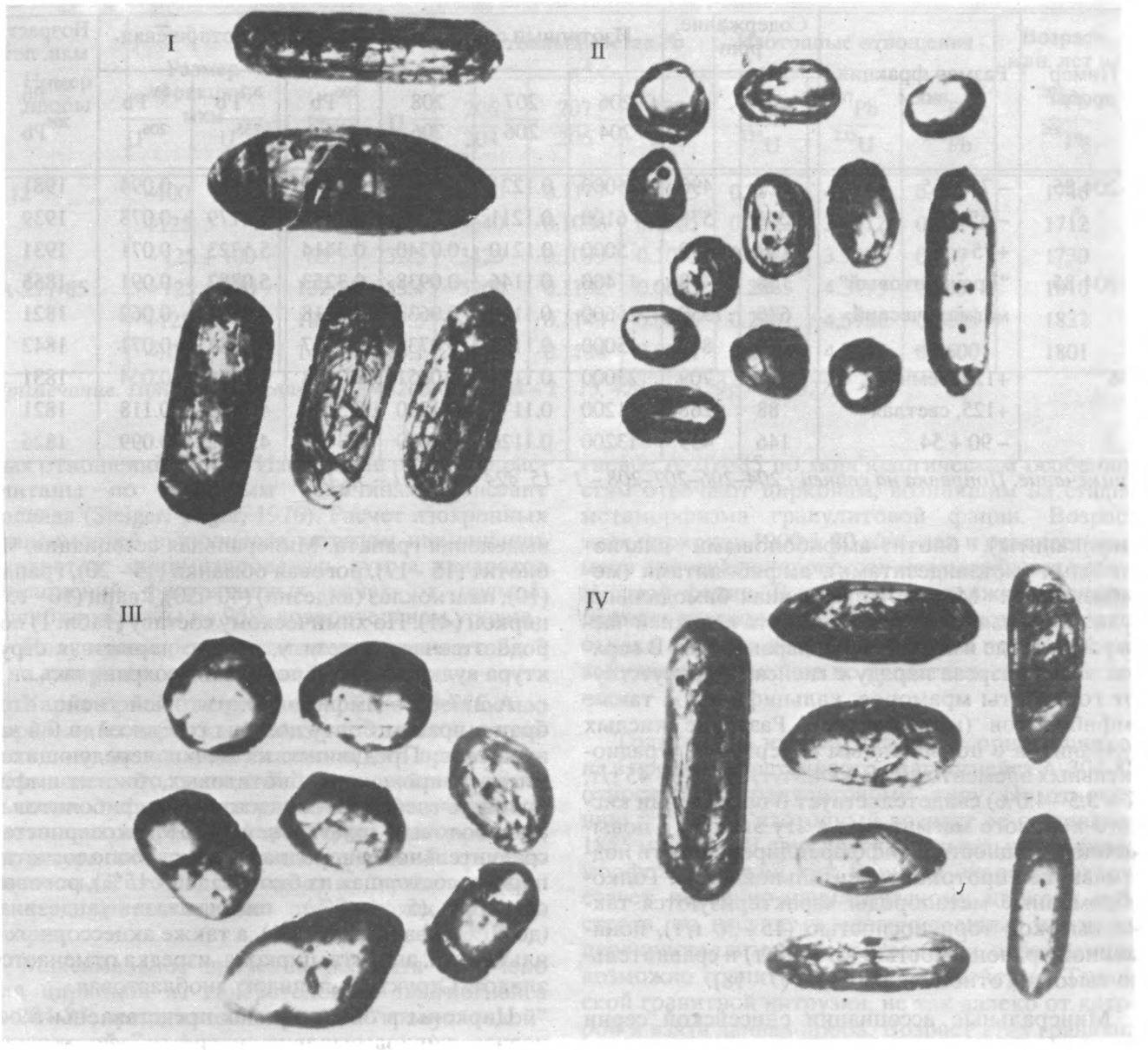


Рис. 1. *Морфология цирконов из пород канской и енисейской серий Енисейского кряжа; I – проба 156, фракция +90; II – проба А-204-85, фракция +75; III – проба А-304-85 фракция –65; IV – проба А-277-85, фракция +100.*

хроирующий гиперстен, а также гранат, содержащий 6.2% MgO, 4.94% CaO и 28.24% FeO. Коричневато-бурый биотит (TiO_2 – 6.2%, FeO – 14.05%, MgO – 14.42%) развивается по гиперстену и гранату, ассоциируется с мелкозернистым кварцем, в котором обычно отмечается и циркон. В виде примеси наряду с цирконом присутствуют рудный минерал и апатит. Химический состав породы отвечает диориту.

Акцессорный циркон представлен призматическими дипирамидальными зернами со сглаженными, оплавленными ребрами. Циркон слабоокрашенный, прозрачный и полупрозрачный, что отвечает морфологическому типу циркона, кристаллизующегося из расплава в условиях гранулитовой фации метаморфизма (рис. 1, I).

Породы енисейской серии (вулканогенно-карбонатно-терригенной), метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, в виде узкой полосы (1 - 1.5 км) протягиваются вдоль Енисея, контактируя по зоне милонитов с гранулитами канской серии. Кроме того, они развиты в северной части кристаллического выступа, где перекрывают породы гранулитовой фации. Мигматит-гнейсовый комплекс енисейской серии сложен гранат-биотитовыми, реже гранат-биотит-силлиманитовыми парагнейсами, калиевыми и калий-натровыми микрогнейсами (кислые ме-

Таблица 2. Изотопный возраст цирконов из пород канской серии

Номер пробы	Размер фракции, мкм	Содержание, ppm		Изотопный состав Pb			Изотопные отношения			Возраст, млн. лет
		Pb	U	$\frac{206}{204}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{208}{206}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
А-204-85	– 75 + 65	177	490	36000	0.1221	0.0948	0.3448	5.7865	0.094	1981
	– 65	206	578	6100	0.1211	0.0839	0.3428	5.6179	0.078	1939
	+75	133	470	5000	0.1210	0.0740	0.3414	5.5723	0.071	1931
А-304-85	"Гранулитовый"	168	498	11400	0.1146	0.0938	0.3253	5.0882	0.091	1855
	магматический	636	1950	25600	0.1119	0.0632	0.3218	4.9397	0.062	1821
	»	278	840	15000	0.1135	0.0735	0.3237	5.0284	0.071	1842
156	+125, темная	225	709	23000	0.1125	0.0651	0.3138	4.8436	0.064	1831
	+125, светлая	88	268	21200	0.1190	0.1200	0.3094	4.7496	0.118	1821
	– 90 + 54	146	439	13200	0.1126	0.1020	0.3179	4.8922	0.099	1826

Примечание. Поправка на свинец : 204–206–207–208 – 1 - 15, 424 – 15, 291.– 35. 077.

тавулканиты), биотит-амфиболовыми плагиогнейсами (метаандезитами), амфиболитами (метабазитами). Метаморфизованная бимодальная вулканогенная серия пород развита в нижней части разреза, где им подчинены парапороды. В верхней части разреза наряду с гнейсами присутствуют горизонты мраморов, кальцифиров, а также амфиболитов (метабазитов). Развитие кислых вулканитов с повышенным содержанием радиоактивных элементов (U = 3 - 4.5 г/т, Th = 20 - 45 г/т, K = 3.5 - 4.0%) свидетельствует о проявлении кислого корового магматизма в эту эпоху и о повышенной мощности и дифференцированности подстилающей протоконтинентальной коры. Тонкообломочные метапороды характеризуются также высокой ториеносностью (15 - 30 г/т), пониженной ураноносностью (2 -3.2 г/т) и сравнительно высоким отношением Th/U (7 - 18).

Минеральные ассоциации енисейской серии свидетельствуют о метаморфизме исходных вулканогенно-осадочных пород в условиях амфиболитовой фации, хотя присутствуют ассоциации минералов эпидотамфиболитовой (до 12%) и зеленосланцевой (до 7%) фаций (Лепезин и др., 1981). Гнейсы мигматизированы, пронизаны жильными телами гнейсовидных биотитовых и лейкократовых монацитоносных гранитов, близких по петрохимическим характеристикам к гранитоидам Таракской интрузии.

На U-Pb-изотопное исследование было отобрано две пробы:

112 – гранатсодержащий биотит-амфиболовый плагиогнейс, отобран в левом борту долины р. Енисей, в 0.6 км ниже руч. Осинового из пачки чередующихся гнейсов дацитового состава с амфиболитами. Мелкозернистая, тонкополосчатая порода, содержит более крупные (до 1.5 мм) выделения граната. Минеральная ассоциация, %: биотит (15 - 17), роговая обманка (15 - 20), гранат (10), плагиоклаз (андезин) (40 - 50), кварц (10 - 15), циркон (<1). По химическому составу (табл. 1) порода отвечает андезиту, однако первичная структура вулканической породы не сохранилась.

А-277-85 – амфибол-биотитовый гнейс, отобран в правом борту долины р. Енисей, в 0,6 км ниже пос. Предивинск из пачки чередующихся мигматизированных биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов с горизонтами амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов. Мелкозернистая сравнительно однородная или слабополосчатая порода, состоящая из биотита (12 - 15%), роговой обманки (5 - 7%), плагиоклаза (андезина) (до 60%), кварца (до 15%), а также акцессорных – ильменита, апатита, циркона, изредка отмечается эпидот. Структура лепидогранобластовая.

Цирконы в обеих пробах представлены в основном дипирамидально призматическими кристаллами с сильно сглаженными контурами и тонкой внутренней зональностью. Окраска зерен от темно- до светло-коричневой, иногда почти бесцветной, зерна – полупрозрачные и непрозрачные, иногда с точечными темными включениями (рис. 1, IV). Меньше округлых, слабоокрашенных, почти прозрачных зерен.

Для разделенных на размерные фракции цирконов было выполнено U-Pb-изотопное исследование по принятой в лаборатории методике (Krogh, 1973; Manhes *et al*, 1978). Содержание урана и свинца определено методом изотопного разбавления с применением смешанного изотопного трассера (^{208}Pb + ^{235}U). Точность измерения концентраций U и Pb ±1%. Изотопный состав свинца измерен на масс-спектрометре TSN 206A фирмы "Камека" с использованием силикагеля в качестве эмиттера ионов. Точность измерения изотоп-

Таблица 3. Изотопный возраст пород енисейской серии

Номер пробы	Размер фракции, мкм	Содержание, ppm		Изотопный состав Pb			Изотопные отношения			Возраст, млн. лет по
		Pb	U	$\frac{206}{204}$	$\frac{207}{206}$	$\frac{208}{206}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
112	–100	48.0	166.5	3100	0.1113	0.1013	0.2748	4.0487	0.089	1746
	+125	62.5	226.1	3640	0.1086	0.1105	0.2622	3.7912	0.101	1712
	– 125 + 100	65.7	232.5	3425	0.1099	0.1073	0.2686	3.9226	0.097	1730
А-277-85	– 125 + 100	132.5	455.4	5960	0.1132	0.0653	0.2863	4.3795	0.059	1810
	+125	183.4	607.5	4100	0.1143	0.0666	0.2961	4.5786	0.0605	1832
	–100	148.5	523.1	4115	0.1134	0.0681	0.2781	4.2217	0.0600	1801

Примечание. Поправка на свинец : 204–206–207–208 – 1 - 15, 424 – 15, 291 – 35. 077.

ных отношений ±0.1%. Изотопные возрасты рассчитаны по принятым величинам констант распада (Steiger, Yager, 1976). Расчет изохронных зависимостей выполнялся методом наименьших квадратов, минимизировалась сумма квадратов отклонений фигуративных точек от прямой. Ошибки указаны на 95% доверительном уровне.

Полученные результаты представлены в табл. 2 и на диаграмме с конкордией (рис. 2).

Характерной геохимической особенностью цирконов из пород канской серии является исключительно низкое содержание в них примесного обыкновенного свинца. Как это свойство, так и высокая степень конкордантности рассчитанных изотопных возрастов, характерны для цирконов, структура которых обладает высокой кристалличностью, что подтверждает их "гранулитовый" генезис, кристаллизацию при высоких *PT*-параметрах.

Максимальное значение возраста получено для цирконов из гиперстенового плагиогнейса А-204-85, представленного одной "гранулитовой" генерацией. Две фракции циркона конкорданты в пределах 10% и имеют возраст 1920 ± 20 млн. лет, нижнее пересечение дискордин с конкордией отвечает возрасту 1890 ± 10 млн. лет. Поскольку все точки группируются около нижнего пересечения, возраст по верхнему пересечению может быть рассчитан лишь условно.

Почти конкордантны возрасты цирконов и в одной из фракций пробы А-304-85 (темно-бурые, трещиноватые, корродированные зерна). Возраст по нижнему пересечению дискордии с конкордией соответствует 1780 ± 10 млн. лет, по верхнему – может быть оценен в 2730 ± 180 млн. лет. Возраст цирконов из эндербита (проба 156) по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1840 ± 50 млн. лет. Все фигуративные точки находятся вблизи верхнего пересечения.

Какие же геологические события датируют эти цирконы? Цирконы в гиперстеновом плагиогнейсе А-204-85 по морфологическим особенностям отвечают цирконам, возникшим на стадии метаморфизма гранулитовой фации. Возраст этих цирконов 1900 ± 20 млн. лет и отвечает времени протекания процессов метаморфизма гранулитовой фации. В цирконах содержится микропримесь древнего радиогенного свинца субстрата, однако оценить возраст субстрата по данной совокупности цирконов не представляется возможным.

Только одна из фракций акцессорного циркона в пробе гиперстенового плагиогнейса А-304-85 относится к "гранулитовому" типу. По отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ изотопный возраст ее составляет 1855 млн. лет. В двух других изученных фракциях морфологический тип циркона скорее соответствует первично-магматическому циркону субстрата, но несущему многочисленные признаки перекристаллизации и растворения, отражающие возможно гранитизирующее воздействие Таракской гранитной интрузии, не так далеко от которой и взята данная проба. Возраст этих гранитов

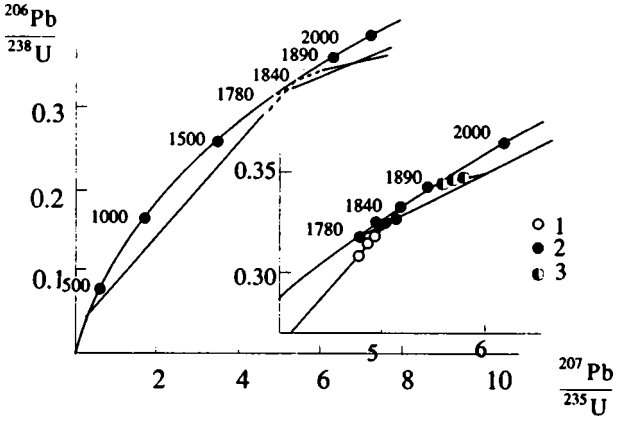


Рис. 2. *Диаграмма с конкордией для цирконов из пород канской серии 1 – проба 156; 2 – проба А-304-85; 3 – проба А-204-85.*

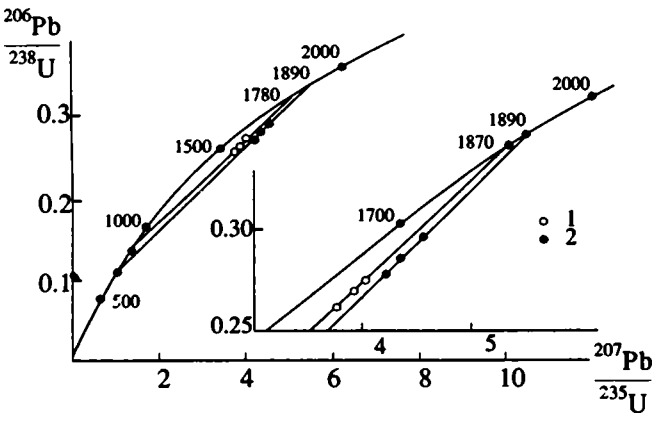


Рис. 3. *Диаграмма с конкордией для цирконов из пород енисейской серии 1 – проба 112; 2 – проба А-277-85.*

по данным U-Pb-метода по монацитам и цирконам составляет 1780 ± 50 млн. лет (Геохронология..., 1973). Именно такой же возраст – 1780 ± 20 млн. лет определяется по нижнему пересечению дискордии с конкордией для цирконов из пробы А-304-85. Возраст реликтовой компоненты субстрата оценивается по верхнему пересечению дискордии с конкордией с большой экспериментальной ошибкой в 2730 ± 180 млн. лет.

Акцессорные цирконы в эндербите (проба 156) отвечают по морфологическим признакам цирконам, возникшим из расплава в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Полученный по ним возраст 1840 ± 50 млн. лет несколько ниже, но с учетом экспериментальной ошибки, он не противоречит установленному нами возрасту метаморфизма гранулитовой фации в 1900 ± 20 млн. лет. Возможно, что формирование эндербитов происходило на заключительной стадии метаморфизма.

Геохимические особенности цирконов из пород енисейской серии (особенно в пробе 112) согласуются с их магматическим генезисом в породах вулканического происхождения – это относительно низкие содержания урана, величина отношения ($^{208}Pb/^{206}Pb$) ~ 0.1 (табл. 3) более высокое, чем в "гранулитовых" цирконах содержание обыкновенного свинца. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией для пробы 112 составляет 1872 ± 24 млн. лет, для пробы А-277-85 – 1890 ± 20 млн. лет. Возрасты по нижнему пересечению лежат в интервале 700 - 800 млн. лет, что может отражать реальное событие в рифее, приведшее к удалению из цирконов части радиогенного Pb (рис. 3).

Поскольку исследованные породы енисейской серии рассматриваются как метавулканиты и очевиден первично-магматический генезис цирконов, возраст их формирования в 1880 млн. лет может рассматриваться как время накопления вулканогенных толщ енисейской серии.

Проведенные геохронологические исследования позволяют наметить следующие рубежи в геологической эволюции древнейших пород Енисейского кряжа.

Возраст протолита пород канской серии не менее 2730 ± 180 млн. лет. Имеющихся данных недостаточно для установления природы этого протолита.

Надежно фиксируются глубокие метаморфические преобразования пород канской серии в условиях гранулитовой фации 1900 ± 10 млн. лет назад, сопровождавшиеся чарнокитообразованием, возможно на заключительной стадии (1840 ± 40 млн. лет назад).

Формирование пород енисейской серии протекало, по-видимому, в нижнем протерозое 1880 ±20 млн. лет назад.

Наиболее интенсивно процессы гранитообразования протекали в пределах обеих серий 1780 ± 10 млн. лет назад, синхронно со становлением Таракской гранитной интрузии.

ЛИТЕРАТУРА

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Воробев И.В. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Гео-хронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 14 - 30.

Геохронология СССР. Т. I. Докембрий. Л.: Недра, 1973. С. 189 - 202.

Герлинг Э.К., Артемов Ю.М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа // Геохимия 1964. № 7. С. 610 - 622.

Геря Т.В. Фазовое соответствие в шпинельсодержащих гранулитах: Автореф. дис. ... канд.геол.- мин. наук. М.: МГУ, 1989. 15 с.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Материалы по геологии Западной Сибири. Томск: Изд-во ЗСГУ, 1941. № 15 (57). 240 с.

Лепезин Г.Г., Ножкин А.Д., Геря Т.В. Термодинамические параметры метаморфизма канской серии // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 11 - 19.

Krogh T.E. A Low-Contamination Method for Hydrothermal Decompositions of Zircon Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determination // Geochim. et Cosmochim acta 1973. V. 37. N 3. P. 485 - 500.

Manhes G., Minster J.F., Allegre C.J. Comparative U-Th-Pb and Rb-Sr Study of the Saint Severin Amphoterite // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. N 1. P. 14 - 21.

Perchuk L., Gerja T., Nozhkin A. Petrology and Retrograde P-T Path in Granulites of the Kanskaya Formation, Jenisey Range Eastern Siberia // J. Metamorphic Geol. 1989. V. 7. P. 599 - 617.

Steiger R., Yager E. Subcomission on Geochronology: Convention on the Decay Constants in Geo- and Cosmochronology // Earth. Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. N 3. P. 359 - 362.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ. 1993, том 1, № 1.

Глобальные изменения

Эволюция биосферы

УДК 56.016:551.71(571.5).

МИКРОБИОТЫ КЕРПЫЛЬСКОЙ СЕРИИ СИБИРСКОГО ГИПОСТРАТОТИПА РИФЕЯ

© 1993 г. А. Ф. Вейс, Н. Г. Воробьева

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

Поступила в редакцию13.06.91 г.

Рассмотрена последовательность семнадцати разновозрастных ассоциаций органостенных и минерализованных микрофоссилий (МФ), встреченных в отложениях керпыльской серии Учуро - Майского региона Восточной Сибири. Изученные биоты заключают широкую выборку ископаемых микроорганизмов, в которую входят представители всех их главных докембрийских морфологических и экологических группировок – всего обнаружены МФ 44 родов и 54 видов. Дан анализ распределения органостенных МФ в полифациальных отложениях керпыльской серии. Сравнение керпыльских МФ с биотами стратотипа рифея подкрепляет вывод о принадлежности керпыльских отложений к верхнему рифею.

Последние годы отмечены значительным прогрессом в исследовании докембрийских микрофоссилий: существенно расширен стратиграфический диапазон и ареал наблюдений, описаны многие сотни родов и видов микроокаменелостей, распространенных от верхнего архея до кровли протерозоя, достигнуты определенные успехи в совершенствовании классификации микрофоссилий, выявлены общие особенности региональных последовательностей их таксонов, намечены рубежи в этих последовательностях и показана межрегиональная выдержанность и, следовательно, широкое стратиграфическое значение некоторых из них. Однако единого мнения у исследователей о биостратиграфическом потенциале микрофоссилий докембрия и о путях оптимального их использования в расчленении и корреляции пока еще нет. Среди главных причин этого надо отметить частое вовлечение в биостратиграфический анализ относительно бедных единичных или дискретно распределенных микробиот, умозрительность некоторых популярных схем зависимости систематического состава микробиот от условий их формирования и, главное, недостаток конкретных данных о реальном пространственно-временном распространении микрофоссилий даже в наиболее микрофитологически изученных регионах.

Предлагаемая статья направлена на восполнение последнего из отмеченных недостатков. В ней рассмотрено распределение биот органостенных и окремненных микрофоссилий в значительном по своему стратиграфическому объему фрагменте разреза сибирского гипостратотипа рифея – керпыльской серии Учуро-Майского региона (по органостенным формам главным образом оригинальные материалы авторов, по окремненным – литературные данные). Всего в объеме керпыльской серии выявлено 17 разновозрастных уровней нахождения микрофоссилий, заключенных в различных по составу, фациальному облику и структурной приуроченности толщах, развитых на значительной территории. Особый интерес керпыльским микробиотам придает их приближенность к важнейшему историко-геологическому и стратиграфическому рубежу верхнего протерозоя – границе среднего и верхнего рифея.

Принятая нами методика отбора и изучения микрофоссилий отличалась от описанной ранее (Вейс, 1988; Вейс, Семихатов, 1989; Вейс и др., 1990) лишь тем, что при мацерации помимо центрифугирования в тяжелой жидкости применялся отбор наиболее крупных микрофоссилий под бинокулярной лупой без предварительного центрифугирования осадка. Это позволило пополнить набор керпыльских микрофоссилий рядом ранее не неизвестных в нем морфотипов и особенно крупными экземплярами акритарх. Всего было изучено 340 проб, в 120 из них обнаружены микрофоссилии. Оригинальный материал авторов в приводимом ниже анализе дополнен литературными данными о всех органостенных и окремненных микрофоссилиях, известных из керпыльских отложений (Тимофеев, Герман, Михайлова, 1976; Вейс, 1983; Головенок, Белова, 1986; Пятилетов, 1988) для этих данных в необходимых случаях проведена ревизия

систематического состава в соответствии с принятой ныне классификацией микрофоссилий (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КЕРПЫЛЬСКИХ МИКРОФОССИЛИЙ

Керпыльская серия является наиболее широко распространенным литостратиграфическим комплексом учуро-майского рифея. Ее выходы распространены в бассейнах Учура, Маи, Юдомы и Белой и приурочены к ряду сопряженных крупных структурно-фациальных зон, принадлежащих юго-восточной окраине Сибирской платформы и юго-западному сегменту Верхояно - Колымской складчатой зоны (см. врезку на рис. 1). При расчленении серии использована схема, опубликованная в монографии М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова (Семихатов, Серебряков, 1983).

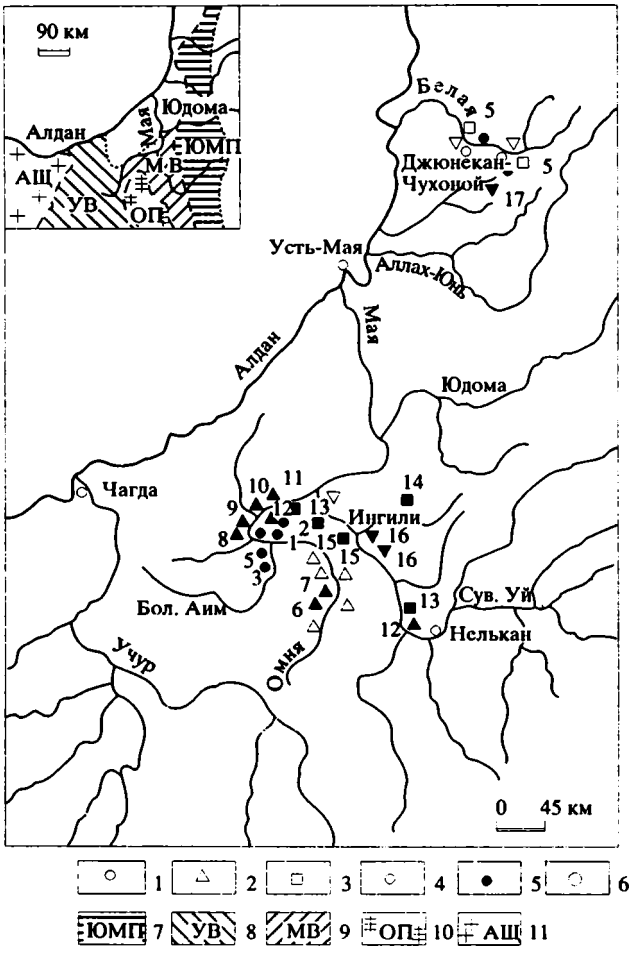


Рис. 1. *Схематизированная карта расположения местонахождений (уровней нахождения) микрофоссилий керпыльской серии Учуро - Майского региона Восточной Сибири.*

1 - 4 – свиты (подсвиты) керпыльской серии: 1, 2 – тоттинская свита (1 – кондерская подсвита, 2 – омнинская подсвита), 3 – малгинская свита, 4 – ципандинская свита; 5, 6 – точки отбора проб: 5 – местонахождения (уровни нахождения) микрофоссилий; 6 – не содержавших микрофоссилий; 7 - 11 – основные структурные элементы Учуро-Майского региона; 7 – Юдомо-Майский прогиб, 8 – Учурская впадина; 9 – Майская впадина, 10 – Омнинское поднятие, 11 – Алданский щит.

Цифры на схеме – порядковые номера уровней нахождения микрофоссилий (объяснения см. в тексте статьи).

В общей последовательности рифейских отложений региона обособляются пять крупных осадочных ритмов, выделяемых как серии; керпыльская серия является третьей снизу. На большей части региона она залегает трансгрессивно на различных горизонтах двух нижележащих серий – учурской и аимчанской, а в своде крупнейшей положительной структуры региона – Омнинского поднятия – переходит на архейский фундамент Сибирской платформы. От перекрывающих отложений лахандинской серии керпыльские толщи по крайней мере в западных разрезах отделены поверхностью размыва. В составе серии выделяются три свиты: терригенная преимущественно сероцветная тоттинская (450 - 1500 м), известняковая пестроцветная малгинская (50 - 440 м) и доломитовая сероцветная ципандинская (200 - 420 м). В тоттинских отложениях в юго-западных и северных разрезах по разным критериям выделяются по две подчиненные единицы – соответственно кондерская и омнинская, бикская и мускельская свиты, стратиграфическое положение границы между которыми не совпадает.

Взгляды на возраст керпыльской серии в настоящее время противоречивы: разные авторы относят ее к верхней части среднего рифея или к нижней части верхнего рифея, проводя границу названных фитем по основанию или по кровле керпыльской серии, либо в верхней части лахандинской серии (обзор и библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985; Комар, 1990), опираясь при этом на анализ изотопных датировок, особенности распределения фитолитов и микрофоссилий и на косвенные историко-геологические построения.

Среди валидных изотопных датировок, относящихся к керпыльской серии, выделяются две группы. С одной стороны, это старые K-Ar-датировки минералогически не изученного "глауконита" из тоттинской свиты в среднем течении р. Маи, которые образуют ряд цифр, убывающих вверх по разрезу от 1170 до 970 млн. лет и согласующиеся с ними две новые K-Ar-датировки Al-глауконита из вероятных аналогов свиты в Мокуйской скважине, равные 1115 и 1120 млн. лет. С другой стороны, изохронные Rb-Sr- и K-Ar-датировки гидрослюд Al-глауконитового и иллитового состава из естественных выходов свиты по р. Большой Аим, отвечающие гораздо более молодым возрастам (соответственно

864± 4 млн. лет), которые отражают не время накопления тоттинских пород, а датируют процессы их регрессивного катагенеза (Семихатов и др., 1989). Имеющиеся данные, таким образом, позволяют считать, что изотопный возраст тоттинской свиты не выходит за пределы 1170 - 1000 млн. лет, а датировки вышележащих лахандинских отложений дают основания думать, что возраст границы керпыльской и лахандинской серий близок к 1000 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983). Поэтому, как было отмечено в решениях II Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия, отнесение керпыльской серии к верхнему рифею, вероятно, затрагивает суть принятой уральской модели границы средней и верхней его фитем, в которой эта граница довольно провизорно датируется в 1000 ± 50 млн. лет (Семихатов и др., 1991).

При привлечении строматолитов к обоснованию возраста керпыльской серии внимание различных исследователей концентрируется на трех моментах (Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985; Крылов, 1988; Комар, 1990). Одни специалисты решающее значение уделяют тому факту, что начинающие типовую последовательность каратавских строматолитов Урала Inzeria tjomusi Kryl. и Jurusania cylindrica Kryl. в Учуро-Майском разрезе доминируют в верхнелахандинских (игниканских) отложениях и в соответствии с этим границу юрматиния и каратавия проводят в основании игниканской свиты. Другие подчеркивают появление названных таксонов строматолитов вблизи основания лахандинской серии, где они количественно подчинены другим формам, и, опираясь на это появление и изотопные датировки границу, юрматиния и каратавия проводят по основанию лахандинских отложений, тогда как третьи подчеркивают совпадение вертикальной последовательности нескольких таксонов строматолитов в малгинско-ципандинских и нижнекаратавских отложениях (Malginella malgica Kom. et Semikh. - M. zipandica Kom. - Conophyton reticulatus Kom. - Colonella ulakia Kom.) и коррелируют только что упомянутые отложения, используя историко-геологические критерии для сравнения подстилающих их терригенных толщ (соответственно тоттинской и зильмердакской свит) и проводят границу юрматиния и каратавия под тоттинскими отложениями, не обращая внимания на определенные различия свойственных им изотопных датировок.

Нет единства взглядов на возраст керпыльской серии и среди специалистов, изучающих микрооссилии. Одни исследователи, опираясь на принятую в унифицированных стратиграфических схемах трактовку возраста этой серии, считали встреченные в ней микрофоссилии среднерифейскими (Тимофеев и др., 1976; Головенок, Белова, 1986) и даже сравнивали окремненную малгинскую микробиоту с нижнерифейскими микробиотами серии Мак-Артур Австралии (Головенок, Белова, 1986), тогда как другие, придавая решающее значение находкам в нижнекерпыльских толщах чуарий, метафитных водорослей и крупных нитчатых микроостатков, отнесли рассматриваемые отложения к верхнему рифею (Вейс, 1983; Вейс, 1988; Пятилетов, 1988). Ниже мы увидим, что новые данные о составе керпыльских (в первую очередь тоттинских) микрофоссилий в наибольшей степени согласуются с последней точкой зрения.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЕРПЫЛЬСКИХ МИКРОФОССИЛИЙ

Среди известных в настоящее время керпыльских микрофоссилий в количественном отношении и по систематическому разнообразию резко лидируют органостенные. Они обнаружены в 24 местонахождениях, расположенных на 15 стратиграфических уровнях в ряде участков Учуро - Майского региона и представлены 42 родами и 51 видом. Что же касается минерализованных форм, то они сейчас встречены лишь в двух точках, где присутствует семь видов шести родов, причем представительный их набор описан только в одном пункте.

При классификации рассматриваемых ниже микрофоссилий мы следовали в основном положениям, принятым в коллективной монографии (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989), отступая от нее лишь в частностях. Так, при выделении видов рода Leiosphaeridia мы используем те их размерные диапазоны (≤70, 70 - 300 и ≥300 мкм), которые были рекомендованы на симпозиуме в Ленинграде (Янкаускас и др., 1987), а не более широкие (≤70, 70 - 1000 и ≥1000), принятые в упомянутой монографии и считаем оправданным сохранение ряда характерных таксонов акритарх, к которым относим таких ярких их морфологических представителей, как вид Leiosphaeridia bicrura Jank. (оболочки с медианным разрывом) и рода Nucellosphaeridium Tim. (формы с внутренним телом) в составе двух видов – N. nordium (Tim.) и N. minutum Tim. При выделении родов и видов колониальных коккоидных и нитчатых микрофоссилий мы чаще пользуемся теми таксонами, которые были выделены при изучении минерализованных форм, поскольку классификация последних основана на более существенных и биологически значимых признаках.

Обсуждаемые ниже керпыльские микрофоссилии принадлежат к 44 родам и 54 видам[1]. Среди них встречены представители всех главных морфологических групп докембрийского микромира – акритархи, колониальные коккоидные и

[1] Наиболее характерные морфотипы тоттинских органостенных микрофоссилий изображены на табл. I - III.

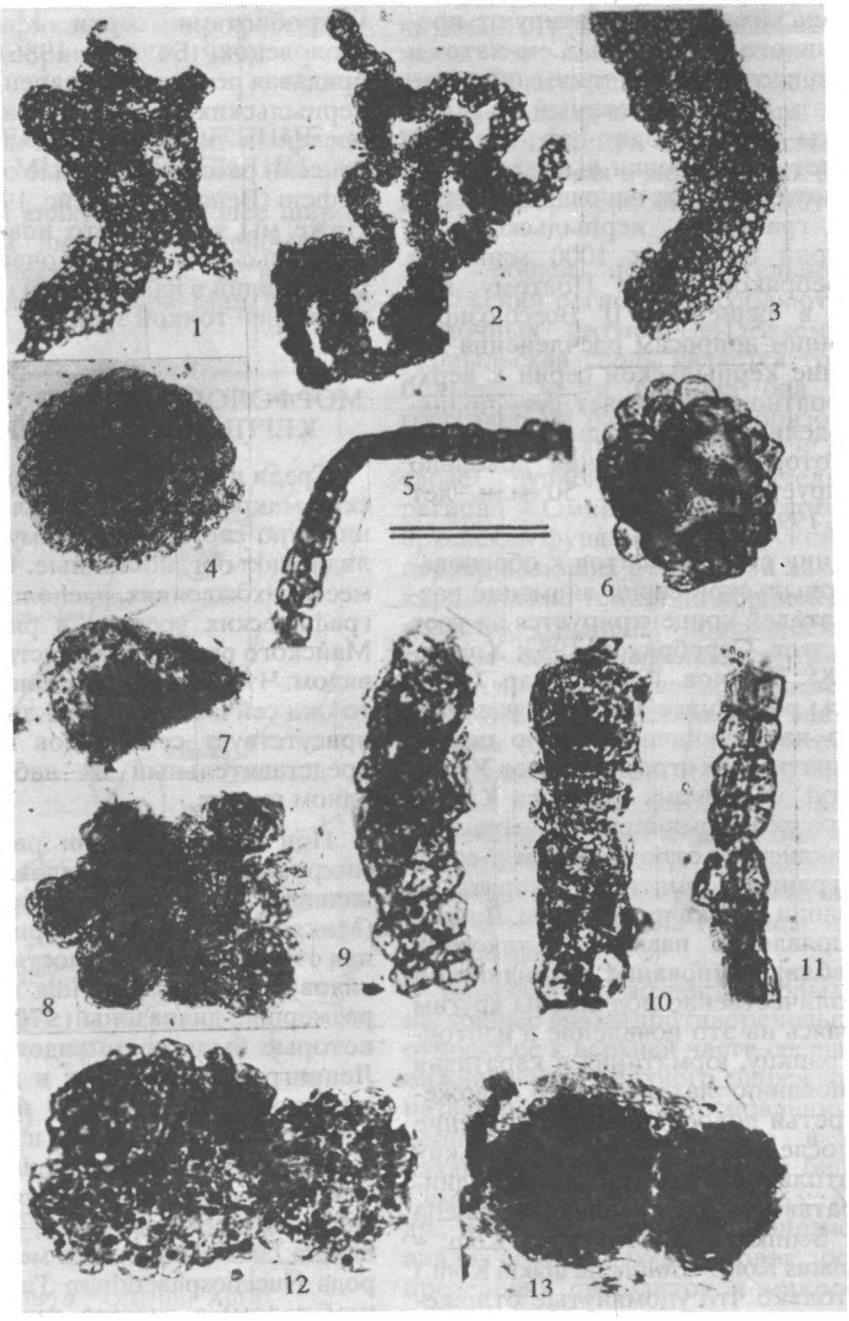


Таблица 1. *Микрофоссилии тоттинской свиты (кондерская подсвита) керпыльской серии верхнего рифея. Северный склон Омнинского поднятия Учуро-Майского региона (Восточная Сибирь).*
Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.
1 - 3, 5, 6, 9 - 11 – третий уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Большой Аим, 10 км выше устья р. Омня). 13 – четвертый уровень нахождения микрофоссилий (правый берег р. Большой Аим, 10 - 12 км ниже устья р. Омня). 4, 7, 8, 12 – пятый уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Большой Аим, 7 км выше устья р. Омня). Размер масштабной линейки: фиг. 1, 3, 4 – 150 мкм; фиг. 2 – 200 мкм; фиг. 5, 6, 9 - 12 – 50 мкм; фиг. 7, 8, 13–100 мкм.1 - 3 – Ostiana, microcystis Hermann; слоевища и тяжи, состоящие из многих десятков коккоидных клеток; 1 – экз. № 4022-2, 2 – экз. № 40231-4, 3 – экз. № 40231-2.4 – Sphaerocongregus variabilis Moorman; стадия развития, характеризующаяся формированием плотных шаровидных скоплений коккоидных клеток; экз. № 4123-35.5, 9 - 11 – Sphaerocongregus variabilis Moorman; стадия развития, характеризующаяся формированием цепочечных линейных агрегатов из 1 -3 продольных рядов клеток; 5 – экз. № 4023-10, 9 – экз. № 4021-13, 10 – экз. № 4021-15, 11 – экз. № 4021-18. 6 – Myxococcoides inornata Schopf; экз. № 4000-37. 7, 12 – Glenobotrydion majorinum Schopf; 7 – экз. № 4023-41, 12 – экз. № 4123-31. 8 – Conjunctiophycus totticus A. Weiss; агрегат субсферических колоний коккоидных клеток; голотип. экз. № 4123-62.
13 – Eogloeocapsa bella V. Golovenok et M. Belova; субсферические агрегаты коккоидных клеток в общем колониальном чехле; экз. № 4324-44.

нитчатые микроостатки, образования сложной формы. В количественном отношении на большинстве изученных уровней (исключая биоты окремненных форм) существенно преобладают члены первых двух групп. Важно подчеркнуть, что обилие и разнообразие в рассматриваемых толщах колониальных коккоидных форм – явление мало характерное для биот органостенных форм и связано, видимо, со спецификой керпыльского палеобассейна. Рассмотрим наиболее характерные морфотипы, входящие в каждую из упомянутых морфологических групп.

Акритархи. В нашем материале эта группа микроостатков представлена только органостенными формами и включает 11 родов и 19 видов. Среди них на всех стратиграфических уровнях доминируют наиболее просто устроенные сфероморфиты рода Leiosphaeridia (более 80% всех встреченных акритарх) с размером оболочки от первых микрон до 300 мкм и толщиной от 0.5 до 2 мкм. Реже встречаются близкие по строению к лейосферидиям, но значительно превышающие их по размерам Chuaria с диаметром оболочки до 1000 - 1100 мкм в кондерской и 700 - 750 мкм в омнинской подсвитах, а также оболочки с внутренними телами различного размера и формы – округлыми мелкими Nucellosphaeridium, крупными Pterospermopsimorpha и эллипсоидальными Konderia. Резко подчиненную роль в изученной выборке играют формы иного строения – оболочки на различных стадиях деления (диаметр наименьшей формы 250 мкм), ценобиальные агрегаты лейосферидий с диаметром каждой из них от 50 до 100 - 120 мкм, акритархи с периферической каймой-складкой Simia (60 - 100 мкм), крупнобугорчатые Pulvinosphaeridium (330 мкм), оболочки с одиночным открытым выростом Germinosphaera (60 мкм) и акритархоподобные образования с почковидным наростом (50 - 60 мкм). Большинство перечисленых форм (за исключением наиболее мелких лейосферидий) традиционно рассматриваются как остатки морских фитопланктонных эукариотных организмов, обитавших в открытых бассейнах с нормальной соленостью, однако открытие сочетаний сфероморфных оболочек с прикрепленными к субстрату лентовидными слоевищами в венде Сибири (Пятилетов, 1985) и Украины (Кирьянов, 1986) – например рода Vanavarataenia Pjat. – заставляет допустить, что на определенной стадии жизненного цикла по крайней мере часть "акритарх" входила в состав бентосных группировок.

Колониальные коккоидные микрофоссилии. В керпыльских отложениях указанные микроостатки представлены 14 родами и 15 видами. Преобладающая их часть приурочена к нижнетоттинским (кондерским) толщам, где они образуют три четких морфологически обособленных группировки органостенных форм. К первой группировке принадлежат наиболее простые, лишенные общего чехла бесформенные агрегаты (колонии или фрагменты колоний), а также сферические и гроздевидные колонии, которые включают от двух-трех до нескольких десятков клеток (иногда с внутренними телами), диаметр которых в пределах такого агрегата остается постоянным, а от одного агрегата к другому меняется от 4 - 5 мкм до 30 - 45 мкм. Морфологические особенности этих форм отвечают диагнозам родов Sphaerophycus, Palaeoanacystis, Eomycrocistis, Myxococcoides, Coniunctiophycus, которые, вероятно, соответствуют глубоким стадиям разложения (стадия capsulata) различных хроококковых цианобактерий (Hofmann, 1976; Knoll, Golubic, 1979). В керпыльских биотах такие формы являлись, вероятно, планктонными элементами.

Вторую морфологическую группировку образуют крупные скопления коккоидных клеток, которые обычно сохраняются в виде протяженных пластин и тяжей. Диаметр клеток в таких скоплениях варьирует от 8 - 10 до 20, реже до 30 - 35 мкм и сохраняет свое значение в пределах одного скопления. Близкие по строению образования Т.Н. Герман (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989; Герман, 1990) описала из низов лахандинской серии под названием Ostiana microcystis Herm. и рассматривала их как аналог современных хроококковых цианобактерий Microcystis. Последние образуют объемные колонии без внешних чехлов и известны как преимущественно планктонные организмы, но отмечаются и более редкие прикрепленные их разновидности. Остатки микроцистисподобных форм широко известны в биотах из кремней и/или терригенных толщ из различных горизонтов протерозоя (роды Nanococcus, Eomicrocystis, Palaeomicrocystis и др.), хотя и не образуют столь выраженных протяженных слоевищ, как Ostiana. Т.Н. Герман трактует описанные ею остатки как двухмерные пластины, состоящие из коккоидных клеток, нередко включающих внутренние тела различного размера (стадия punctata). Однако тоттинские Ostiana нередко демонстрируют многократное наложение образующих их клеток, что скорее свидетельствует о первичном объемном и многослойном строении колоний. Поэтому можно допустить, что по крайней мере часть рассматриваемых форм имеет прямое отношение к широко распространенному докембрийскому роду бентосных матообразующих Eoentophysalis Hofm. Если это предположение подтвердится, то, видимо, придется пересмотреть представления об узкоспецифическом ареале обитания эоэнтофизалисов в докембрийских полуизолированных пересоленных морских бассейнах.

К третьей группировке нижнетоттинских коккоидных микрофоссилий принадлежат особенно характерные их представители – различные по

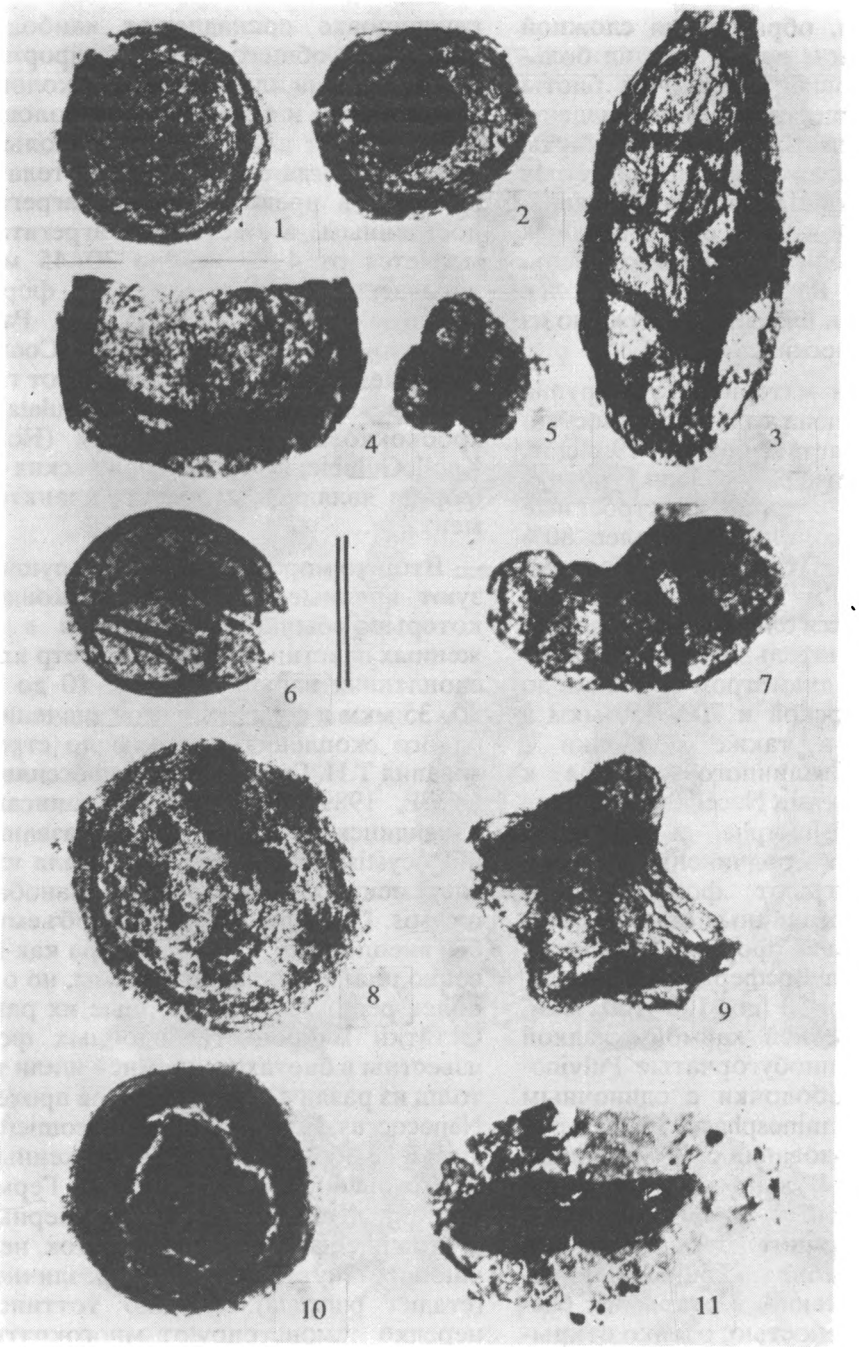


Таблица II. *Микрофоссилии тоттинской свиты (кондерская и омнинская подсвиты) керпыльской серии верхнего рифея. Юго-восточная часть Майской впадины и северный склон Омнинского поднятия Учуро-Майского региона (Восточная Сибирь).*

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

1, 3, 4, 6 - 10 – кондерская подсвита, третий уровень нахождения микрофоссилий (р. Большой Аим, 10 км выше устья р. Омня). 11 – кондерская подсвита, четвертый уровень нахождения микрофоссилий (правый берег р. Большой Аим, 10 - 12 км ниже устья р. Смня). 2 – кондерская подсвита, пятый уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Большой Аим, 7 км выше устья р. Омня). 5 – омнинская подсвита, седьмой уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Омня, 122 км выше устья). Размер масштабной линейки: фиг. 1, 4 – 500 мкм; фиг. 2 – 50 мкм; фиг. 3 – 150 мкм; фиг. 5, 6 – 400 мкм; фиг. 7 – 25 мкм; фиг. 8 – 10 – 200 мкм; фиг. 11 – 110 мкм. 1, 3, 4, 8 – Chuaria circularis Walcott; плотные крупные оболочки с преобладающими кольцевидными складками; 1 – экз. № 40231-3; 3 – экз. № 40221-7; 4 – экз. № 40231-1; 8 – экз. № 40231-40. 2 – Nucellosphaeridium nordium (Tim.); экз. № 4123-73. 5 – Агрегат делящихся оболочек ex. gr. Leiosphaeridia; экз. № 8941-3. 6 – Leiosphaeridia bicrura Jank.; оболочка с хорошо выраженным медианным разрывом; экз. № 89403-4. 7 – Palaeopleurocapsa sp., многоклеточная ассиметричная форма; экз. № 4023-34. 9 – Pulvinosphaeridium sp., экз. № 40231-6. 10 – крупная плотная растрескавшаяся оболочка в тонкой пленчатой оторочке; экз. № 40221-5. 11 – Konderia elliptica A. Weiss; крупная эллипсоидная форма с внутренним телом, повторяющим очертания наружной оболочки; экз. № 4324-71.

размерам и/или по морфологии цепочечные агрегаты, образованные одной, двумя или тремя не всегда выдержанными тесно сжатыми линейными совокупностями клеток и ассоциирующиеся с ними плотные агрегаты таких же клеток, имеющие правильную шаровидную форму. Среди линейных агрегатов выделяются: а) однорядные цепочки клеток трех размерных генераций 10 - 20 мкм; 20 - 30 и 30 - 40 мкм; б) двухрядные цепочки клеток, в которых некоторые пары клеток (терминальные и/или медиальные) замещены одной более крупной клеткой; размеры клеток в парах составляют 6 - 8 мкм, 10 - 12, 15 - 16, реже до 20 мкм, а диаметр замещающей их клетки – от 12 до 40 мкм; в) трехрядные, как правило, наиболее выдержанные по своей морфологии агрегаты клеток, в которых диаметр отдельных клеток составляет 15 - 18 мкм. Среди шаровидных агрегатов коккоидных микрофоссилий выделяются две генерации, образованные клетками диаметром 15 - 18 и 30 - 35 мкм.

Совокупность цепочечных и шаровидных агрегатов клеток (несколько меньших размеров) была описана М. Мурман (Moorman, 1974) из окремненных сланцев Бэнф-Парк свиты Гектор (надсерия Виндермир) на северо-западе Канады и названы ею Sphaerocongregus variabilis Moorman. Они наиболее близки к некоторым современным эпифитным эндоспорулирующим Pleurocapsa и рассматривались как различные стадии жизненного цикла ископаемых плеврокапсовых цианобактерий. Крупные одиночные (чаще терминальные) клетки в цепочечных агрегатах, по-видимому, соответствуют эндоспорангиям, образование которых происходило при резком ухудшении условий обитания.

Несмотря на различия размеров тоттинских цепочечных и шаровидных агрегатов и типовых форм М. Мурман[2], мы относим первые к роду Sphaerocongregus. Следует заметить, что кондерские цепочечные колонии Sphaerocongregus обнаруживают сходство и с некоторыми другими таксонами – Polysphaeroides, Chlorogloeopsis, Zinkovioides – известными из верхнерифейских и вендских отложений Сибири, Южного Урала и Восточно-Европейской платформы. Вопрос о таксономической самостоятельности всех названных таксонов требует специального рассмотрения.

Помимо перечисленных форм, в кондерской подсвите тоттинской свиты встречены колониальные формы с хорошо выраженным общим округлым чехлом Eogloeocapsa, а в кондерской и омнинской подсвитах близкие формы с эллипсоидальным чехлом – Eoaphanocapsa (диаметр клеток в колониях у тех и других 10 - 12 мкм), крупные (более 150 мкм) оболочки с многочисленными округлыми включениями Aimia, которые трактуют как репродуктивные структуры ископаемых грибов-слизевиков (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989; Герман, 1990). Кроме того, в кремнях малгинской свиты описаны псевдонитчатые агрегаты эллипсоидальных клеток Cyanothrixoides, сближаемые В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (Головенок, Белова, 1986) с древними тубиелловыми цианобактериями.

Нитчатые микрофоссилии. Названные микроостатки в керпыльской серии представлены как трихомами, так и чехлами, известными главным образом (но не исключительно) в виде органостенных остатков. Набор септированных нитчатых микроостатков включает лишь наиболее простых по строению осциллаториа- и лингбиаподобных их представителей. К ним принадлежат органостенные тоттинские и минерализованные малгинские Oscillatoriopsis (четыре вида), а также известные только в тоттинских отложениях органостенные формы – четковидные трихомы Trachytrichoides и Filiconstrictosus и окруженные чехлом Palaeolyngbya. Максимальная ширина представителей этих родов не превышает 25 мкм.

Керпыльские трубчатые несептированные микрофоссилии (чехлы) по морфологии и размерам четко разделяются на три морфологические группировки. (1). Одиночные полые трубчатые гладкостенные образования шириной от 1 до 60 мкм, которые вероятнее всего являлись чехлами ископаемых гормогониевых цианобактерий типа Lyngbya и Phormidium (Knoll, Golubic, 1979; Mendelson, Schopf, 1982). К ним в изученной выборке принадлежат Archaeotrichion, Eomycetopsis, Leiotrichoides, Siphonophycus и Taenitrichoides. (2). Агрегаты, состоящие из пучков близко расположенных параллельных трубчатых образований, шириной 1 - 2 и 4 - 5 мкм, которые в изученной выборке представлены родами Eomicrocoleus и Polytrichoides. Названные агрегаты рассматривают как остатки многорядных чехлов и/или разложенных трихомов гормогониевых цианобактерий – аналогов современных Microcoleus и Schizothrix. (3). Трубчатые остатки с четко выраженной поперечной ребристостью и шириной до 50 - 60 мкм. Одни из них имеют тонкие заостренные ребра, приподнятые над поверхностью остатка – и могут быть отнесены к роду Rugosoopsis, а другие – отнесеные к роду Rectia – несут плотные четкие ребра, образованные совокупностью мельчайших гранул, вероятно, представляющих собой результат бактериальной деструкции. Rugosoopsis иногда рассматриваются как возможные представители организмов животного происхожения (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989), биологическая принадлежность Rectia не ясна.

[2] Размеры клеток в цепочечных и шаровидных агрегатах у типовых форм Sphaerocongregus составляют соответственно 5 - 16 и 0.1 - 2 мкм, а у тоттинских – 6 - 40 и 5 - 35 мкм.

Таблица III. *Микрофоссилии тоттинской свиты (кондерская и омнинская подсвиты) керпыльской серии верхнего рифея. Юго-восточная часть Майской впадины и северный склон Омнинского поднятия Учуро-Майского региона (Восточная Сибирь)*

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва. 9 – кондерская подсвита, первый уровень нахождения микрофоссилий (правый берег р. Большой Аим, 1 км ниже устья р. Омня). 4, 7, 8, 10 – кондерская подсвита, третий уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Большой Аим, 10 км выше устья р. Омня). 2, 12 – кондерская подсвита, четвертый уровень нахождения микрофоссилий (правый берег р. Большой Аим, 10 - 12 км ниже устья р. Омня). 5 – кондерская подсвита, пятый уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Большой Аим, 7 км выше устья р. Омня). 1, 3, 6 – омнинская подсвита, седьмой уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Омня, 122 км от устья). 11 – омнинская подсвита, восьмой уровень нахождения микрофоссилий (левый берег р. Аим, ниже устья руч. Чыян). Размер масштабной линейки: фиг. 1, 3, 5, 6, 9 - 11 – 60мкм; фиг. 2 – 120 мкм; фиг. 4 – 40 мкм; фиг. 7 – 15 мкм; фиг. 8 – 85 мкм; фиг. 12 – 200 мкм. 1 – Rectia costata (Jank); фрагмент широкого морщинисто-ребристого чехла; экз. № 8941-20. 2 – Konderia elliptica A. Weiss; голотип, экз. № 4324-42. 3 – Eoaphanocapsa sp., эллипсоидальный агрегат клеток в общем колониальном чехле; экз. № 8941 – 23. 4 – Oscillatoriopsis sp.; экз. № 89401-1. 5 – Удлиненная цилиндрическая форма с незначительным пережимом перед увеличенной терминальной частью; экз. № 89409-7. 6 – Majaphyton sp.; сильно расчлененное трехлопастное слоевище; экз. № 8941-23. 7 – эллипсоидальная оболочка с хорошо выраженными складками у полюсов, близкая к Torgia eleganta Kolosov et Grigor.; экз. № 4023-4. 8 – Oscillatoriopsis robusta Horod. et Donald.; экз. № 4026-4. 9– фрагмент плотного толстостенного чехла Siphonophycus sp., экз. № 8952-9. 10 – эллипсоидные оболочки на стадии деления; экз. № 40231-12. 11 – Leiotrichoides bacillaris Hermann; экз. № 8982-6. 12 – Ulophyton ripheicum Tim. et Hermann; крупное сильно расчлененное ветвящееся слоевище; экз. № 4324-63.

Преобладающая часть докембрийских нитчатых микроостатков интерпретируется как остатки бентосных группировок, а некоторые из названных выше таксонов известных в биотах из кремней как активные матообразователи (Eomycetopsis) или симбионты (Palaeolyngbya, Oscillatoriopsis) в матовых сообществах (Knoll, Golubic, 1979). В изученном материале те и другие встречаются очень редко и в отличие от колониальных коккоидных форм, по-видимому, не образовывали значительных донных ценозов.

Группировку нитчатых микрофоссилий дополняют эллипсоидальные Torgia с тонкими складками на одном или на обоих полюсах. Подобные формы обнаруживают большое сходство с широко распространенными в докембрии эллипсоидальными Eosynechococcus, которых рассматривают как морфологический аналог современных хроококковых цианобактерий Synechocoocus (Horodyski, Donaldson, 1980), либо как акинеты или гормоспоры ископаемых ностоковых и стиганемовых гормогониевых цианобактерий.

Микрофоссилии сложной формы. В изученной выборке эти образования представлены крупными в разной степени расчлененными талломами ископаемых водорослей неясной систематической принадлежности (возможно, зеленых или красных) и грибоподобными образованиями. К первым могут быть отнесены кондерские кустиковидные Ulophyton (более 700 мкм) и омнинские трехлопастные Majaphyton (размер неполной формы превышает 110 мкм), ко вторым – темные тела неправильной формы с длинными выростами – Caudosphaera. Т.Н. Герман (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989; Герман, 1990) на лахандинском материале интерпретировала Caudosphaera как аналоги структур, возникающих при вегетативном прорастании спор современных мукоровых грибов. Все встреченные керпыльские микрофоссилии сложной формы являлись, вероятно, бентосными организмами.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОФОССИЛИЙ В КЕРПЫЛЬСКОЙ СЕРИИ

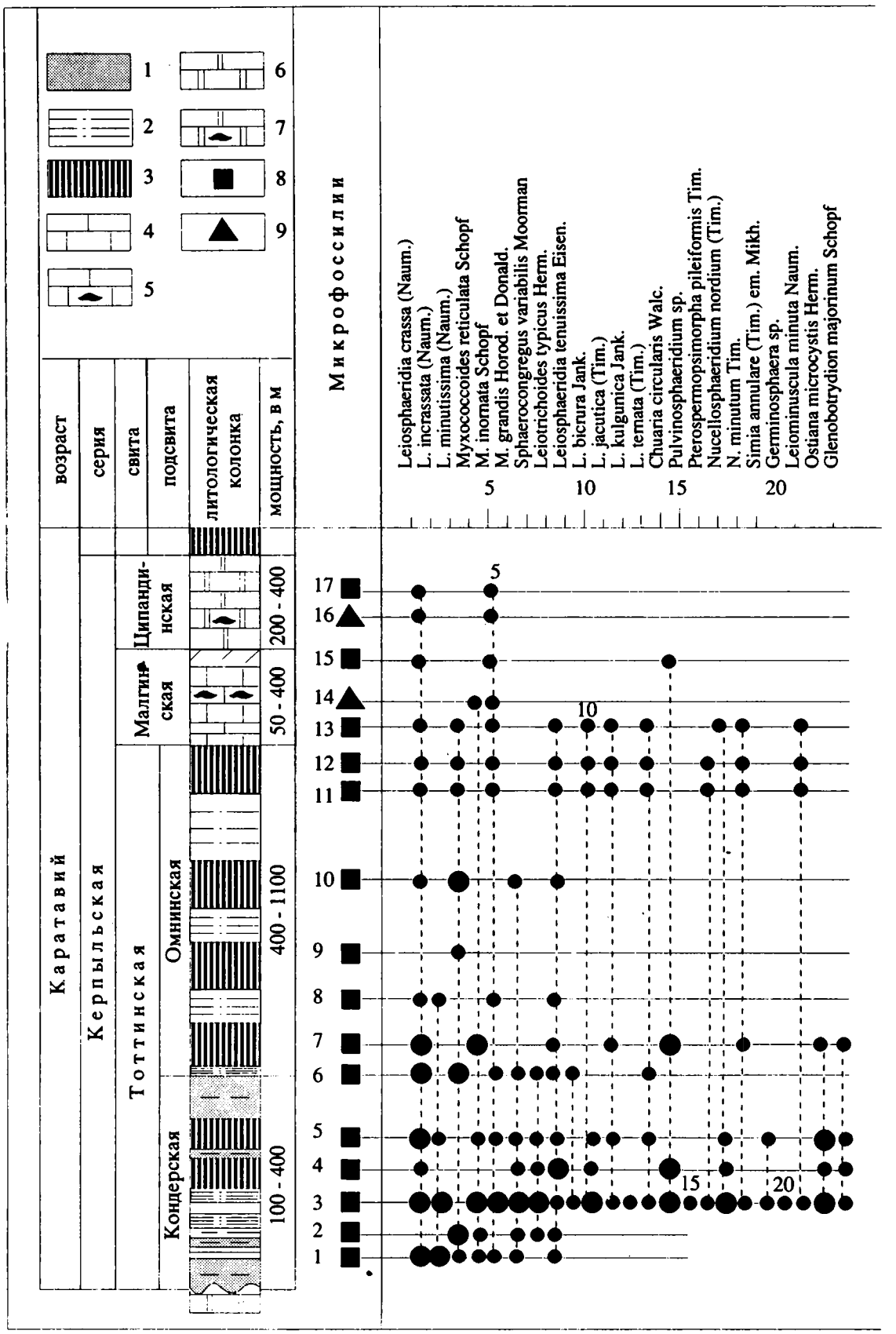
Основная масса керпыльских микрофоссилий в настоящее время происходит из тоттинских отложений, а в них – из нижнетоттинских толщ бассейна р. Большой Аим. В нижнетоттинских отложениях других участков Учуро-Майского региона и в вышележащих горизонтах серии (особенно в карбонатной ее части) известны гораздо более бедные по количеству и по систематическому разнообразию наборы микрофосилий. В целом в сводном разрезе серии выделяются 17 последовательных уровней, охарактеризованных микрофоссилиями (их наборами), из которых 5 приурочены к нижнетоттинским (кондерским), 7 – к верхнетоттинским (омнинским), 3 – к малгинским и 2 – к ципандинским отложениям. Полные данные о составе микрофоссилий, встреченных на каждом из этих уровней, отражены на рис. 2. В предлагаемом ниже тексте мы остановимся на их общей микрофитологической характеристике.

Тоттинская свита, кондерская подсвита. Наиболее представительные наборы кондерских форм встречены на северном склоне Омнинского поднятия в бассейне р. Большой Аим, а гораздо менее представительные – на севере Юдомо-Майского прогиба, по р. Белой (ручьи Светлый и Дим).

На склонах Омнинского поднятия кондерская подсвита имеет трехчленное строение и объединяет две маломощных (18 - 20 и 10 - 11 м) пачки сероцветных, преимущественно кварцевых песчаников с подчиненными им прослоями алевролитов и аргиллитов и залегающую между ними более мощную (78 - 80 м) пачку зеленовато-серых и темно-серых алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников (Семихатов, Серебряков, 1983). Прослои песчаников в первой и третьей пачках несут следы волновой ряби и редкие трещины усыхания, нередко обладают хорошо выраженной косой слоистостью. Разделяющая их алевролит-аргиллитовая пачка, напротив, характеризуется тонкой хорошо выраженной горизонтальной или хаммоковой слоистостью; слагающие ее породы заключают многочисленные конкреции сидеритов, прослои обогащенные Al-глауконитом и на ряде уровней – хорошо выраженные текстуры размыва типа gutter casts, выполненные мелко- и среднезернистыми песчаниками.

Микрофоссилии встречены в первой и второй пачках. В первой пачке они сравнительно малочисленны и приурочены к двум уровням, залегающим в 2 - 4 м от видимого основания подсвиты (правый берег р. Большой Аим, в 1 км ниже устья р. Омни) и в 12 - 16 м от него (руч. Алы, правый приток р. Большой Аим). На том и другом уровнях встречены сходные обедненные наборы микрофоссилий, которые включают акритархи Leiosphaeridia (диаметр оболочек от 20 до 114 мкм), колониальные коккоидные Myxococcoides (диаметр клеток в колониях от 12 до 30 - 45 мкм) и редкие гладкостенные чехлы Leiotrichoides (шириной до 16 - 20 мкм). Обращают на себя внимание присутствующие на втором уровне трехрядные цепочечные формы Sphaerocongregus (размер отдельных клеток 16 - 18 мкм).

Во второй пачке встречено более половины всех известных керпыльских микрофоссилий, и именно к ней приурочены все описанные ранее находки кондерских форм (Вейс, 1983; Вейс, 1988). Максимальное их количество обнаружено на трех последовательных уровнях (третьем - пятом, считая от основания серии), расположенных в 2 - 10 м, 35 - 40 и 55 - 65 м от основания пачки,


1
2
3
4
5
6
7
8
9
возраст
серия
свита
подсвита
литологическая колонка
мощность, в м
Микрофоссилии
Каратавий
Керпыльская
Тоттинская
Кондерская
Омнинская
Малгинская
Ципандинская
100 - 400
400 - 1100
50 - 400
200 - 400
Leiosphaeridia crassa (Naum.)
L. incrassata (Naum.)
L. minutissima (Naum.)
Myxococcoides reticulata Schopf
M. inornata Schopf
M. grandis Horod. et Donald.
Sphaerocongregus variabilis Moorman
Leiotrichoides typicus Herm.
Leiosphaeridia tenuissima Eisen.
L. bicrura Jank.
L. jacutica (Tim.)
L. kulgunica Jank.
L. ternata (Tim.)
Chuaria circularis Walc.
Pulvinosphaeridium sp.
Pterospermopsimorpha pileiformis Tim.
Nucellosphaeridium nordium (Tim.)
N. minutum Tim.
Simia annulare (Tim.) em. Mikh.
Germinosphaera sp.
Leiominuscula minuta Naum.
Ostiana microcystis Herm.
Glenobotrydion majorinum Schopf
5
10
15
20

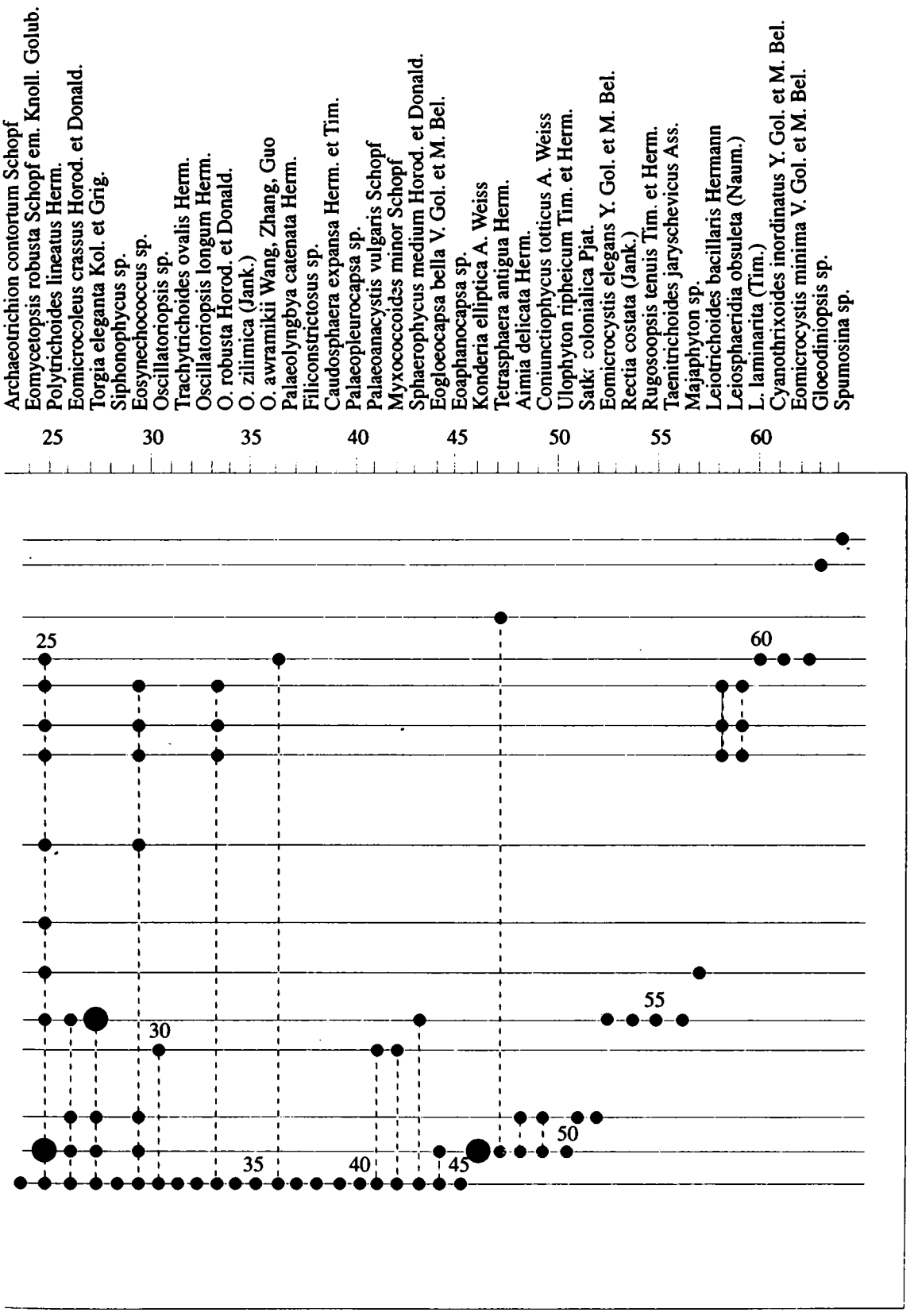


Рис. 2. *Схема стратиграфического распространения микрофоссилий в отложениях керпыльской серии Учуро-Майского региона. 1 - 7 – доминирующие типы пород керпыльской серии: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – известняки, 5 – битуминозные известняки, 6 – доломиты, 7 – доломиты с линзами и стяжениями раннедиагенетических кремней; 8, 9 – уровни нахождения микрофоссилий: 8 – органостенных, 9 – окремненных.*

однако редкие микроостатки присутствуют и между указанными интервалами. Микрофоссилии нижнего из них приурочены к выходам подсвиты на левом берегу р. Большой Аим в 10 км выше устья р. Омня, среднего – на правом берегу р. Большой Аим в 10 - 12 км ниже устья р. Омня, а верхнего – на левом берегу р. Большой Аим в 7 км выше устья р. Омня.

Набор микрофоссилий третьего уровня включает акритархи Leiosphaeridia, Chuaria (их диаметр колеблется от 8 - 10 до 1000 - 1100 мкм), оболочки с внутренними телами Pterospermopsimorpha и Nucellosphaeridium, а также более сложно построенные формы с выростом Germinosphaera, с периферическими складками Simia и крупнобугорчатые Pulvinosphaeridium. Особенно разнообразны здесь колониальные коккоидные микрофоссилии, диаметр клеток в колониях которых варьирует от 5 - 8 до 40 - 45 мкм. Среди них встречены наиболее просто устроенные Myxococcoides, сфероморфные колонии Palaeoanacystis и Sphaerophycus, окруженные общим чехлом Eoaphanocapsa и Eogloeocapsa, крупные слоевища Ostiana, сложно построенные Palaeopleurocapsa, а также многочисленные цепочечные агрегаты клеток Sphaerocongregus, среди которых наиболее обычны двухрядные их разновидности (диаметр наименьших клеток 8 - 10 мкм). Важным элементом рассматриваемого набора являются нитчатые формы – трихомы и чехлы. Первые представлены родами Oscillatoriopsis, Filiconstrictosus, Palaeolyngbya, Trahytrichoides, а вторые – Archaeotrichion, Eomycetopsis, Leiotrichoides, Siphonophycus, Eomicrocoleus, Polytrichoides. Ширина их колеблется соответственно в пределах 10 - 28 и 1 - 40 мкм. Особенно следует отметить присутствующие только здесь близкие по строению эллипсоидальные чехлы Torgia и Eosynechococcus. К микрофоссилиям сложной формы принадлежат Caudosphaera. Набор микрофоссилий четвертого уровня специфичен по составу. На фоне некоторого сокращения разнообразия присутствующих морфологических групп микрофоссилий здесь появляется ряд новых форм, не известных в нижележащих керпыльских отложениях. Среди акритарх это крупные эллипсоидальные формы Konderia с внутренним телом, повторяющим очертания внешней оболочки (размеры последней до 200 × 160 - 180 мкм), спорангиаподобные Aimia и Tetrasphaera, представляющие собой соответственно группы и тетрады клеток в общем чехле (наружный диаметр – до 150 мкм), а среди колониальных коккоидных форм – гроздевидные агрегаты сферических и субсферических колоний Coniunctiophycus (диаметр отдельных клеток в колонии 15 - 16 мкм) и своеобразными Eogloeocapsa с двумя плотными сферическими агрегатами клеток (диаметр клеток 10-12 мкм) в общем чехле. Совместно с ними встречены проходящие снизу немногочисленные Leiosphaeridia, Nucellosphaeridium и Chuaria (диаметр до 520 мкм), крупные Myxococcoides (размер клеток в колониях до 40 - 45 мкм), колонии, близкие к Glenobotrydion (диаметр клеток до 40 мкм), сравнительно редкие слоевища Ostiana и двухрядные цепочечные агрегаты Sphaerocongregus (диаметр наименьших клеток у тех и других – 20 мкм), а также немногочисленные чехлы Eomycetopsis, Leiotrichoides и Siphonophycus (ширина от 3 - 4 до 40 мкм). Особый интерес представляют встреченные только на четвертом уровне кустиковидные талломы метафитных Ulophyton.

Вышележащий пятый уровень завершает последовательность кондерских микрофоссилий. Своеобразие его микрофитологической характеристике придают первые кондерские таблитчатые акритархи Satka (диаметром до 200 - 300 мкм) и гроздевидные агрегаты мелких колоний Eomicrocystis (размер отдельных клеток 4 мкм). Они ассоциируются с проходящими снизу акритархами, колониальными коккоидными формами и редкими чехлами (см. рис. 2), размеры которых не выходят за пределы, указанные для соответствующих таксонов из нижележащего уровня. Здесь же встречены оболочки с выростами – "почками", трехрядные цепочечные агрегаты (диаметр клеток 16 - 18 мкм), плотные шаровидные скопления клеток (диаметр клеток до 30 - 32 мкм), немногочисленные слоевища Ostiana, в том числе на стадии разложения "punctata".

К пятому уровню по их стратиграфическому положению в разрезе свиты, видимо, могут быть отнесены немногочисленные находки акритарх и чехлов, встреченные в средней части тоттинской свиты на сопоставимых уровнях по ручьям Светлому и Диму (соответственно сл. 5 и сл. 6; (Семихатов, Серебряков, 1983)). Они представлены мелкими акритархами Leiosphaeridia диаметром от 36 до 64 мкм и чехлами Leiotrichoides шириной 6 - 12 мкм.

Анализ пяти наборов кондерских микрофоссилий и литологических особенностей вмещающих пород показывает, что систематически наиболее разнообразный третий их набор приурочен к отложениям мелководного морского бассейна с непостоянной, но чаще относительно стабильной гидродинамической обстановкой. Этот набор включает все главные морфологические разновидности микрофоссилий, среди которых наиболее часто встречаются акритархи, в том числе особенно крупные чуарии и протяженные слоевища колониальных коккоидных форм. Первые являлись важным компонентом сообщества планктонных форм (совместно с частью колониальных коккоидных и нитчатых цианобактерий), а вторые – членами представительной бентосной группировки, в которую совместно с ними входили плеврокапсовые цианобактерии и грибоподобные образования.

Четвертый и пятый наборы кондерских микрофоссилий, приуроченные к более глинистым породам, формировавшимся в значительно менее динамичной (более глубоководной?) обстановке, характеризуются явным обеднением таксономического разнообразия и количества микроостатков, а пятый набор и уменьшением размеров встреченных акритарх. Ту же тенденцию, но в еще более резкой форме демонстрируют первый и второй наборы кондерских микрофоссилий, которые встречены в осадках наиболее мелководных и высокодинамичных обстановок. Здесь полностью отсутствуют слоевища коккоидных форм, сокращается количество акритарх, а размеры их ограничены первой сотней микрон. Из сказанного вытекает (при условии, что изученные выборки адекватно отражают прижизненные количественные соотношения кондерских микрофоссилий), что только относительно узкая зона кондерского морского бассейна (см. характеристику третьего уровня) отвечала оптимальным условиям существования и/или фоссилизации планктонной и бентосной группировок микроорганизмов. Ниже мы увидим, что отмеченные тенденции имеют более общее значение, а их анализ позволяет прийти к нетривиальным выводам о биологических связях докембрийского микропланктона.

Омнинская подсвита. В отложениях этой подсвиты органостенные микрофоссилии встречены на семи стратиграфических уровнях (или 6 - 12, считая от основания серии). Их местонахождения приурочены к центральной (р. Мая), западной (р. Омня) и северо-западной (р. Аим) частям Майской впадины (рис. 1).

Шестой уровень нахождения микрофоссилий приурочен к 4-метровому интервалу разреза нижней части омнинской подсвиты. Заключающие микроостатки серые тонкослоистые сильно песчанистые алевролиты обнажены на левом берегу р. Омни в 130 км от ее устья. Среди встреченных здесь форм отмечены поднимающиеся снизу немногочисленные акритархи Leiosphaeridia диаметром 10 - 60 мкм, просто устроенные колонии коккоидных Palaeoanacystis и Mухococcoides с размерами отдельных клеток от 4 - 6 до 30 - 45 мкм, в том числе единичные одноцепочечные агрегаты более мелких клеток (до 22 мкм), редкие гладкостенные чехлы Leiotrichoides шириной 8 - 20 мкм и эллипсоидальные Eosynechococcus.

Седьмой уровень отвечает 6 - 8-метровой пачке тонкого переслаивания серо-зеленых алевролит-глинистых пород и мелкозернистых песчаников, выходящих на левом берегу р. Омни в 122 км от ее устья, в 40 - 45 м стратиграфически выше предыдущего уровня. Здесь встречен наиболее представительный омнинский набор микрофоссилий, который включает все их главные морфологические разновидности. Наиболее существенной отличительной чертой этого набора являются гигантские акритархи Chuaria (диаметр оболочки до 650 - 750 мкм), крупные Leiosphaeridia (диаметр до 300 мкм), протяженные слоевища Ostiana, широкие трубчатые формы – поперечно-ребристые Rectia и Rugosoopsis (шириной до 50 - 55 мкм) и гладкостенные Taenitrichoides (шириной до 60 мкм и более). Здесь же встречены проходящие из нижележащих отложений многочисленные акритархи Leiosphaeridia и Nucellosphaeridium (диаметром до 150 мкм), делящиеся формы, колониальные коккоидные Mухococcoides, Glenobotrydion (диаметр клеток в колониях 10 - 25 мкм), чехлы Eomycetopsis, Leiotrichoides, Polytrichoides, Eomicrocoleus (ширина от 1 до 16 - 18 мкм). Приведенный список дополняют более сложно построенные микрофоссилии – трехлопастные талломы Majaphyton (длиной более 110 мкм) и крупные конические пленчатые остатки (размерами более 250 мкм).

Следующие восьмой - десятый уровни приурочены к трем 10 - 12-метровым алевролит-аргиллитовым пачкам, которые вскрываются в серии береговых обнажений по р. Аим, между устьями ручьев Чыян и Эрен. Все три уровня включают сходные резко обедненные наборы таксонов, широко развитых в ниже- и вышележащих отложениях. Это акритархи Leiosphaeridia (диаметр 15 - 70 мкм), колониальные коккоидные Mухococcoides (диаметр клеток 20 - 30 мкм) и нитчатые Eomycetopsis и Leiotrichoides (ширина 4 - 20 мкм). Подчеркнем, что все изученные на этих трех уровнях пробы переполнены бурыми разложенными фрагментами органических пленок. Последние представляют собою остатки каких-то бентосных организмов (возможно, талломов крупных Metaphyta), впоследствии глубоко разложенных и сильно переработанных гетеротрофными бактериями. Первичная морфология этих остатков не поддается восстановлению.

Одиннадцатый и двенадцатый уровни завершают последовательность омнинских микрофоссилий. Они приурочены к 100-метровому интервалу разреза подсвиты, прилегающему к ее кровле. Соответствующие им местонахождения, описанные В.Г. Пятилетовым (1988) расположены на правом берегу р. Мая, напротив руч. Маймакан и на правом берегу р. Аим, вблизи устья руч. Эрен. В обоих случаях микрофоссилии происходят из близких по составу маломощных прослоев темных зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с их красноцветными разностями и мелкозернистыми песчаниками. Состав микрофоссилий, встреченных на каждом из уровней одинаков и включает в себя 14 видов, относящихся к 9 родам акритарх, колониальных коккоидных микрофоссилий и нитчатых форм (рис. 2). Диаметр оболочек акритарх здесь от первых микрометров до 150 - 160 мкм,

клеток в колониях – до первых десятков микрон, а ширина трихомов – более 20 мкм.

Рассматриваемые омнинские биоты обнаруживают ту же зависимость их таксономического разнообразия и размерных параметров от литологических особенностей вмещающих пород, которая была отмечена выше для кондерских микрофоссилий. Наиболее систематически разнообразный и количественно богатый сельмой набор омнинских микрофоссилий включает гигантские акритархи, многочисленные, но разобщенные колониальные коккоидные и нитчатые формы (планктонные компоненты набора) и протяженные слоевища, метафитные талломы (его бентосная составляющая). Те и другие микроостатки приурочены к пачке, литологически наиболее близкой к той, которая заключает самый богатый (третий) набор кондерских микрофоссилий. Эта пачка в омнинской подсвите сложена тонким переслаиванием (толщина слойков редко достигает первых сантиметров) серых и темно-серых глинистых алевролитов и серых мелкозернистых песчаников. Последние, как и их кондерские аналоги, несут на поверхностях напластования следы волновой ряби, полурастворенные глобули глауконита, значительно меняют свою мощность по простиранию каждого пласта и формировались, судя по всему, в мелководном умеренно динамичном бассейне. Более бедные наборы омнинских микрофоссилий и в особенности пробы, переполненные бурыми разложенными органическими пленками, приурочены к монотонным, неясно-слоистым пакетам аргиллитов, которые лишены каких-либо текстурных признаков, свидетельствующих о повышенной гидродинамике и, вероятно, отвечают более стабильным и глубоководным условиям бассейна.

Сравнение сделанных выводов о предпочтительной фациально-экологической приуроченности кондерских и омнинских акритарх с хорошо проработанной моделью латерального распределения среднепалеозойского органостенного фитопланктона Англии (Ричардсон, 1984; Richardson, Rasul, 1990) дает неожиданные результаты. В составе упомянутого фитопланктона, происходящего из верхнесилурийских и нижнедевонских отложений, доминируют две основные морфологические группировки, с одной стороны, акритархи (в основном цисты динофлагеллат), а с другой – лейосферы и тасманиты (ископаемые аналоги фикомат современных празинофитовых хлорофит (Tappan, 1980; Ричардсон, 1984)). Те и другие демонстрируют собственные тенденции распределения в разнофациальных отложениях: акритархи обладают предпочтительной приуроченностью к умеренно-глубоководным алевролит-аргиллитовым отложениям шельфа, формировавшимся в зонах с относительно спокойной гидродинамикой, а фитоматоподобные образования, напротив, тяготеют к крайне мелководным, прибрежным песчано-алевритовым толщам, либо к черным глубоководным сланцам (Tappan, Loeblich, 1971; Cramer, Diez, 1972). Сопоставление главных особенностей фациальной приуроченности рифейского тоттинского и силурийско-девонского фитопланктона показывает, что тоттинские акритархи (среди которых количественно доминируют лейосферидии) распределены так же, как среднепалеозойские акритархи, и в этом отношении отличаются от среднепалеозойских лейосфер. Возможно, это является отражением тесных биологических связей докембрийских лейосферидий и палеозойских акритарх и отсутствия такой близости между рифейскими лейосферидиями и палеозойскими лейосферами. Заметим, что эти выводы вступают в противоречие с более ранними заключениями о близости тех и других, основанными на морфологическом анализе (Lindgren, 1982).

Малгинская свита. Преимущественно карбонатные, пестро окрашенные малгинские толщи заключают три уровня нахождения микрофоссилий (13 - 15-й, считая для всей серии в целом). На нижнем и верхнем из них встречены органостенные их представители, а на среднем – минерализованные.

Нижнемалгинский (тринадцатый) уровень представлен двумя местонахождениями (правый берег р. Маи у устья руч. Хаахар и правый берег р. Аим у устья руч. Эрен), приуроченными к первым 20 - 30 м разреза свиты (Пятилетов, 1988). Микрофоссилии происходят из маломощных прослоев зеленовато-серых глинистых известняков, залегающих среди сероцветных, почти чисто карбонатных их разностей. Таксономический состав и размерные характеристики обнаруженных здесь микрофоссилий (8 родов и 14 видов) по существу эквивалентны таковым двух последних наборов из подстилающей тоттинской свиты (рис. 2).

Среднемалгинский (четырнадцатый) уровень соответствует местонахождению минерализованных микрофоссилий на правобережье р. Ингили, по руч. Арагастах (Головенок, Белова, 1986). Микрофоссилии здесь встречены в черных кремнях, залегающих в толще зеленовато-серых известняков в 100 м от основания свиты. Одним из важнейших элементов этого набора являются различные колониальные коккоидные микроостатки (более половины всех форм). В количественном отношении среди них доминируют гроздевидные скопления мельчайших клеток Eomicrocystis (диаметр клеток в колониях варьирует от 0.5 до 4 - 5 мкм), реже встречаются Myxococcoides (диаметр клеток 10 - 21 мкм) и в единственном числе – своеобразная псевдонитчатая колония эллипсоидных клеток Cyanothrixoides (размер клеток 4.5 - 6.0 × 3.0 - 3.3 мкм).

Кроме того, здесь встречены редкие нитчатые микрофоссилии – чехлы Eomycetopsis (ширина 2.0 - 3.5 мкм) и трихомы Oscillatoriopsis (шириной до 3 - 5 мкм). Некоторые из трихомов имеют чехол (шириной до 2 мкм) и поэтому должны быть отнесены скорее к Palaeolyngbya (Mendelson, Schopf, 1982).

Набор микрофоссилий верхнемалгинского (пятнадцатого) уровня включает немногочисленные сильно разложенные акритархи и колониальные коккоидные формы, которые происходят из битуминозных известняков, слага ющих верхние горизонты малгинской свиты по р. Мая (скалы Талах-Хайа, Сыгырайа и др.). Среди первых определены Leiosphaeridia, Tetrasphaera и Chuaria (максимальный размер фрагментов оболочек до 300 - 350 мкм), а среди вторых – Myxococcoides (диаметр клеток 15 - 20 мкм). Данные формы чрезвычайно трудно различимы в препаратах из-за обилия оранжево-бурых бесформенных органических пленок.

В ципандинской свите условно может быть выделено два уровня нахождения микрофоссилий – соответственно шестнадцатый и семнадцатый для всей керпыльской серии. К нижнему из них относятся единичные минерализованные Gloeodiniopsis, встреченные П.Н. Колосовым (Колосов, 1982) в кремнях из нижней части ципандинской свиты на р. Чухоной, а верхнему – акритархи из ципандинских доломитов в береговых обнажениях по р. Мае (Тимофеев и др., 1976). С учетом ревизии классификации сфероморфит, в приводимой Б.В. Тимофеевым выборке могут быть идентифицированы лишь просто устроенные Leisophaeridia (Protosphaeridium) и ямчато-ноздреватые Spumosina.

Все органостенные и минерализованные микрофоссилии, встреченные в малгинской и ципандинской свитах, представлены почти исключительно планктонными формами (колониальные коккоидные и нитчатые микроостатки ни в одном случае не образуют здесь протяженных слоевищ). Но эти остатки, несомненно, не отражают прижизненного разнообразия средне- и позднекерпыльской биоты. Наличие в малгинском бассейне обильных донных ценозов доказывается широким распространением в слагающих карбонатных толщах продуцированных цианобактериальными сообществами слоистых образований типа Malginella и многочисленных крупных пленок – разложенных метафит, а в ципандинской свите – обилием морфологически выраженных построек строматолитов. Неадекватность состава изученной выборки микроостатков составу палеобиоты, видимо, объясняется отрицательным воздействием присущей карбонатным толщам щелочной среды на сохранность микроорганизмов (Вейс, Семихатов, 1989).

АНАЛИЗ СИСТЕМАТИЧЕСКОГО СОСТАВА КЕРПЫЛЬСКИХ МИКРОБИОТ И ИХ МЕСТО В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РИФЕЙСКИХ МИКРОФОССИЛИЙ

Керпыльские микробиоты заключены в едином разрезе между особенно представительными и хорошо изученными нижнерифейской омахтинской и заведомо верхнерифейской лахандинской биотами (Тимофеев и др., 1976; Пятилетов, 1988; Вейс, 1988; Вейс, Семихатов, 1989; Герман, 1990). Поэтому их сравнение может дать существенные сведения об общих особенностях рифейского микромира и о главных трендах его изменения во времени.

Сравнение названных разновозрастных микросообществ сразу же выявляет три важных обстоятельства. Первое – это большая преемственность свойственного им систематического состава – в списках таксонов всех трех сообществ доминируют формы очень широкого вертикального распространения, проходящие по крайней мере через весь рифей, при этом более молодые члены возрастного ряда включают преобладающую часть таксонов, составляющих ядро более древних. Второе – наличие ясно выраженной направленности изменения состава последовательных микробиот – рост их общего таксономического разнообразия и заметное увеличение предельных размеров акритарх, колониальных коккоидных и нитчатых форм. Третье – существенные изменения систематического разнообразия микробиот и размеров встреченных в них микрофоссилий в зависимости от литолого-фациальных особенностей вмещающих пород. Остановимся подробнее на рассмотрении этих обстоятельств.

Значительная преемственность систематического состава микрофоссилий в керпыльских и омахтинских отложениях отмечалась и ранее (Вейс, Семихатов, 1989). Полученные новые данные о керпыльских микроостатках делают эту общность еще более тесной, но одновременно увеличивают и число таксонов, впервые появляющихся в керпыльских отложениях. Из 25 родов микрофоссилий, встреченных в омахтинской свите, общими с керпыльскими оказываются 22 рода (более 80%), а из 32 омахтинских видов – 18 (более 50%). В керпыльских отложениях не известны лишь акритархи трех омахтинских родов – Eomarginata, Stratimorphis и Polycavita, причем последние два ранее указывались как характерные для вендских отложений Восточно-Европейской платформы (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989). Сказанное, однако, никоим образом не означает, что омнинская и представительные керпыльские микробиоты неразличимы. Новые данные, изложенные в этой статье, показали, что керпыльские биоты имеют гораздо более разнообразный таксономический состав (более 40 родов и 50 видов), чем это

казалось ранее (Вейс, 1983; Вейс, 1988; Пятилетов, 1988), и заключают значительное число новых морфотипов – сложно построенные акритархи Pulvinosphaeridium, цепочечные агрегаты Sphaerocongregus, многорядные нитчатые формы Polytrichoides, Eomicrocoleus, широкие трубчатые остатки, в том числе гладкостенные Taenitrichoides, морщинисто-ребристые Rectia, Rugosoopsis, четковидные Trachytrichoides, талломы Ulophyton, Majahyton, грибоподобные Caudosphaera. Еще более ясные различия обнаруживаются при сравнении предельных размеров заключенных там и здесь морфотипов. В керпыльских отложениях максимальные размеры акритарх возрастают почти на порядок (1100 против 150 мкм), а других микроостатков в 2 - 3 раза: сказанное относится к колониальным коккоидным микрофоссилиям (соответственно 20 - 22 и 40 - 45 мкм), чехлам (20 - 22 и 50 - 60 мкм) и трихомам (8 - 10 и 25 - 30 мкм). Таким образом, новые данные еще раз подтверждают существование важного предкерпыльского рубежа в учуро-майской последовательности микрофоссилий.

Подобные же соотношения вскрывает сравнение керпыльских и лахандинских (нерюенских) микробиот. Высокая степень общности охватывает все морфологические группировки присутствующих в них микрофоссилий и в наибольшей степени – колониальные коккоидные микрофоссилии и чехлы: в сравниваемых биотах присутствуют практически идентичные их наборы, ядро которых составляют таксоны, присутствующие уже в омахтинских отложениях. Вместе с тем лахандинская биота характеризуется весьма существенными морфологическими новациями и резким увеличением предельных размеров некоторых морфотипов. Важно отметить появление здесь сложно построенных акритарх – акантоморфных Trachyhystrihosphaera и Baltisphaeridium, полигональных Octaedrixium и Polyedrixium, овальных Leiovalia и Navifusa, лофострианых Valeria, перфорированных Tasmanites, чехлов Lakhandinia, Tortunema, трихомоподобных Arctacellularia, многочисленных метафитных талломов и грибоподобных форм. Что же касается предельных размеров форм, то на предлахандинском рубеже фиксируется двухтрехкратное их увеличение: акритарх – до 3 - 5 мм и нитчатых форм – до 100 мкм и более. Из сказанного вытекает, что установленное в настоящее время значительно большее разнообразие керпыльских микробиот по сравнению с вырисовывавшимся ранее не снизило принципиальных различий керпыльских и лахандинских микросообществ. Другими словами, новые данные с еще большей убедительностью подтверждают более ранние выводы о том, что последовательность рифейских микрофоссилий Учуро-Майского региона рассечена не менее чем двумя рубежами[3] их важнейших преобразований – предкерпыльским и предлахандинским (Вейс, 1988; Пятилетов, 1988), которые разделяют эту последовательность на три возрастных комплекса: учурско-аимчанский, керпыльский и лахандинско-уйский. Оба этих рубежа имеют существенное биостратиграфическое значение и, как мы увидим ниже, легко распознаются в типовом разрезе рифея на Южном Урале.

Новые данные о составе керпыльской ассоциации микрофоссилий упрощают ее сопоставление с ассоциациями типового резреза рифея на Южном Урале. Ранее, одним из авторов этой работы (Вейс, 1983; Вейс, 1988), а затем и В.Г Пятилетовым (Пятилетов, 1988), керпыльские микрофоссилии и вмещающие их отложения коррелировались с добедерышинскими толщами зильмердакской свиты – базального подразделения каратавской серии, представляющей собой тип верхнего рифея. В последнее время были получены новые данные (Козлова, 1987; Вейс и др., 1990; Янкаускас и др., 1989) о микрофоссилиях верхней (тюльменской) подсвиты авзянской свиты, непосредственно подстилающей зильмердакские отложения и входящей в тип среднего рифея. В составе тюльменской биоты обнаружен ряд форм, ранее считавшихся исключительно верхнерифейскими – мелкие лофострианые (?) акритархи и нитчатые остатки – цепочечные Arctacellularia, трихомы Calipthotrix и Trachytrichoides. Названные формы проходят вверх по разрезу в так называемую мулдакаевскую биоту, которая приурочена к верхам зильмердакской свиты стратотипа и известны в лахандинской биоте Учуро - Майского региона, обычно сравниваемой с мулдакаевской, но все эти формы, кроме последней, не встречены в керпыльских отложениях. В свою очередь керпыльские биоты включают обширную выборку форм, которые присутствуют в составе мулдакаевской и лахандинской биот, но не известны в тюльменской и предшествующих ей на Южном Урале. К числу таких форм принадлежат гигантские чуарии (1100, против 200 - 250 мкм у тюльменских лейосферидий), крупнобугорчатые Pulvinosphaeridium, цепочечные агрегаты коккоидных клеток Sphaerocongregus, нитчатые Polytrichoides, Rectia, Rugosoopsis, метафитные Ulophyton, Majaphyton и др. Важно отметить, что наиболее показательные каратавские морфотипы – появляющиеся в мулдакаевской микробиоте акантоморфные акритархи – отсутствуют в

[3] Яркость и само наличие этих рубежей проявляется только при сравнении наиболее представительных разностей рассматриваемых биот, которые приурочены к наплитным разрезам региона. Если же сравнивать обедненных их представителей (север Юдомо-Майского прогиба), то какие-либо ощутимые различия (кроме количественных) встреченных здесь разновозрастных ассоциаций микрофоссилий пока не зафиксированы.

тюльменских и в керпыльских толщах. Все сказанное позволяет считать наиболее обоснованной предложенную ранее корреляцию керпыльской серии с добедерышинской частью зильмердакской свиты типового разреза верхнего рифея (каратавия) (Вейс, 1983; Вейс, 1988; Пятилетов, 1988). В свете этих построений, керпыльские микробиоты выступают как естественное связующее звено между предшествующей им тюльменской (верхнеавзянской) ассоциацией и следующим за ними более сложным и разнообразным мулдакаевским (-лахандинским) микросообществом, продолжающими общие тенденции развития докембрийского микробиоса.

***

Итак, микробиоты органостенных и минерализованных микрофоссилий керпыльской серии заключают широкую выборку ископаемых микроорганизмов, в которую входят (примерно в равных соотношениях) представители всех их главных докембрийских морфологических и экологических группировок. Эта выборка в общей сложности включает 44 рода и 54 вида микроостатков, приуроченных в определенных сочетаниях (наборы форм) к 17 разновозрастным уровням, из которых 12 принадлежат терригенной тоттинской, 3-известняковой малгинской и 2-доломитовой ципандинской свитам.

Анализ распределения различных по составу наборов планктонных и бентосных микрофоссилий в сложно построенном полифациальном комплексе керпыльской серии показал, что наиболее богатые из этих наборов (третий и седьмой) – встречены в отложениях умеренно-динамичных и относительно мелководных обстановок морского шельфа. Наборы, приуроченные к осадкам более мелководных и высокодинамичных обстановок (первый и второй наборы) и, напротив, к отложениям более глубоководных и стабильных зон (четвертый - шестой, восьмой - двенадцатый уровни) демонстрируют явное обеднение (хотя и проявляющееся различным образом) своего систематического состава. К сожалению, сделанные выводы о преимущественной фациальной приуроченности относительно богатых и относительно бедных наборов микрофоссилий нельзя проверить на материалах по малгинской и ципандинской свитам, так как встреченные здесь наборы органостенных форм явно редуцированы, а окремненные биоты охарактеризованы сейчас непредставительными выборками. Однако это обстоятельство лишь подчеркивает важность фациального анализа при биостратиграфической интерпретации микрофитологических данных.

На всех изученных уровнях обнаружены микроостатки, которые могут быть отнесены к планктонным и бентосным группировкам. В особенно представительных наборах (третьем и седьмом) те и другие присутствуют примерно в равных соотношениях. Среди наиболее показательных морфотипов планктонных форм могут быть названы акритархи Chuaria, Pulvinosphaeridium, Konderia, Simia, многочисленные колонии коккоидных форм Myxococcoides, Sphaerophycus, Glenobotridion, Eogloeocapsa, Eoaphanocapsa, Coniunctiophycus, разобщенные нитчатые Eomycetopsis, Leiotrichoides, Siphonophycus, Oscillatoriopsis, Ostiana, а среди бентосных - протяженные слоевища Ostiana, метафитные Ulophyton, Majaophyton, грибоподобные Caudosphaera.

Наиболее полные наборы микрофоссилий керпыльской серии приурочены к нижним частям кондерской и омнинской подсвит ее базальной тоттинской свиты. Сравнение этих наборов не обнаруживает каких-либо направленных изменений таксономического состава и размерных параметров микрофоссилий и поэтому отличиям этих наборов мы не придаем стратиграфического значения.

Биостратиграфический аспект изучения керпыльских биот представляет особый интерес в свете дискуссии о положении границы юрматиния и каратавия в сибирском гипостратотипе рифея. Сравнительный анализ учуро-майской последовательности микрофоссилий (с учетом новых данных о керпыльских микроостатках) подтвердил более ранний вывод о наличии в основании этой серии важного рубежа, имеющего межрегиональное значение, который определяется резким расширением систематического состава микрофоссилий и увеличению их предельных размеров. Сравнение керпыльской ассоциации микрофоссилий сибирского гипостратотипа рифея с биотами его типового разреза на Южном Урале позволяет с большой долей уверенности рассматривать керпыльские микрофоссилии как естественное связующее звено между тюльменской ассоциацией, приуроченной к верхам среднерифейской авзянской свиты, и ассоциацией, известной из верхней части зильмердакской свиты, начинающей собою последовательность микрофоссилий типового разреза верхнего рифея.

ЛИТЕРАТУРА

Вейс А.Ф. К микрофитологической характеристике тоттинской свиты Учуро-Майского региона // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 3. С. 709 - 711.

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

Вейс А.Ф., Семихатов М.А. Нижнерифейская омахтинская микробиота Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 36 - 55.

Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза

рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20 - 36.

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

Головенок В.К., Белова М.Ю. Рифейская микрофлора в кремнях из малгинской свиты Юдомо-Майского прогиба // Палеонтол. журн. 1986. № 2. С. 92 - 96.

Кирьянов В.В. К вопросу о природе некоторых раннекембрийских сфероморфных акритарх // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наук. думка, 1986. С. 40 - 45.

Козлова Е.В. Микрофоссилии авзянской свиты среднего рифея Южного Урала // III Всесоюз. симпозиум по палеоальгологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Петрозаводск: Карельск. филиала АН СССР. 1987. С. 46 - 47.

Колосов П.Н. Верхнедокембрийские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 94 с.

Комар Вл. А. Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 30 - 35.

Крылов И.Н. Строматолиты в стратиграфии верхнего докембрия: проблемы 85. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 44 - 55.

Микрофоссилии докембрия СССР // Л.: Наука, 1989. 352 с.

Пятилетов В.Г. Водоросли юдомия (венда) запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 4. С. 934 - 936.

Пятилетов В.Г. Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 47 - 94.

Ричардсон Дж. Б. Палинология, фации и корреляция среднего палеозоя // Тр. 27-й МГК. Стратиграфия. Секция С.01. Доклады. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 159 - 169.

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

Семихатов М.А., Горохов И.М., Кутявин Э.П. и др. Анализ возможностей осадочных геохронометров на примере тоттинской свиты рифея Восточной Сибири // Литология и полезн. ископ. 1989. № 6. С. 3 - 18.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 13.

Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. Микрофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 106 с.

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

Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. V Всесоюзный коллоквиум по микрофоссилиям докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 137 - 139

Янкаускас Т.В., Козлова Е.В., Козлов В.И. Тюльменская микробиота среднего рифея Южного Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 419 - 421.

Cramer F.H., Diez M.C.R. North American Silurian palynofacies and their arrangement: acritarchs // Palaeontographica. Abt. B. 1972. Bd. 138. P. 107 - 180.

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

Horodyski R.J., Donaldson J.A. Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lakes Group, Arctic Canada // Precambr. Res. 1980. V. 2. P. 125 - 159.

Knoll A., Golubic S. Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // Precambr. Res. 1979. V. 10. P. 115 - 151.

Lindgren S. Algal coenobia and leisophaeres from the Upper Riphean of the Turukhansk region, eastern Siberia // Stockh. Contr. Geol. 1982. V. 38. N 3. P. 35 - 45.

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

Moorman M. Microbiota of the Late Proterozoic Hector Fm., S-W Alberta, Canada // J. Paleontol. 1974. V. 48. N 3. P. 524 - 539.

Richardson J.B., Rasul S.M. Palynofacies in a Late Silurian regressive sequence in the Welsh Borderland and Walles // J.Geol. Soc. London. V. 147. 1990. P. 675 - 686.

Tappan H. The paleobiology of plant protists // W.H. Freeman Co., San Francisco. 1980. 1028 p.

Tappan H., Loeblich A.R. Geobiologic implications of fossil phytoplankton and time-space distribution // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1971. V. 127. P. 247 - 340.

Эволюция биосферы

УДК 563.125.6:551.736.

ГЛАВНЫЕ СОБЫТИЯ ПЕРМСКОЙ ИСТОРИИ ОБЛАСТИ ТЕТИС И ФУЗУЛИНИДЫ

© 1993 г. Э. Я. Левен

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

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

В результате уточнения датировок подразделений перми в разных районах области Тетис обнаружилась хорошая корреляция наиболее заметных рубежей в развитии фузулинид с трансгрессиями и регрессиями. Выявлено два трансгрессивно-регрессивных цикла первого порядка – гжельско-сакмарский и яхташско-дорашамский. В перми в каждом из них намечаются циклы более низких порядков – ассельский, сакмарский, яхташско-болорский, кубергандинско-мургабский, мидийско-джульфинский и дорашамский. Наиболее крупные вымирания фузулинид связаны с позднесакмарской, позднемидийско-джульфинской и позднедорашамской регрессиями. В первом случае почти полностью исчезает семейство Pseudoschwagerinidae, во втором – все крупные фузулиниды отрядов Neoschwagerinida и Schwagerinida, в третьем – все оставшиеся фузулиниды. Обновление фузулинидовых сообществ приурочено к трансгрессиям. С яхташско-болорской трансгрессией связано появление родов Pamirina и Misellina, от которых берет начало отряд неошвагеринид, с кубергандинско-мургабской – возникновение родов Yangchienia, Neofusulinella, Eopolydiexodina, Parafusulina и нескольких родов и семейств в отряде неошвагеринид, с мидийской – появление родов Kahlerina, Reichelina, Codonofusiella, Lantschichites, Yabeina, Lepidolina и др., с дорашамской – появление родов Palaeofusulina и Gallowaiinella. Связь трансгрессий и регрессий с эвстатикой не ясна. В ряде случаев причины этих явлений имеют отчетливо тектонический, локальный характер.

ФУЗУЛИНИДЫ

Фузулиниды, на которых в основном базируется стратиграфия перми области Тетис, изучены достаточно хорошо. Довольно полно восстановлены пути и характер их развития и определены его основные этапы. Вместе с тем эволюция фузулинидовых сообществ обычно не рассматривается во взаимосвязи с внешними событиями и влияние последних на ход этой эволюции остается невыясненным. Объясняется это не невниманием к проблеме, а трудностями ее решения, так как недостаточно детальная изученность разрезов и вследствие этого не очень точная их корреляция не позволяют уловить общие для всего Тетиса процессы, оказывавшие решающее воздействие на характер седиментогенеза и развитие биоты.

Начиная исследование, результатом которого явилась настоящая статья, автор не предполагал затрагивать эту проблему, а ставил перед собой более скромную задачу – опираясь на имеющиеся у него материалы и опубликованные новые данные, ревизовать датировки подразделений перми всех наиболее изученных разрезов от Средиземноморья до Индокитая и на этой основе уточнить корреляционные схемы. Однако в ходе работы обнаружилось, что некоторые события, проявленные в разрезах тех или иных регионов и первоначально, казалось бы, не связанные между собой, на самом деле являются отражением общих для Тетиса событий, главными из которых были трансгрессии и регрессии, охватывавшие всю эту область или ее крупные части. Наложение кривой трансгрессий на схему этапности развития фузулинид показало их хорошую корреляцию, из чего следовало, что смена во времени фузулинидовых сообществ и их обновление в значительной степени определяются колебаниями уровня моря и изменениями занимаемой им площади. Ниже излагаются данные, позволившие сделать этот вывод.

В развитии пермских фузулинид намечаются следующие отчетливо выраженные крупные этапы: ассельско-сакмарский, яхташско-болорский, кубергандинско-мургабский, мидийский и джульфинско-дорашамский (рис.1).

Ассельско-сакмарский этап характеризуется расцветом семейств Pseudofusulinidae, Rugosofusulinidae и Pseudoschwagerinidae. Среди первых доминирует род Pseudofusulina, возникший в

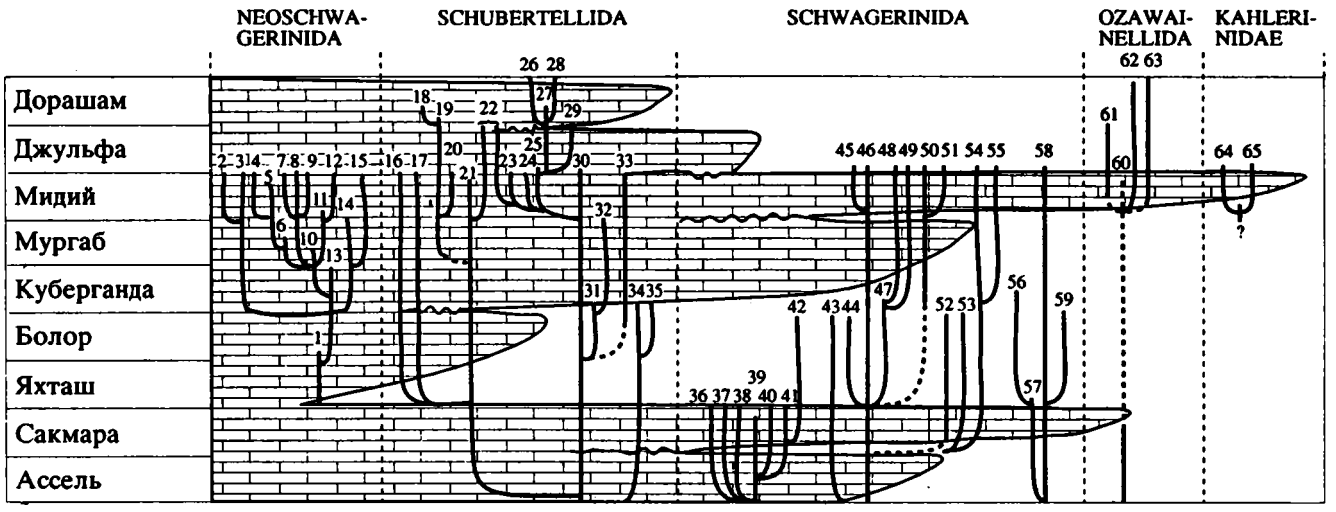


Рис. 1. *Трансгрессии и распределение наиболее распространенных родов фузулинид по разрезу пермских отложений Тетиса.*

Роды фузулинид:

1 – Pamirina, 2 – Metadoliolina, 3 – Pseudodoliolina, 4 – Sumatrina, 5 – Afghanella, 6 – Presumatrina, 7 – Yabeina, 8 – Neoschwagerina, 9 – Colania, 10 – Cancellina, 11 – Gifuella, 12 – Lepidolina, 13 – Misellina, 14 – Armenina, 15 – Verbeekina, 16 – Minojapanella, 17 – Wutuella, 18 – Gallowaiinella, 19 – Rauserella, 20 – Lantschichites, 21 – Boultonia, 22 – Codonofusiella, 23 – Paradoxiella, 24 – Pseudodunbarula, 25 – Dunbarula, 26 – Palaeofusulina, 27 – Nanlingella, 28 – Parananlingella, 29 – Paradunbarula, 30 – Schubertella, 31 – Mesoschubertella, 32 – Neofusulinella, 33 – Yangchienia, 34 – Biwaella, 35 –Toriyamaia, 36 – Sphaeroschwagerina, 37 – Paraschwagerina, 38 – Occidentoschwagerina, 39 – Triticites, 40 – Pseudoschwagerina, 41 – Zellia, 42 – Robustoschwage - rina, 43 – Rugosochusenella, 44 – Chalaroschwagerina, 45 – Rugososchwagerina, 46 – Pseudofusulina, 47 – Praeskinnerella, 48 – Skinnerella, 49 – Parafusulina, 50 – Chusenella, 51 – Orientoschwagerina, 52 – Darvasites, 53 – Eoparafusulina, 54 – Monodiexodina, 55 – Eopolydiexodina, 56 – Laxifusilina, 57 — Dutkevitchia, 58 – Rugosofusulina, 59 – Darvasella, 60 – Ozawainella, 61–Sichotenella, 62 – Reichelina, 63 – Parareichelina, 64 –Pseudokahkerina, 65 – Kahlerina.

конце гжельского века. Многочисленны представители второго из названных семейств. Обычно это виды рода Rugosofusulina, первое появление которого отмечено в начале гжельского века. В ряде районов Тетиса (Дарваз, Фергана, Северный Китай) расцвета достигает появившийся ранее род Dutkevitchia. Не самыми многочисленными, но наиболее заметными в ассельско-сакмарском сообществе фузулинид являются представители третьего из перечисленных семейств. Несмотря на то что первые псевдошвагерииды сейчас обнаружены уже в отложениях гжельского яруса (Paraschwagerina archaica из разрезов Дарваза и Донбасса, Carbonoschwagerina minatoi из разреза известняков Акиёси в Японии и ряд др.), наибольшего расцвета они достигают в ассельском веке, оставаясь достаточно многочисленными и в сакмарском. Здесь они представлены такими родами, как Sphaeroschwagerina, Pseudoschwagerina, Paraschwagerina, Occidentoschwagerina, Zellia, Robustoschwagerina.

Среди других семейств заметную роль начинают играть дарвазитиды, представленные родами Darvasites и Eoparafusulina.

Довольно много квазифузулин, принадлежащих семейству Fusulinidae. Тритицитесы, расцвет которых приходится на гжельский век, угасают, хотя в разрезах ассельского яруса Юго-Восточной Азии они еще достаточно многочисленны. Второстепенную роль играют шубертеллиды, озаваинеллиды и штаффеллиды.

Приведенная характеристика ассельско-сакмарского комплекса фузулинид распространяется не на весь Тетис. В восточной части его южных перигондванских районов, охватывающих Южный Афганистан, Южный Памир, Каракорум, Южный Тибет, картина существенно иная. Ассельский ярус фузулинидами здесь не охарактеризован. Сакмарский фузулинидовый комплекс обеднен и представлен почти исключительно псевдофузулинами, эопарафузулинами и дарвазитесами. Лишь изредка встречаются целлии и робустошвагерины. На самых южных окраинах Тетиса (Гималаи, Индостан, Австралия) в отложениях ассельского и сакмарского ярусов фузулиниды вообще отсутствуют. Такое обеднение комплекса, а затем и полное исчезновение фузулинид в южном и юго-восточном направлениях объясняется климатическими факторами: перечисленные районы располагались в относительно более высоких и холодных широтах, чем остальная часть Тетиса.

В отличие от Уральского бассейна, где на рубеже ассельского и сакмарского веков вымирают почти все псевдошвагерииды, в Тетисе этого не происходит и разница между ассельским

и сакмарским комплексами невелика. Она проявляется в основном лишь на видовом уровне и в изменении численности и разнообразия тех или иных родов.

Яхташско-болорский этап в развитии фузулинид знаменуется исчезновением почти всех псевдошвагеринид, кроме рода Robustoschwagerina. Исчезают дуткевичии и большинство ругозофузулин. То же можно сказать и о квазифузулинах. Во всех сохранившихся родах полностью обновляется видовой состав. Доминируют псевдофузулины и дарвазитесы. Появляется несколько новых родов, таких, как Mesoschubertella, Toriyamaia, Praeskinnerella, Darvasella. Особенно следует отметить появление в начале яхташского века рода Pamirina, от которого в дальнейшем разовьется мощное древо высших фузулинид отряда Neoschwagerinida. Их первый представитель – род Misellina возникает уже в болорском веке, определяя специфику болорского комплекса, в остальном мало отличающегося от яхташского.

Таким образом, сохраняя тесную преемственность с ассельско-сакмарским, яхташско-болорский комплекс существенно обновляется и включает в себя уже элементы более позднего кубергандинско-мургабского.

Отмеченные выше различия северо- и южнотетических ассельско-сакмарских комплексов, в яхташско-болорское время нивелируются, благодаря экспансии теплолюбивых северо-тетических форм в перигондванские районы Тетиса. Фузулинидовые комплексы этого возраста, обнаруженные на юге Афганистана, Памира и Тибета, как в отношении родового, так и видового состава почти ничем не отличаются от тех, которые развиты на всей остальной территории Тетиса.

Кубергандинско-мургабский этап характеризуется быстрой дифференциацией и расцветом отряда Neoschwagerinida. От его первого представителя – рода Misellina в начале кубергандинского века ответвляются два новых семейства – Verbeekinidae и Pseudodoliolinidae. Несколько позже возникает еще два семейства – Neoschwagerinidae и Sumatrinidae. Каждое из этих семейств состоит из нескольких родов, широко представленных на всей территории Тетиса.

К началу кубергандинского века приурочено появление еще нескольких родов, принадлежащих различным, в том числе и новым, семействам, получившим широкое распространение в мургабском веке. Это роды Yangchienia, Neofusulinella, Skinnerella, Parafusulina, Eopolydiexodina, Chusenella. Расцвета достигают штаффеллиды. Встречаются псевдофузулины, хотя их роль заметно падает. Большинство остальных родов, определяющих специфику яхташско-болорского комплекса, таких, как Darvasites, Chalaroschwagerina, Pamirina, Mesoschubertella и некоторых других к началу кубергандинского века полностью вымирают. В целом можно говорить, что на рубеже болорского и кубергандинского веков происходит наиболее существенное и глубокое обновление фузулинидового комплекса за всю пермскую историю развития этой группы ископаемых.

Мидийский этап тесно связан с предыдущим. Продолжают существовать большинство родов мургабских фузулинид, достигающих здесь наивысшего уровня развития. Появляются наиболее высокоорганизованные роды отряда неошвагеринид – Yabeina, Lepidolina, Colania, Metadoliolina, Sumatrina. Среди швагеринид возрастает роль чусенелл. Существенное значение приобретают шубертеллиды, в особенности новое семейство Palaeofusulinidae. Среди последних следует отметить роды Dunbarula, Pseudodunbarula, Paradoxiella, Codonofusiella. В семействе боултониин появляется характерный род Lantschichites. Появляется семейство Kahlerinidae, представленное широко распространенными родами Kahlerina и Pseudokahlerina, встречающимися только в отложениях мидийского возраста. Следует отметить также появление аберрантных озаваинеллид – родов Reichelina и Parareichelina. Эти роды, а также некоторые представители семейств палеофузулинид и боултониид составляют основу более позднего джульфинско-дорашамского комлекса фузулинид. Поэтому мидийский этап в какой-то степени можно считать переходным между кубергандинско-мургабским и джульфинско-дорашамским.

Джульфинско-дорашамский этап завершает собой историю развития фузулинид. К началу джульфинского века быстро вымирают почти все фузулиниды, достигшие пышного расцвета в мидийском веке. Продолжают существовать только некоторые представители шубертеллид, озаваинеллид и штаффеллид. Все они обладают мелкой раковиной в ряде случаев с распрямленным последним оборотом спирали. Характерными исключительно для джульфинско-дорашамского комплекса являются такие роды, как Paradunbarula, Nanlingella, Parananlingella, Palaeofusulina, Gallowaiinella. Остальные несколько родов переходят сюда из более древних отложений. К концу рассматриваемого этапа все фузулиниды вымирают.

Таким образом, в истории развития пермских фузулинид намечается четыре рубежа, на которых происходят наиболее крупные перестройки фузулинидовых сообществ. К ним приурочены границы сакмарского и яхташского, болорского и кубергандинского, мургабского и мидийского, мидийского и джульфинского ярусов. Для выяснения причинной обусловленности этих перестроек потребовалось соотнести во времени следы тех или иных геологических событий,

запечатленных в многочисленных разрезах различных районов Тетиса. Попытки скоррелировать разрезы неоднократно делались и ранее, в том числе и автором. Однако предлагаемые корреляционные схемы были не очень точными и поэтому не дали желаемых результатов. Лишь после получения дополнительных материалов по многим ранее плохо изученным районам Тетиса, а также основательной ревизии уже известных данных, так же как и их интерпретации, стали проявляться какие-то общие закономерности, коррелирующиеся с этапностью развития фузулинид.

Ниже дается обзор пермских отложений Тетиса для каждого из намеченных выше этапов развития фузулинид. При этом упор будет сделан на уточнение времени проявления событий, приводящих к перерывам и несогласиям, устанавливаемым в тех или иных из рассматриваемых разрезах.

АССЕЛЬСКИЙ И САКМАРСКИЙ ЯРУСЫ

Наиболее широко и полно отложения этого возраста представлены в Юго-Восточной и Средней Азии. В Южном Китае преобладают карбонатные фации. Ассельские и сакмарские фузулинидовые известняки наряду с известняками верхнего карбона выделяются здесь в ярус Мапин (Zhang Linxin, 1987). Во Вьетнаме они входят в состав мощной карбонатной серии Баксон. Близкие разрезы наблюдаются в ряде районов Японии (Акиёси, Атэцу) (Nogami, 1961; Ozawa *et al.*, 1991).

В северных провинциях Китая карбонатные фации сменяются терригенными угленосными (серия Тайюань). Еще севернее, в пределах Внутренней Монголии распространены мощные кремнисто-сланцевые и вулканогенные геосинклинальные формации, в составе которых встречены известняки с ассельско-сакмарскими фузулинидами (Zhang Linxin, 1987). В аллохтонном залегании фузулиновые известняки рассматриваемого возраста отмечены в Суланхэрском районе Южной Монголии (Руженцев и др., 1989).

В северо-западных провинциях Китая морские терригенные и терригенно-карбонатные отложения ассельского и сакмарского ярусов известны в хр. Алтынтаг, в Западном и Южном Куньлуне и в Кельпинских горах Кашгарии (Zhang Linxin, 1987). Отсюда они протягиваются на запад в пределы Ферганы (Бенш, 1972) и Заалайского хребта. Вслед за поворотом структур они прослеживаются далее в юго-восточном направлении на Дарваз и в Афганский Бадахшан (Левен, Щербович, 1978) и еще западнее – в бассейны рек Кундуз и Сурхоб Северного Афганистана (Leven, 1971).

Характеризуя в целом отложения ассельского и сакмарского ярусов в пределах рассмотренной территории Восточного Тетиса, можно отметить следующее.

За исключением провинций Северного Китая, ассельско-сакмарские отложения представлены в морских фациях, среди которых существенную роль играют карбонатные. Известняки богаты ископаемыми, в том числе фузулинидами, такими, как сферошвагерины, псевдошвагерины, целлии и другие роды семейства псевдошвагеринид.

Как литологически, так и палеонтологически ассельские отложения тесно связаны с гжельскими, имея с ними постепенные переходы. Редким исключением является скрытое несогласие, намечающееся в основании формации Чуаньшань в разрезе окрестностей Нанкина (A guide, 1979). Здесь непосредственно на известняках московского яруса (слой 42) залегают карбонатные брекчии (слой 43) с фузулинидами основания ассельского яруса – Pseudofusulina kljasmica, Triticites fornicatus, Pseudofusulina explicata (определения автора). Никем пока не отмеченное несогласие, по-видимому, имеет место также между слоями с нижнегжельскими тритицитесами (слой K_0) и ассельскими сферошвагеринами и лихаревитесами (слой K_2) в разрезе серии Тайюань провинции Шанси Северного Китая (Rui, Hou, 1987).

Почти во всех случаях, когда в разрезе присутствуют совместно ассельские и сакмарские отложения, они имеют между собой постепенные переходы. Однако известны данные о выпадении из разреза ассельского яруса и залегании сакмарских отложений непосредственно на каменноугольных. Так, в Японии в горах Китаками среднекаменноугольные отложения несогласно перекрываются серией Сакамотодзава, в которой выше базальных конгломератов и песчаников содержатся типично сакмарские робустошвагерины и целлии (Kanmera, Mikami, 1965). На плато Атэцу скрытое несогласие улавливается внутри толщи оолитовых известняков, в нижней части которой содержатся характерные верхнекаменноугольные "Pseudoschwagerina nakazawai", а в верхней сакмарские Robustoschwagerina subsphaerica (Nogami, 1961). Предсакмарское несогласие возможно имеет место и в некоторых разрезах Южного Китая. К этому заключению автор пришел после просмотра коллекции фузулинид одного из разрезов в провинции Гуанси, в котором сразу выше слоев с верхнекаменноугольными тритицитесами и даиксинами начинают встречаться сакмарские парашвагерины и целлии. В Северо-Западном Синьцзяне слои с сакмарскими парашвагеринами псевдосогласно залегают на отложениях девона (Чжан Линьсинь, 1963). На севере Юго-Западного Дарваза верхний карбон перекрывается непосредственно слоями с сакмарскими аммоноидеями (Левен, 1981). Наконец, на севере Афганистана в бассейнах рек Банги и Намакаб отмечено залегание сакмарских отложений на верхнекаменноугольных или более древних толщах (Leven, 1971).

В перигондванской части Восточного Тетиса, куда входят запад Австралии, Южный Тибет, Каракорум, Гиндукуш, Гималаи, Южный Памир и Южный Афганистан, характер ассельско-сакмарских отложений существенно иной. Повсюду они представлены терригенными, местами терригенно-вулканогенными формациями. Маломощные известняки начинают появляться лишь в самом верху рассматриваемого интервала разреза. В нижней части терригенных толщ во всех перечисленных районах, за исключением Памира и Афганистана, отмечены диамиктиты ледникового происхождения. Своеобразен и комплекс ископаемых, встречающихся в рассматриваемых отложениях. Он представлен холоднолюбивыми конуляриями, двустворками (Euridesma, Oriocrassatella), брахиоподами (Stepanoviella, Notcspirifer, Taeniothaerus), редкими одиночными кораллами (Lytvolasma), мшанками. Имеются единичные находки аммоноидей, которые, собственно, и позволяют датировать эти отложения. Фузулиниды начинают встречаться только в самых верхах разреза, где появляются известняки. Наиболее полные сборы этих ископаемых сделаны в Бартанг-Рангкульской зоне Южного Памира. Они приурочены здесь к известнякам дангикалонской свиты и представлены однообразным комплексом, в котором доминируют эндемичные виды псевдофузулин; встречаются также дарвазитесы, эопарафузулины и редкие целлии, что дает основание для сопоставления содержащих их слоев с сакмарскими (Дронов, Левен, 1971). Аналогичный комплекс фузулинид обнаружен также в долине р. Чапурсан в Каракоруме (Silva, 1965) и в ряде разрезов Южного Афганистана. Это известняки B_2 разреза Вардак (Lys, Lapparent, 1971) и зона P2 разреза Тезак (Vachard, 1980).

Эндемичность фауны перигондванских районов и редкая встречаемость ортостратиграфических групп не позволяет достаточно надежно отделять здесь сакмарский ярус от ассельского, так же как ассельский от гжельского. Несогласия между этими ярусами не отмечены и разрез кажется непрерывным. Однако так же, как и в более северных районах Тетиса, местами (Бартанг-Рангкульская зона) сакмарские отложения могут залегать на более древних резко несогласно.

В западной части области Тетис ассельско-сакмарские отложения имеют меньшее распространение. В большинстве районов они плохо изучены и не отчленяются от подстилающих толщ. В Центральном Иране они известны в горах Тебес, где составляют верхнюю часть терригенной формации Сардар (Ruttner *et al.*, 1968). Недавно Д. Бахбани обнаружил сакмарских фузулинид в одном из разрезов района Абаде, где они приурочены к карбонатно-терригенной толще Важнан. В Эльбурсе фузулинидовые известняки, определяющиеся не точнее, чем ассельско-сакмарские, характерны для средней части формации Доруд, сложенной в основном песчаниками, часто красноцветными, залегающими с базальными конгломератами в основании на нижнекаменноугольных известняках формации Геируд (Assereto, 1963; Kahler, 1976). По простиранию формация Доруд местами замещается континентальными отложениями. По-видимому, к отложениям рассматриваемого возраста относятся также сигилляриевые континентальные песчаники, залегающие в основании пермского разреза хр. Загрос.

Заведомо ассельско-сакмарские фузулиновые известняки обнаружены в покровах Восточного Тавра, где они согласно подстилаются известняками гжельского яруса (Lys, 1986). Западнее в районе Антальи отложения рассматриваемого возраста представлены континентальныими фациями (Lys, Marcoux, 1978).

Морские преимущественно карбонатные отложения ассельского и сакмарского возраста распространены в Карнийских и Юлийских Альпах, в Караванках и в хребтах Велебит и Лика Хорватии (Kahler, 1983; Kochansky-Devidé, 1959; Ramovš, Kochansky-Devidé, 1979). Ф. Калер объединяет их в ярусы Раттендорф и Трогкофель и указывает на их согласное налегание на верхнекаменноуголь ных слоях Ауэрниг. Отдельные выходы отложений рассматриваемого возраста известны также в Греции и Тунисе.

Ассельско-сакмарский этап завершился регрессией, охватившей всю территорию Тетиса. В Южной Европе отступление моря Ф. Калер связывает с проявлением заальской фазы герцинского орогенеза (Kahler, 1980). Поднятия имели место также в герцинских складчатых сооружениях Урало-Монгольского пояса и нашли отражение на Южно-Китайской платформе и в перигондванской части Тетиса. Повсюду, за редким исключением, между сакмарскими и вышележащими отложениями наблюдается несогласие. Отсутствие перерыва можно утверждать лишь для некоторых хорошо документированных разрезов Южного Китая. Морское осадконакопление, вероятно, не прерывалось и на Дарвазе. Однако послесакмарское поднятие ощущается и здесь по смене относительно глубоководных флишевых отложений хориджской свиты крупнозернистыми туфовыми песчаниками зыгарской.

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что на всей территории Тетиса регрессия проходила быстро и почти одновременно. Несогласие повсюду фиксируется в кровле сакмарских отложений. Отложения яхташского и болорского ярусов, там, где они присутствуют, оказываются выше поверхности несогласия. Этому утверждению противоречит лишь указание Ф. Калера (Kahler, 1983) на находку

фузулинид зоны Pamirina darvasica – Chalaroschwagerina vulgaris яхташского яруса в верхах Трогкофеля (известняки Гоггау). Однако, за исключением памирин, весь остальной комплекс обнаруженных здесь фузулинид больше напоминает сакмарский. Это относится и к "Pseudofusulina vulgaris", за которую, на мой взгляд, принята Dutkevitchia ex gr. splendida – форма, характерная для верхов ассельского яруса и проходящая в сакмарский. Тем не менее находка памирин допускает присутствие в кровле известняков Гоггау слоев, переходных к яхташским.

ЯХТАШСКИЙ И БОЛОРСКИЙ ЯРУСЫ

Лишь местами на юге Китая отложения рассматриваемого возраста, представленные в основном карбонатными, в меньшей степени терригенными фациями, имеют с подстилающими отложениями постепенные переходы. Несогласия не наблюдались и на Дарвазе, хотя на границе сакмарского и яхташского ярусов здесь происходит резкая смена фаций, о чем уже упоминалось выше. Во всех остальных случаях контакт между ассельско-сакмарскими и яхташско-болорскими толщами трансгрессивный с более или менее отчетливо проявленными следами размыва и несогласия. Недостаточно детальная изученность большинства разрезов и близость яхташского и болорского фузулинидовых комплексов не всегда позволяют решать, с каким из рассматриваемых ярусов мы имеем дело в том или ином обнажении, и они чаще воспринимаются как единое целое. В ряде случаев трансгрессивно залегающие отложения, по-видимому, начинаются с заведомо болорских. Яхташский ярус при этом выпадает из разреза или представлен грубообломочными базальными слоями.

В Японии, в районе Сакамотодзава–Нагаива гор Китаками к яхташскому ярусу относится верхняя подформация формации Сакамотодзава. На нижней подформации, содержащей сакмарских фузулинид, она залегает с размывом и базальными конгломератами в основании (Kanmera, Mikami, 1965). В соседнем районе Сетамаи-Яхаги сакмарский ярус из разреза выпадает. В основании формации Сакамотодзава, залегающей здесь на нижнекаменноугольных известняках Нагаива, присутствуют немые базальные конгломераты и песчаники, сразу выше которых появляются известняки с болорскими мизеллинами, что позволяет предполагать принадлежность базальных слоев к яхташскому ярусу (Choi,1973; Saito, 1968).

В Южном Китае отложения рассматриваемого возраста присутствуют в основании кремнисто-карбонатной формации Чися. В большинстве случаев на подстилающих отложениях она залегает трансгрессивно с отчетливыми следами перерыва в виде прослоев бокситовых и угленосных пород, а также слоев с остатками наземных растений и пресноводных моллюсков и остракод.

Нижняя граница формации диахронна. В наиболее полных разрезах (провинции Гуйчжоу, Хунань, Юннань и ряда др.) она совпадает с нижней границей яхташского яруса. Переход к подстилающим сакмарским известнякам здесь обычно более или менее постепенный. Яхташский ярус в этих случаях имеет относительно хорошую палеонтологическую характеристику, что позволяет китайским специалистам, так же как это делает автор настоящей статьи, рассматривать относящиеся к нему отложения в качестве самостоятельного подразделения в ранге яруса, для которого предложено несколько названий (Сяньчжоу, Лонглин, Хоуцен) (Rui *et al.*, 1989; Xiao *et al.*, 1986; Zhang Zugi, 1984). В тех разрезах, где формация Чися залегает несогласно, яхташский ярус или его бóльшая часть отсутствуют, и разрез формации начинается с болорских или еще более молодых – кубергандинских отложений. Примером этому может служить типовой разрез формации, расположенный в Куньшаньских горах окрестностей Нанкина (Wang J.H., 1978). Здесь в основании формации выделяются "известняки Свайн" (Chen, 1934), из нижней части которых описаны фузулиниды, в равной степени характерные как для болорского, так и яхташского ярусов (Chalaroschwagerina galloway, Darvasites ordinatus, Praeskinnerella kushmani). Однако присутствие вместе с ними Misellina claudiae не позволяет считать их древнее болорских. Аналогичная картина наблюдается в описанных Шэном (Sheng *et al.*, 1985) разрезах провинции Гуйчжоу и Гуанси.

Чисянская трансгрессия распространялась на север вплоть до Циньлиня, где отмечены слои с яхташско-болорским комплексом фузулинид. Мы не располагаем данными об отложениях рассматриваемого возраста в Северо-Западном Китае. Их присутствие можно ожидать в Куньлуне, структуры которого находятся на простирании северопамирско-дарвазских.

На Северном Памире яхташский и болорский ярусы устанавливаются в разрезах Каракульской зоны и представлены мощными известняками, в том числе рифовыми (Левен, 1967). Соотношения с более древними толщами тектонические. Отсутствие среди последних отложений моложе среднекаменноугольных позволяет предполагать, что верхи карбона и низы перми из разреза здесь выпадают. На Дарвазе, где располагаются стратотипы яхташского и болорского ярусов, последние представлены мощными терригенными и карбонатными (рифогенными) толщами, выделяемыми в зыгарскую, челамчинскую и сафетдаронскую свиты (Левен, 1979; 1980; Левен, Щербович, 1978). Верхнесакмарские и нижне-

болорские отложения в этих разрезах фаунистически охарактеризованы плохо и поэтому взаимоотношения между ними не очень ясны, но, по-видимому, они согласные.

На севере Афганистана яхташские отложения установлены автором в бассейне р. Сурхоб. Они представлены известняками, подстилающимися толщей песчаников, сланцев и известняков, возраст которых точно не определен, но не древнее сакмарского. Резко несогласно толща залегает на вулканогенно-осадочной серии карбона. Несколько южнее, в долинах рек Бамиан и Булола болорские фузулиниды встречены в основании терригенно-карбонатной серии, трансгрессивно с базальными конгломератами в основании перекрывающей метаморфизованные образования каменноугольного или еще более древнего возраста (Левен, 1982).

Очень отчетливо послесакмарская трансгрессия проявляется в разрезах перигондванской части Восточного Тетиса. Если, как уже говорилось, ассельско-сакмарские отложения представлены здесь преимущественно терригенными образованиями, то более поздние – чаще всего карбонатными. Начиная с яхташского яруса и выше холоднолюбивая фауна гондванского типа сменяется теплолюбивой тетической. В целом слабая изученность разрезов не всегда позволяет точно определить начало трансгрессии, которое в разных районах, кроме того, может несколько не совпадать по времени. Так, на юго-западе Тибета, в окрестностях г. Рутог первый появившийся в разрезе горизонт фузулиновых известняков содержит Pamirina chinlingensis и Chalaroschwagerina tibetica – формы, типичные для яхташского яруса, но встречающиеся и в болорском (Liang *et al.*, 1983). На севере Каракорума, в долине р. Шаксгам трансгрессивная серия начинается с формации Шаксгам, в основании которой обнаружены верхнеартинские (яхташские) кораллы Verbeekiella australis и конодонты Merrilina cf. oertli (Desio *et al.*, 1991). Несколько выше встречены болорские Chalaroschwagerina vulgaris, Darvasites wissi, Monodiexodina karakorumensis, описанные Рейхелем (Reichel, 1940).

Послесакмарское несогласие отчетливо проявляется в разрезах Юго-Восточного Памира. В ряде из них (Куртеке) на песчаниках и сланцах базардаринской серии, охарактеризованных сакмарскими брахиоподами, отделяясь от них маломощной пачкой пестроцветных песчаников, залегают известняки с богатым комплексом болорских фузулинид, таких, как Misellinan parvicostata, Darvasites ordinatus, Chalaroschwagerina globosa (Левен, 1967). В других разрезах выше поверхности несогласия основание трансгрессивной серии сложено терригенными породами, в которых обнаружены монодиексодины, аналогичные встреченным в соответствующих частях каракорумских разрезов. Здесь же и несколько выше встречаются прослои известняков с верхнеболорскими мизеллинами, дарвазитесами и чалорошвагеринами. Ориентируясь на эти данные, можно считать, что яхташский ярус в разрезах Юго-Восточного Памира отсутствует.

Аналогичная картина наблюдается во многих разрезах Южного Афганистана. Наиболее изученными из них являются разрезы Вардак и Тезак, расположенные в долине р. Логар (Lys, Lapparent, 1971; Vachard, 1980). В первом из них сакмарский ярус заканчивается фузулиновыми известняками B_2, отнесенными М. Лисом и А. Лаппараном к артинскому ярусу на основании не совсем точных определений двух видов фузулинид. Имеющаяся у автора более полная коллекция этих ископаемых, позволяет сопоставить их с фузулинидами дангикалонской свиты – Бартанг-Рангкульской зоны Центрального Памира. Присутствие среди последних целлий и робустошвагерин однозначно говорит об их сакмарском возрасте. На известняках B_2 в разрезе Вардак с отчетливым размывом залегают кварцевые конгломераты, переходящие в красноцветные песчаники. Непосредственно выше следуют карбонатно-глинистые отложения основания мургабского яруса. Каких-либо ископаемых в песчаниках не найдено. По положению в разрезе их можно считать кубергандинскими, а в нижней части, возможно, болорскими. Яхташский ярус из разреза, видимо, выпадает.

В разрезе Тезак известнякам B_2 отвечают известняки зоны Р2, содержащие тот же комплекс сакмарских фузулинид. Выше залегают известняковые брекчии, оолитовые и онколитовые известняки зоны Р3, из которых Д. Вашар указывает яхташско-болорский вид Pseudoreichelina darvasica наряду с кубергандинскими неофузулинеллами и скиннереллами. Из сборов С.С. Карапетова из этой части разреза автором определены Darvasites ordinatus и Chalaroschwagerina vulgaris. Они могут быть как яхташскими, так и болорскими, но, поскольку сразу выше найдены кубергандинские фузулиниды, второе кажется более вероятным. В этом случае яхташскому ярусу будет отвечать перерыв.

Присутствие яхташско-болорских отложений в основании трансгрессивной карбонатной серии отмечается и в более западных районах Тетиса – в Иране и Закавказье. В горах Тебес Центрального Ирана терригенная формация Сардар с размывом и базальными конгломератами в основании перекрывается мощной толщей известняков и доломитов формации Джамал (Ruttner *et al.*, 1968). Нижние 40 - 50 м последней сложены известково-глинистыми сланцами с прослоями фузулиновых известняков. Фузулиниды, описанные отсюда Ф. Калером (Kahler, 1974), представлены типичным верхнеболорским комплексом, содержащим Misellina

sp., Chalaroschwagerina vulgarisiformis, Pseudofusulina kraffti, Ps. postkraffti и др. Поскольку ассельско-сакмарский возраст формации Сардар, подстилающей слои с верхнеболорскими фузулинидами, принимается условно, вопрос о яхташском ярусе пока не может быть решен однозначно, но по аналогии с другими охарактеризованными выше разрезами можно довольно уверенно говорить о его выпадении.

Другим районом Центрального Ирана, где отмечается присутствие отложений рассматриваемого возраста, является район Абаде. С отчетливо фиксируемым несогласием на терригенно-карбонатной толще Важнан с сакмарскими фузулинидами залегает карбонатная серия Сурмаг. В большинстве разрезов она начинается, видимо, с кубергандинского яруса. Однако в одном из разрезов (Сурмаг) в самом основании обнаружены яхташско-болорские фузулиниды – Darvasites cf. ordinatus, Cuniculinella aff. rotunda и др. (Iranian - Japanese research group, 1981; Taraz, 1974).

Отложения яхташского и болорского ярусов (свита Давали) хорошо выделяются в разрезе холмов Сарипап на юге Армении. Пермская карбонатная серия залегает здесь на известняках визейского возраста. Она начинается 50-метровой толщей известняков, в нижней части которых обнаружены яхташско-болорские Darvasites ordinatus,Chalaroschwagerina vulgaris, а в верхней – болорские Misellina minor, M. parvicostata. Выше с красноцветными конгломератами в основании залегают известняки кубергандинского яруса (Левен, 1975).

Наиболее западные выходы отложений рассматриваемого возраста известны в Черногории (Kochansky-Devidé, Milanovič, 1962). Они представляют собой изолированные обнажения известняков с типичными яхташско-болорскими фузулинидами: Chalaroschwagerina vulgaris, Darvasites taraensis, Biwaella europae.

Их положение в разрезе и взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими отложениями остаются неясными.

КУБЕРГАНДИНСКИЙ И МУРГАБСКИЙ ЯРУСЫ

Отложения этого возраста пользуются значительно более широким распространением по сравнению с яхташско-болорскими, что говорит о расширении трансгрессии. В подавляющем большинстве разрезов они представлены карбонатными фациями. Соотношения с яхташско-болорскими отложениями там, где последние присутствуют, обычно согласные. Лишь местами между ними намечается перерыв, о чем можно судить по появлению в разрезе конгломератов. Во многих разрезах рассматриваемые отложения залегают на сакмарских или на более древних толщах. Нижняя их граница при этом может быть диахронной и скользить от основания кубергандинского яруса до нижней зоны мургабского.

Данные по Японии об интересующем нас интервале разреза фрагментарны и не дают ясной картины перехода кубергандинско-мургабских отложений в подстилающие. Во многих случаях он, по-видимому, постепенный. Несогласие между кубергандинскими (зона Parafusulina kaerimisensis) и подстилающими болорскими (зона Misellina claudiae) отмечено лишь в известном разрезе Акиёси (Ota, 1977). В другом знаменитом разрезе – Китаками на кубергандинско-мургабское время приходится перерыв в осадконакоплении (Choi, 1973; Saito, 1968).

Отложения кубергандинского и мургабского ярусов широкое распространение имеют в Индокитае, но характер их залегания на подстилающих отложениях неясен.

В Южном Китае рассматриваемые отложения всюду выделяются в нижней части формации Чися. Там, где последняя начинается с яхташско-болорских отложений, переход в кубергандинские слои постепенный. В ряде случаев яхташский и болорский ярусы выпадают из разреза и основание трансгрессивной формации Чися совпадает с нижней границей кубергандинского яруса.

Надо сказать, что, судя по китайским публикациям, последнее утверждение не кажется очевидным. Выделяемый китайскими специалистами Чисянский ярус по определению начинается с зоны Misellina. Обнаруживая в том или ином разрезе в основании формации Чися мизеллин, они автоматически приравнивают ее подошву с нижней границей этой зоны, т.е. с началом нашего болорского яруса. Однако мизеллины из основания формации обычно представлены высокоразвитыми видами, такими, как Misellina claudiae, характерным для переходных болорско-кубергандинских слоев, или M. ovalis – зональным видом нижней зоны кубергандинского яруса. Поэтому не будет большой ошибкой считать, что в таких разрезах подошва формации Чися располагается вблизи границы кубергандинского и болорского ярусов или совпадает с ней.

Кубергандинско-мургабские отложения присутствуют в составе мощных геосинклинальных толщ Циньлиня, Внутренней Монголии, Алтынтага и Куньлуня. Характер их залегания на подстилающих отложениях неясен. На западном простирании куньлуньских структур – в Каракульской зоне Северного Памира нижняя зона кубергандинского яруса представлена пестроцветными мергелями, алевролитами и песчаниками пестрой свиты, с резким контактом сменяющими вверх по разрезу известняки болорского яруса. Прослои кварцевых конгло-

мератов в основании кубергандинских слоев позволяют предполагать кратковременный перерыв, предшествующий их накоплению. Вверх по разрезу нижнекубергандинские слои сменяются фузулиновыми известняками верхней половины кубергандинского и мургабского ярусов (Левен, 1967).

На Дарвазе переход между болорскими и кубергандинскими толщами постепенный. Последние имеют в основном терригенный состав, хотя местами наблюдаются крупные массивы водорослевых рифов. Морские кубергандинские отложения кверху переходят в пестроцветные и красноцветные континентальные туфы, песчаники и конгломераты. Такой явно регрессивный характер кубергандинско-мургабских отложений Дарваза на фоне общей трансгрессии является результатом смещения на юг волны поднятия, охватившего Тяньшань в конце сакмарского века. Эта же тенденция просматривается в северных разрезах Северного Афганистана (р. Сурхоб), где континентальный режим наступил уже в начале кубергандинского, а может быть и в болорском веке. В более южных районах Северного Афганистана (реки Бамиан, Булола), так же как и в Каракульской зоне Северного Памира, кубергандинско-мургабский разрез носит трансгрессивный характер: преимущественно песчано-сланцевые породы болорского яруса сменяются здесь известняками кубергандинского и мургабского ярусов (Левен, 1982).

В перигондванской части Восточного Тетиса отложения рассматриваемого возраста широко распространены, хотя из-за плохой изученности не всегда четко идентифицируются. На юге Тибета в окрестностях г. Рутог кубергандинские парафузулины и скиннереллы обнаружены в карбонатной формации Тунлонггонба, залегающей на вулкано-терригенной формации Квуди, в верхах которой имеется уже упоминавшийся прослой известняков с яхташско-болорскими фузулинидами (Liang *et al.*, 1983). В Каракоруме в бассейне р. Шаксгам нижнекубергандинские парафузулины встречены в средней части одноименной формации (Desio *et al.*, 1991). Вместе с ними присутствуют монодиексодины, близкие тем, которые описаны из трансгрессивной формации Амб разреза Соляного Кряжа (Douglas, 1970). Последние, таким образом, скорее всего также являются кубергандинско-мургабскими.

На Юго-Восточном Памире отложения кубергандинского яруса имеют с болорскими постепенные переходы. В отличие от последних они приобретают флишоидный характер, что может служить косвенным доводом в пользу трансгрессии и углубления бассейна.

На юге Афганистана, как мы уже видели, в наиболее полном разрезе Тезак отложения кубергандинского яруса отделены от кровли сакмарских слоев лишь известняками небольшой мощности с болорскими фузулинидами. В разрезе Вардак кубергандинскими возможно являются песчаники, залегающие в основании послесакмарской трансгрессивной серии. Находки кубергандинско-мургабских фузулинид в базальной части последней указаны А. Зилем (Siehl, 1967) в разрезах Танги-Гару, Камар и Альтимур.

Аналогичная картина наблюдается в разрезах Центрального Ирана. В некоторых из них яхташские и болорские отложения отсутствуют, и трансгрессивная карбонатная серия начинается непосредственно с кубергандинских слоев. Такой вывод, хотя и не совсем однозначно, можно сделать, основываясь на опубликованных данных (Iranian-Japanese research group, 1981; Ruttner *et al.*, 1968; Taraz, 1974). Более определенно об этом свидетельствуют материалы из разреза Дараи-Дарчали (район г. Абаде), любезно продемонстрированные автору доктором Д. Бахбани. В образцах, взятых в самом основании трансгрессивной формации Сурмаг, сразу выше ассельско-сакмарской толщи Важнан, в большом количестве присутствуют типично нижнекубергандинские парафузулины и скиннереллы. Несколько выше следуют верхнекубергандинские канцеллины, а затем нижнемургабские пресуматрины и неошвагерины.

Во всех разрезах перми Закавказья, за исключением уже упоминавшегося разреза Сарипап, трансгрессивная карбонатная серия начинается с кубергандинских, а местами и нижнемургабских слоев, которые непосредственно или с базальным горизонтом красноцветных песчаников и бокситов в основании залегают на отложениях девона и нижнего карбона (Левен, 1975). Слои эти хорошо датированы многочисленными находками фузулинид, таких, как Misellina ovalis, Armenina karinae, Cancellina, Presumatrina.

В более западных районах Тетиса кубергандинские отложения не отмечаются. Что касается мургабских, то они описаны во многих районах Средиземноморья. Однако внимательный анализ комплексов фузулинид, на основании которых устанавливается их возраст, показывает, что в большинстве случаев мы имеем дело с отложениями мидийского яруса в его первоначальной дефиниции (Левен, 1980), т.е. с отнесением к нему арпинской свиты типового разреза Армении. Произведенная недавно автором ревизия комплексов фузулинид этого стратиграфического уровня установила, что именно здесь появляются характерные для мидийского яруса Yabeina, Metadoliolina, Kahlerina, Codonofusiella, Dunbarula, Reichelina и типично мидийский комплекс мелких фораминифер – Abadehella, Dagmarita, Neoendothyra, Paraglobivalvulina, Sphaerionia и мн. др. Вместе с ними ассоциируют Neoschwagerina margaritae, N. haydeni, Afghanella robbinsae, Sumatrina annae – виды, на основании которых содер-

жащие их слои обычно относились к зоне N. margaritae мургабского яруса. Таким образом, выявляется хронологическое соответствие этой зоны слоям с первыми ябеинами и другими мидийскими фузулинидами, из чего вытекает необходимость решения вопроса их ярусной принадлежности. Автор склонен решать его в пользу мидийского яруса, отдавая предпочтение появлению новых элементов в фораминиферовом сообществе. Немаловажным при этом является и положение рассматриваемых слоев в основании мощной карбонатной серии, отвечающей обширнейшей мидийской трансгрессии, далеко выходящей за пределы распространения отложений кубергандинско-мургабского возраста.

МИДИЙСКИЙ ЯРУС

Мидийская трансгрессия охватила весь Тетис, и преимущественно карбонатные отложения этого возраста пользуются максимальным распространением. Залегают они как на мургабских, так и на всех более древних толщах, включая докембрийские.

Как и раньше, обзор мидийского яруса начнем с Японии. Наиболее важным для нас является разрез окрестностей г. Акасака, поскольку здесь впервые установлены зоны, которые впоследствии были использованы для расчленения мургабского яруса, и в их числе зона N. margaritae. Ревизия всех данных по этому разрезу позволяет сделать следующие выводы. Во-первых, в зоне N. margaritae настоящие представители вида-индекса отсутствуют, встречаясь лишь выше по разрезу в зоне Yabeina globosa. Поэтому использование этого вида в качестве зонального неприемлемо. И, во-вторых, в слоях, выделяемых в эту зону, появляются первые ябеины. Это – Yabeina ozawai (Honjo, 1954) и форма, описанная Е. Одзавой (Ozawa Y., 1927) как N. margaritae. Здесь же присутствуют первые метадолиолины. Все это привело Хондзё к выводу о необходимости переименования зоны N. margaritae в зону Y. ozawai.

С расположенными ниже отложениями мургабского яруса зона Y. ozawai, которую мы считаем уже мидийской, имеет постепенные переходы. Совсем иные соотношения мидийского яруса с более древними толщами наблюдаются в горах Китаками. Ярус представлен здесь мощной толщей терригенных пород, с размывом и конгломератами в основании залегающей на известняках болорского яруса. Японскими исследователями (Choi, 1973) нижняя часть толщи, выделяемая в зону Monodiexodina matsubaishi, сопоставляется с кубергандинскими и мургабскими ярусами, однако ее правильнее считать уже мидийской. На это указывают появившиеся здесь кодонофузиеллы и раузереллы, а также сходство зонального вида с мидийскими монодиексодинами Приморья. Кубергандинский же и мургабский ярусы из разреза скорее всего выпадают.

В Приморье мидийскому ярусу отвечает чандалазский горизонт, представленный морскими, преимущественно карбонатными отложениями. Поскольку подстилающие отложения владивостокского горизонта в значительной степени континентальные, можно говорить о мидийской трансгрессии.

На юге Китая мидийские отложения тесно связаны с мургабскими, образуя с ними единую формацию Маокоу. Севернее, в хр. Циньлинь между мидийскими и нижележащими отложениями возможен перерыв. Последние охарактеризованы здесь пресуматринами и канцеллинами, типичными для основания мургабского яруса. Сразу выше начинают встречаться Neoschwagerina margaritae, Sumatrina longissima, Rauserella minima – виды, характерные для низов мидийского яруса в принимаемом нами объеме. При этом бо́льшая часть мургабского яруса из разреза выпадает (Wang, Sun, 1973). Мидийский ярус прослеживается и западнее Циньлиня – в Восточный Куньлунь, вероятно в Алтынтаг и Южный Куньлунь. Данными о характере разреза и соотношении с нижележащими толщами мы не располагаем.

В Каракульской зоне Северного Памира мидийский ярус изучен плохо, хотя фузулиниды этого возраста отмечены в верхней части известняковой баляндкиикской свиты (Левен, 1967). На Дарвазе мидийские отложения представлены кафтармольской терригенной и кафирбачинской карбонатной свитами, залегающими трансгрессивно на мургабских красноцветных континентальных песчаниках и конгломератах. Мидийский возраст доказывается находками конодонтов Stepanovites inflatus в известняках кафирбачинской свиты (Левен, Коцур, 1977).

В Северном Афганистане мидийский ярус присутствует в разрезах Бамиана и Булолы (Левен, 1982). Отложения этого возраста с размывом и конгломератами в основании залегают на известняках с нижнемургабскими фузулинидами. Вверх по разрезу конгломераты переходят в песчаники и сланцы, которые быстро сменяются глинистыми и песчанистыми известняками, переходящими в свою очередь в толщу массивных рифовых известняков. Фузулиниды из нижней части последних и из подстилающих глинистых известняков типичны для основания мидийского яруса, о чем говорит присутствие среди них Kahlerina, Dunbarula, Codonofusiella, Neoschwagerina haydeni, Afghanella robbinsae, Sumatrina annae и характерных мелких форминифер рода Abadehella.

Очень отчетливо мидийская трансгрессия выражена в разрезах перигондванской части Восточного Тетиса. В Южном Тибете мидийские

известняки формации Лонгге с Kahlerina и Yabeina в основании с размывом ложатся на кубергандинскую формацию Тунлоггонба (Liang *et al.*, 1983). В долине р. Чапурсан в Каракоруме в слоях "3" формации Пандшах, залегающих на известняках с сакмарскими псевдофузулинами (Gaetani *et al.*, 1990), встречены Rectostipulina quadrata – характерный вид фораминифер, не известный пока в отложениях, древнее мидийских. Из более высоких слоев разреза отмечены верхнемидийские Gondolella bitteri. Все это позволяет предполагать мидийский возраст слоев "3" и значительный перерыв между ними и нижележащими сакмарскими известняками. В Кашмире известняки формации Зеван, в нижней части принадлежащие мидийскому ярусу, трансгрессивно залегают на мелководных лагунных кремнистых и углистых сланцах (гангамоптерисовые слои) (Nakazawa *et al.*, 1975). В Северо-Западных Гималаях с известняками Зеван коррелируется формация Кулинг, резко несогласно залегающая на всех более древних отложениях, включая докаменноугольные (Gaetani *et al.*, 1990). В Соляном Кряже мидийскому ярусу принадлежит формация Варгал, в основании которой обнаружены Reichelina и Neoschwagerina cf. margaritae. На подстилающей формации Амб она залегает несогласно с выпадением какой-то части (если не всего) мургабского яруса (Nakazawa, Dickins, 1986).

На Юго-Восточном Памире нижнемидийские фузулиниды содержатся в толще известняковых конглобрекчий (карасинской). На подстилающих кремнистых сланцах она залегает с резким контактом и, видимо, с размывом. Длительность возможного перерыва не устанавливается, но скорее всего он невелик (Левен, 1967). В Бартанг-Рангкульской зоне Центрального Памира, напротив, он охватывает интервал от яхташского до мургабского ярусов, включительно. Как установлено в последние годы, залегающие на сакмарских фузулиновых известняках дангикалонской свиты, известняки и доломиты кыркочуйской свиты в своей нижней части содержат типичный нижнемидийский комплекс фораминифер, в том числе Dunbarula, Codonofusiella, Yangchienia, Kahlerina, Chusenella, Dagmarita, Abadehella, Sphaerionia и мн. др. От сакмарских слоев они отделены горизонтом обломочных и бокситовых пород.

На юге Афганистана в центральных частях прогибов, таких, как Гельмендский и Аргандабский (Карапетов, Левен, 1973), мидийские отложения неотделимы от мургабских, входя вместе с ними в состав мощной карбонатной серии Чохан. По мере продвижения к краям прогибов нижнепермские, а затем кубергандинские и мургабские слои постепенно выклиниваются и на поднятиях, разделяющих прогибы, разрез перми местами начинается сразу с мидийских отложений, которые в этих случаях залегают непосредственно на всех более древних толщах, вплоть до докембрийских.

В Закавказье, а также в хорошо изученных разрезах Эльбурса и Центрального Ирана мидийский ярус не отделяется от мургабского, составляя с ним единую карбонатную серию. Лишь в разрезе формации Джамал в окрестностях г. Тебес на границе этих ярусов отмечается небольшой горизонт конгломератов, свидетельствующий о возможности кратковременного перерыва (Jenny-Deshusses, 1983). Не исключено также, что в ряде разрезов Эльбурса, таких, как Рутбарак и Руте, карбонатная формация Руте начинается не с мургабского яруса, как это принято считать, а с мидийского. В первом из них об этом может свидетельствовать сильно сокращенная мощность формации, во втором – указания на находку в ее основании кодонофузиелл (Jenny-Deshusses, 1983).

В Омане мидийские известняки залегают на кристаллических породах докембрия. Об их возрасте можно судить по находкам в нижней части разреза характерных водорослей рода Permocalcus, мелких фораминифер – Langella ocarina. Выше найдены типично мидийские Codonofusiella, Dunbarula, Hemigordiopsis renzi (Lys, 1986).

Мидийская трансгрессия прекрасно проявлена также в более западных регионах Тетиса. В Восточном Тавре в районе Туфанбейли в нижних горизонтах карбонатной толщи, залегающей на известняках карбона с бокситами в основании, обнаружены мидийские фораминиферы – Dagmarita chanakchensis, а несколько выше мидийско-джульфинские Shanita amosi, Paraglobivalvulina mira, Rectostipulina (Zaninetti *et al.*, 1981). В районе Аланьи (разрез Бадемли) в основании толщи известняков, залегающей на ассельско-сакмарских отложениях, встречены мидийские Baisalina pulchra, Codonofusiella nana, Sumatrina annae (Lys, 1986). В Анталье (разрез Памучак) на континентальных песчаниках Отэна залегает карбонатная толща, в нижней части которой отмечены разнообразные Codonofusiella и типично мидийский вид хемигордиопсисов – Hemigordiopsis renzi (Lys, Marcoux, 1978). В Восточной Анатолии (разрез Хазро) мидийские Chusenella cheni и Dunbarula mathieui найдены в основании известняковой толщи, залегающей на континентальных песчаниках предположительно нижнепермского возраста (Fontaine *et al.*, 1980).

Мидийские известняки в коренном залегании и в обломках из более молодых толщ описаны на Кипре, ряде островов Эгейского моря, Апеннинском полуострове, Сицилии. Характер соотношения их с более древними отложениями неясен, но отсутствие находок обнажений кубергандинского и мургабского ярусов позволяет предполагать, что это не случайно и что отложения соответствующего возраста здесь не

накапливались или были очень ограничены в своем распространении.

Мидийские известняки и доломиты отмечены в ряде пунктов, расположенных вдоль всего северо-восточного побережья Адриатического моря. Наиболее полные сведения о них получены в хребтах Велебит и Лика (Kochansky-Devidé, 1965). На обломочных породах, вероятно нижнепермского возраста (конгломераты Кошна), здесь залегает мощная толща доломитов с прослоями известняков. Заведомо мидийские фузулиниды, в числе которых Yabeina syrtalis, найдены во "второй зоне известняков" примерно в средней части толщи. Также мидийскими, на наш взгляд, следует считать нижележащие "светлые кристаллические доломиты", о чем говорят находки в них Dunbarula, Kahlerina и высокоразвитых неошвагерин, в том числе формы, определенной как N. margaritae, но которую скорее всего следует относить уже к ябеинам. В "темных доломитах", слагающих нижнюю часть разреза, обнаружены лишь штаффеллиды, среди которых Sphaerulina croatica – вид, встречающийся в низах мидийского яруса Афганистана и Памира. Наконец, в самом основании доломитовой толщи, в "первой зоне известняков", наряду с Chusenella, указываются Reichelina и Colaniella nana. Хотя В. Коханьски-Девиде не была уверена в точности определения этих форм (личное сообщение), мидийский возраст подтверждается найденными здесь же водорослями Permocalcus.

В северо-восточном, северном и северо-западном направлениях от Адриатического побережья морские карбонатные отложения мидийского яруса замещаются прибрежно-континентальными и континентальными красноцветными песчаниками (Грёден, Вал Гардена). Последние, так же как и карбонатные мидийские отложения, залегают на подстилающих нижнепермских резко несогласно, трансгрессивно (Massari, 1986). Их нижняя граница, видимо, диахронна и скользит вверх по разрезу по мере приближения к окраинам бассейна.

Наиболее западными обнажениями морской перми Тетиса являются выходы на возвышенности Джебель Тебага на юге Туниса. Нижняя часть разреза представлена здесь красноцветными сланцами и песчаниками. Кверху они переходят в светлые кварциты и песчаники, в которых вскоре появляются прослои известняков, мергелей и доломитов. Роль последних вверх по разрезу возрастает, вплоть до полного вытеснения терригенных пород. Мощность этой трансгрессивной серии многие сотни метров. Уже в самых первых прослоях известняков присутствуют мидийские Kahlerina и высокоразвитые Neoschwagerina. Выше появляются Yabeina, которые в верхней части разреза ассоциируют с крупными дэнбарулами – Dunbarula mathieui (Skinner, Wilde, 1967).

ДЖУЛЬФИНСКИЙ И ДОРАШАМСКИЙ ЯРУСЫ

Широкая мидийская трансгрессия привела к выравниванию фациальных обстановок и, как мы видели, почти на всем пространстве Тетиса широко распространены известняки с однотипным легко распознаваемым комплексом фузулинид. К началу джульфинского века ситуация меняется. Во многих регионах на смену карбонатным водорослево-фораминиферовым фациям приходят глинисто-карбонатные цефалоподово-брахиоподовые. Большинство фузулинид вымирает. Происходит это и в тех регионах, где до самого конца перми сохранялись условия, существовавшие в мидийском веке, и продолжали накапливаться водорослевые известняки. Причины вымирания не ясны. Если учесть, что оно коснулось и других групп ископаемых организмов, например цефалопод и кораллов, можно говорить о каких-то глобальных процессах, о которых можно высказывать лишь предположения. Очевидно лишь, что мидийско-джульфинский рубеж явился началом "великого позднепермского вымирания", растянувшегося на джульфинский и дорашамский века и завершившегося к началу триаса. Соответственно причины этого биотического события надо искать в этом интервале разреза, а не на границе перми и триаса, на которой обычно сосредоточено внимание исследователей.

Вымирание высших фузулинид, на которых ранее базировалась корреляция разрезов, редкая встречаемость аммоноидей и конодонтов и бóльшая, чем до этого, пестрота фаций служат причиной тому, что лишь в ограниченном числе разрезов удается уловить границы мидийского, джульфинского и дорашамского ярусов. Это сильно затрудняет выявление общих закономерностей развития бассейна Тетиса и получение ответа на вопрос о проявлении обширных, охватывающих весь этот бассейн, трансгрессий и регрессий.

Прежде чем начать обзор джульфинско-дорашамских отложений, определимся в вопросе о положении границ двух самых верхних ярусов перми, имея в виду его неоднозначность. Автор придерживается варианта, зафиксированного в шкале, официально принятой в бывшем Советском Союзе (Левен, 1980). Джульфинский ярус начинается в ней с цефалоподовой зоны Araxoceras latum, что примерно соответствует основанию конодонтовой зоны Gondolella leveni. Слои с Codonofusiella и Lepidolina kumaensis при этом относятся еще к мидийскому ярусу. Нижняя граница дорашамского яруса совпадает с

основанием зоны Phisonites triangulus. Начало триаса фиксируется появлением Hindeodus parvus.

В Японии разрезы верхов перми представлены плохо и мало что дают для решения стоящих перед нами задач. Там, где известны джульфинско-дорашамские отложения, они представлены мощными терригенными толщами, постепенно сменяющими вверх по разрезу терригенные же верхнемидийские отложения с L. kumaensis (разрезы Кума, Китаками) (Choi, 1973; Kanmera, 1954). В разрезе хр. Майдзуру в дорашамском ярусе появляются прослои известняков (Ishii *et al.*, 1975). Триасовые отложения в большинстве случаев залегают с размывом. Учитывая быструю фациальную изменчивость толщ по простиранию, на основании приведенных данных трудно судить о каких-то определенных тенденциях в смене условий образования осадков. В сводке по геологии Японии (Минато и др., 1968) говорится о поднятиях, охвативших в поздней перми Японию и в особенности районы, расположенные на месте современного Японского моря. Свидетельством этому являются мощные толщи конгломератов, изобилующих в разрезе, начиная с конца мидийского века (слои с L. kumaensis).

Позднемидийско-джульфинские поднятия охватили и Южный Китай, особенно его юго-восточные и западные районы (Sheng *et al.*, 1985; Zhou Zuren, 1986), где началось накопление угленосных серий. На западе поднятия сопровождались излияниями базальтов. Дорашамские (чансиньские) отложения залегают трансгрессивно и представлены карбонатными, карбонатно-кремнистыми и глинистыми фациями. В самом конце перми трансгрессия сменилась быстрой регрессией и триасовые толщи на большей части территории Южного Китая ложатся со стратиграфическим несогласием.

Дорашамская трансгрессия имела незначительные масштабы и не затронула северо-западные районы Китая, где морское осадконакопление прекратилось к концу мидийского века.

Позднемидийские поднятия проявились и на севере Памира. В Каракульской зоне мургабско-мидийские известняки баляндкиикской свиты сменяются обломочными породами байгашкинской. Еще западнее – на Дарвазе на смену мидийским известнякам нижней подсвиты кафирбачинской свиты приходят пестрые глины и мергели верхней подсвиты, что также можно расценивать как проявление поднятий. В самом конце перми они привели к полному осушению района, о чем свидетельствует несогласие, отчетливо фиксирующееся в основании триаса (Левен, 1967; Левен, Щербович, 1978).

В Северном Афганистане отложения рассматриваемого возраста не выявлены и, по-видимому, не накапливались, что можно связать с позднемидийскими поднятиями.

В перигондванской части Восточного Тетиса на протяжении первой половины рассматриваемого отрезка времени господствовал нормальный морской режим. Следов позднемидийской регрессии нигде не обнаружено. Исключение может быть составляет лишь разрез Соляного Кряжа, где мидийские известняки Варгал сменяются кверху джульфинскими песчаниками Чхидру (Nakazawa, Dickins, 1986). Во всех остальных случаях джульфинские отложения тесно связаны с мидийскими и представлены карбонатными (Южный Афганистан), карбонатно-кремнистыми (Юго-Восточный Памир, долина р. Хунза в Каракоруме) и карбонатно-терригенными (Кашмир, Занскар) фациями. Присутствие заведомо дорашамских отложений доказано пока лишь на юго-востоке Памира (Давыдов и др., 1991), где к ним относятся средняя и верхняя части тахтабулакской свиты туфовых и глинисто-мергелистых пород. По аналогии к отложениям этого возраста предположительно можно отнести самую верхнюю глинисто-мергелистую часть формации Киндиль разреза верховьев р. Чапурсан в Каракоруме (Gaetani *et al.*, 1990). Дорашамские отложения возможно присутствуют также в ряде разрезов Южного Афганистана, но пока они там не выявлены. Не исключено, однако, что в большинстве разрезов дорашамский ярус отсутствует, что является следствием регрессии, охватившей в конце перми рассматриваемую территорию. Она не коснулась лишь района Гималаев, где в ряде мест (Кашмир, Спити, Занскар) отмечается непрерывный характер перехода перми в триас.

Верхние подразделения перми присутствуют в большинстве разрезов Западного Тетиса. Наиболее полные из них находятся в Закавказье, Иранском Азербайджане и Центральном Иране (Абаде). Рассматриваемые отложения представлены здесь маломощными карбонатно-глинистыми фациями мелководных спокойных лагун (Iranian-Japanese research group, 1981). Переход в нижележащие толщи постепенный. Не наблюдается явно выраженного перерыва и при переходе к триасу, но возможно он носит скрытый характер. То же самое, по-видимому, имеет место и в разрезах Загроса, где, по устному сообщению Д. Бахбани, известняки с дорашамскими палеофузулинами без видимых несогласий сменяются слоями с триасовыми Claraia. Более резкие переходы к триасу с выпадением дорашамского, а местами, возможно, и джульфинского ярусов отмечены в Эльбурсе и Восточном Иране (Тебес) (Ruttner *et al.*, 1968; Stepanov *et al.*, 1969). В целом же разрезы Ирана и Закавказья свидетельствуют о регрессивном характере осадконакопления, чрезвычайно замедленного или вовсе прерывавшегося на

рубеже перми и триаса. Никаких следов дорашамской трансгрессии не наблюдается.

В разрезах Омана и Турции (Тавр, Анталья) мидийские известняки без всяких перерывов переходят в известняки джульфинского и дорашамского ярусов, образуя с ними единую толщу. Основание триаса также сложено карбонатными породами – доломитами или оолитовыми известняками, залегающими на подстилающих слоях без видимых несогласий. Следы перерыва, приходящегося на дорашамский ярус или его верхнюю часть отмечены лишь в районе Антальи (разрез Памучак) (Marcoux, Baud, 1986). Общую картину постепенности перехода мидийских отложений в джульфинские нарушает разрез Восточной Анатолии (Хазро). Выше мидийских известняков (толща A) нижней части формации Гоманнибрик залегают континентальные песчаники и алевролиты с прослоями углей (толща B), возраст которых по положению в разрезе отвечает джульфинскому. Выше по разрезу следуют дорашамские известняки толщи C и завершается разрез алевролитами толщи D, которые перекрываются глинистыми породами триаса (Lys, 1986). Нетрудно заметить, что трансгрессивно-регрессивная последовательность толщ приведенного разреза совпадает с той, которая была отмечена в Южном Китае.

В более западных районах Тетиса разрезы отложений интересующего нас возраста развиты в хр. Велебит и Лика, где они, так же как и расположенные ниже мидийские, представленны доломитами и в меньшей степени известняками, несогласно перекрывающимися доломитами триаса (Kochansky-Devidé, 1965). Фаунистически они охарактеризованы плохо и продолжительность предтриасового перерыва остается неясной.

Несколько иная картина наблюдается в районах, располагавшихся в перми вдоль южной окраины герцинской Европы (Доломитовые и Карнийские Альпы, Караванки, Западная Сербия, Северо-Восточная Венгрия). Мидийские, а также частично или полностью джульфинские отложения представлены здесь красноцветной терригенной толщей (песчаники Грёден и Вал Гардена). Выше залегают доломиты с прослоями известняков, местами гипсов и ангидритов (формация Жажар, Беллерофоновая формация). Дорашамский возраст этих отложений определяется находками Palaeofusulina nana в их основании, сделанной в одном из разрезов недалеко от Любляны (Ramovš, 1958). Не исключено, что в ряде случаев трансгрессивная карбонатная толща в нижней своей части принадлежит еще джульфинскому ярусу. Интересно, что близкое строение разреза верхов перми наблюдается на юге Европейского континента в самой восточной его части – на севере Кавказа. На континентальных отложениях нижней перми здесь несогласно залегают красноцветные конгломераты и песчаники кутангской свиты, которые можно сопоставить с Грёденскими песчаниками Западной Европы. Выше следует карбонатная толща (никитинская и уруштенская свиты) с палеофузулинами и брахиоподами, близкими тем, которые встречены в формации Жажар (Котляр и др., 1983). Как можно видеть, и здесь, и на юге Западной Европы отложения дорашамского яруса залегают трансгрессивно. Позднедорашамская, предтриасовая регрессия, отчетливые следы которой отмечаются почти во всех разрезах Тетиса, в рассматриваемых районах выражена не столь резко: скорее можно говорить о крайне замедленных темпах осадконакопления, вновь усиливающихся в триасе вслед за начавшейся новой обширной трансгрессией.

ВЫВОДЫ

Приведенные выше материалы позволяют прийти к следующим заключениям.

1. В пермской истории бассейна Тетис намечается два крупных трансгрессивно-регрессивных цикла – ассельско-сакмарский, вероятно, начавшийся еще в позднем карбоне, и яхташско-дорашамский (рис. 1). Трансгрессии носили неравномерный скачкообразный характер, иногда сменяясь кратковременными регрессиями. Резкое расширение трансгрессии происходило в сакмарском веке, в результате чего сакмарские отложения занимают бóльшую площадь, чем ассельские, залегая часто на доассельских толщах. Второй трансгрессивно-регрессивный цикл начинается с кратковременной яхташско-болорской трансгрессии, последовавшей после повсеместного отступления моря в конце сакмарского века. Яхташско-болорская трансгрессия распространялась лишь на наиболее пониженные участки суши. Поэтому отложения соответствующего возраста развиты локально и в их составе наряду с карбонатными значительную роль играют мелководные терригенные осадки.

Быстрое расширение трансгрессии последовало в начале кубергандинского века, а затем еще раз в мидийском веке. Возможно каждой новой трансгрессивной волне предшествовало осушение отдельных частей бассейна, следы чего местами наблюдаются на границах болорского и кубергандинского, а также мургабского и мидийского ярусов. Но эти регрессии были кратковременными и носили локальный характер. Неповсеместными, хотя и более отчетливо выраженными, были также позднемидийско-джульфинская регрессия и дорашамская трансгрессия. Всеобщий характер имела регрессия, проявившаяся на рубеже перми и триаса.

2. Существует прямая и отчетливая связь между трансгрессиями и регрессиями, с одной стороны, и основными рубежами в развитии

фузулинидовых сообществ – с другой. Так, с послесакмарским осушением связано вымирание многих ранее процветавших родов и большинства видов. Яхташско-болорский комплекс фузулинид, по времени отвечающий началу нового трансгрессивно-регрессивного цикла, уже сильно отличается от ассельско-сакмарского, хотя на родовом уровне и сохраняется некоторая преемственность. Основной особенностью комплекса является появление в нем первых представителей родов, семейств и даже отряда фузулинид, ставших в последующем доминирующими. Из них в первую очередь можно отметить памирин и мизеллин, от которых берет начало многочисленный отряд Neoschwagerinida. Здесь же находятся корни таких широко распространенных верхнепермских родов, как Neofusulinella, Yangchienia, Parafusulina, Eopolydiexodina.

Быстрая дифференциация и расцвет отряда вербеекинид в кубергандинском веке, а также увеличение численности, видового разнообразия и расширение ареалов распространения других крупных таксонов родового и более высокого рангов, зародившихся в яхташском и болорском веках, находят объяснение в резком расширении трансгрессии. Следующая самая обширная мидийская трансгрессия оказала меньшее влияние на фузулинидовые сообщества, чем кубергандинская. Это можно объяснить тем, что ей не предшествовало осушение достаточно больших территорий, как это было в конце сакмарского времени, а происходило лишь увеличение площади уже существовавшего мургабского бассейна. Поэтому большинство крупных мургабских таксонов фузулинид проходят в мидийский ярус, где они представлены наиболее высокоорганизованными видами. Отчетливее обновление мидийского фузулинидового сообщества выразилось у шубертеллид и озаваинеллид, среди которых появилось несколько новых родов, в том числе и аберрантных, таких, как Lantschichites, Codonofusiella, Reichelina и ряда других; появляется и получает широкое распространение семейство калеринид.

Вымирание в конце мидийского века большинства фузулинид проще всего было бы объяснить регрессией, начавшейся в это время. Однако этого, думается, недостаточно, учитывая, что она охватила сравнительно небольшие территории. Вероятно, существовали еще какие-то причины, о которых мы пока не знаем. Комплекс джульфинских фузулинид небогат и однообразен. Появление в дорашамском ярусе трех новых родов в отряде шубертеллид – Palaeofusulina, Parananlingella и Callowaiinella, наиболее крупных и высокоорганизованных его представителей, очевидно связано с кратковременной трансгрессией, проявившейся в Южном Китае и Южной Европе в самом конце перми. Регрессия, охватившая весь Тетис на рубеже перми и триаса, привела к полному вымиранию фузулинид.

3. Трансгрессии и регрессии в большинстве своем охватывали весь бассейн Тетиса, вследствие чего возникает искушение объяснять их эвстатическими колебаниями уровня моря. Однако полученная нами кривая трансгрессий не совпадает ни с известной кривой Вэйла, ни с более детальной кривой, разработанной по американским материалам (Ross Ch., Ross J., 1987). Несомненно, что в ряде случаев трансгрессии и регрессии Тетиса были связаны с тектоническими событиями и прежде всего с проявлениями герцинского орогенеза, различными в разных районах и не всегда синхронными. Наблюдаемая картина, по-видимому, является суммарным итогом наложения друг на друга процессов, обусловленных как эвстатическими, так и менее всеобъемлющими тектоническими причинами. Определить их относительную роль можно будет лишь после осуществления более точной, чем сейчас, глобальной стратиграфической, а следовательно, и событийной корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

Бенш Ф.Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: ФАН, 1972. 146 с.

Давыдов В.И., Котляр Г.В., Иванова Ж.Б. и др. Аналоги джульфинского и дорашамского ярусов на Юго-Восточном Памире // Тез. докл. на междунар. конгрессе "Пермская система земного шара". Свердловск, 1991. С. 34 - 35.

Дронов В.И., Левен Э.Я. Новые данные о пермских отложениях Центрального Памира // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1971. № 3. С. 10 - 15.

Карапетов С.С., Левен Э.Я. Верхнепалеозойские отложения Центрального Афганистана (бассейн р. Гильменд) // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии. Т. 48. № 1. 1973. С. 30 - 40.

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. 200 с.

Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 167. М.: Наука, 1967. 224 с.

Левен Э.Я. Стратиграфия пермских отложений Закавказья // Сов. геология. 1975. № 1. С. 96 - 100.

Левен Э.Я. Болорский ярус перми: обоснование, характеристика, корреляция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 53 - 65.

Левен Э.Я. Яхташский ярус перми: обоснование, характеристика, корреляция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980$_1$. № 8. С. 50 - 60.

Левен Э.Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 51 с.

Левен Э.Я. Верхний палеозой бассейнов рек Чарымдары, Гундары и Зидадары (Юго-Западный Дарваз) //

Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 4. С. 40 - 52.

Левен Э.Я. Род Cancellina Hayden и его положение в системе высших фузулинид // Вопр. микропалеонтол. Вып. 25. 1982. С. 40 - 50.

Левен Э.Я., Коцур Х. Первая находка верхнепермских конодонтов на Дарвазе // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. N 1. С. 145 - 147.

Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 162 с.

Минато М., Гораи М. Фунахаси М. (ред.). Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.

Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. N 6. 1989. С. 13 - 23.

Чжан Линьсинь. Верхнекаменноугольные фузулиниды Кельпина и сопредельных областей Синьцзяна // Acta Palaeontol. Sinica. 1963. V. 11. № 1. P. 55 - 63.

A guide of field excursion in Tangshan, Nanjing // Nanjing. Inst. of Geol. and Palaeontol. Acad. Sinica. 1979. P. 1 - 21.

Asseretto R. The Paleozoic formations in Central Elbours, Iran // Riv. Ital. Paleontol. 1963. V. 69. N 4. P. 503 - 543.

Chen S. Fusulinidae of South China. Pt. 1. Palaeontol. Sinica. Ser.B. V. 4. Fasc. 2. 1934. 133 p.

Choi D.R. Permian Fusulinidis from the Setamai-Yahagi district. Southern Kitakami Mountains, N.E. Japan // J. Fac. Sci.Hokkaido Univ. Ser. 4. Geol. and Mineral. 1973. V. 16. N 1. 132 p.

Desio A., Caporali A., Rampini L. et al. Geodetic, Geophysics and Geology of the Upper Shaksgam valley (North-East Karakorum) and South Sinkiang // Italian expedition to the Karakorum 1988. Sci. Rep. Milano. 1991. P. 99 - 188.

Douglas R.C. Morphologic studies of Fusulinids from the Lower Permian of West Pakistan // Geol. Surv. Prof. Paper 643-G. 1970. P. 1 - 111.

Fontaine J.M., Brunton C., Lys M. et al. Données nouvelles sur la stratigraphie des formations paléozoiques de la plateforme arabe dans région d'Hazro (Turquie) // C.R. Acad. Sc. Paris. 1980. Ser. D. T. 291. P. 917 - 920.

Gaetani M., Garzanti E., Jadoul F. et al. The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle // Bull. Geol. Soc. America. 1990. V. 102. P. 54 - 62.

Gaetani M., Garzanti E., Tintori A. Permo-Carboniferous stratigraphy in SE Zanskar and NW Lahul (NW Himalay, India) // Eclog. Geol. Helvetiae. 1990. V. 83. N 1. P. 143 - 161.

Honjo S. Neoschwagerinids from the Akasaka limestone // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. 1959. V.4. N 10 (1). P. 111 - 161.

Iranian-Japanese research group. The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh region, Central Iran // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Geol. and Mineral. 1981. V. 47. N 2. P. 61 - 133.

Ishii K., Okimura Y., Nakazawa K. On the genus Colaniella and its biostratigraphic significance // J. Geosciences, Osaka City Univ. 1975. V. 19. Art. 6. P. 107 -129.

Jenny-Deshusses C. Le Permien de l'Elbourz Central et Oriental (Iran). Stratigraphie et micropaléontologie. Thése N 2103. Univ. de Genéve. Genéve. Imprimarie POT. 1983. 214 p.

Kanmera K. Fusulinids from the Upper Permian Kuma formation, Southern Kyushu, Japan, with special reference to the Fusulinid zone in the Upper Permian of Japan // Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. 1954. Ser. D. V. 4. N 1. P. 1 - 38.

Kanmera K., Mikami T. Succession and sedimentary features of the Lower Permian Sakamotozawa formation // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. 1965. Ser. D. Geol. V. 14. N 3. P. 265 - 274.

Kahler F. Iranische Fusulinidae // Jahrb. Geol. B.-A. 1974. Bd. 117. P. 75 - 107.

Kahler F. Die Fusuliniden der Dorud Formation im Djadjerud-Tal nördlich von Teheran (Iran) // Riv. Ital. Paleont. 1976. V. 82. P. 439 - 466.

Kahler F. Die Definition der Trogkofel-Stufe (Unter-Perm, Karnische Alpen) // Sonderdruck aus Sonderheft 36 der Carinthia II. 1980. S. 255 - 258.

Kahler F. Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. Sonderheft 41. Carinthia II, Klagenfurt, 1983. 107 s.

Kochansky-Devidé V. Die Fusuliniden aus dem Karbon und Perm im Velebit und in der Lika (Kroatien) // Unteres Perm. Palaeont. Jugoslavica. 1959. Sv. 3. 60 p.

Kochansky-Devidé V. Die Fusuliniden Foraminiferen aus dem Karbon und Perm im Velebit und in der Lika (Kroatien). Mittleres und Oberes Perm // Jugoslavenska Acad. Zn. i Um. Acta geol. 1965. V. 5. P. 101 - 148.

Kochansky-Devidé V., Milanovič M. Unterpermische Fusuliniden und Kalkalgen des Tara-Gebietes in der Mittleren Grna Gora (Montenegro) // Geoloski Vjesnik. Zagreb, 1962. V. 15. N 1. P. 155 - 227.

Leven E.Ja. Les gissements Permiens et les Fusulinidés de l'Afghanistan du Nord // Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient. 1971. T. 12. Pt. 1. P. 1 - 35.

Liang D., Nie Z., Guo T. et al. Permo-Carboniferous Gondwana-Tethis facies in Southern Karakoran Ali, Xizang (Tibet) // J. Wuhan Coll. Geol. 1983. N 1. P. 9 - 27.

Lys M. Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien en Mésogée. These. Universite de Paris-Sud. Centre d'Orsay. 1986. 239 p.

Lys M., Lapparent F. Foraminifères microphaciès du Permien de l'Afghanistan Central // Notes et Memoires sur le Moyen-Orient. 1971. T. 12. Pt. 1. P. 49 - 133.

Lys M., Marcoux J. Les niveaux du Permien supérieur des Nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie) // C.R. Acad. Sci. Paris. 1978. T. 286. Ser. D. P. 1417-1420.

Massari F. Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine area (Italy) // Mem. Soc. Geol. It. 1986. V. 34. P. 179 - 188.

Marcoux J., Baud A. The Permo-Triassic boundary in the Antalya nappes (Western Taurides, Turkey) // Mem. Soc. Geol. It. 1986. V. 34. P. 243 - 252.

Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al. The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India. Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Geol. and Mineral. 1975. V. 42. N 1. 106 p.

Nakazawa K., Dickins J.M. (ed). The Tethys. Tokyo: Tokai Univ. Press. 1986. 317 p.

Nogami I. Permische Fusuliniden aus dem Atetsu-Plateau Sudwest Japans // Mem. Col. Sci., Kyoto Univ. Ser. B. V. 27. N 3. 1961. P. 159 - 248.

Ota M. Geological studies of Akiyoshi. Part 1. General geology of the Akiyoshi limestone group // Bull. Akiyoshi-dai Museum Nat. History. 1977. N 12. 110 p.

Ozawa T., Kobayashi F., Watanaba K. Biostratigraphic zonation of Late Carboniferous to Early Permian sequence of the Akiyoshi limestone group, Japan and its correlation with reference sections in the Tethian region // Saito Ho-on Kai Spec. Pub. 1991. N 3. P. 327 - 341.

Ozawa Y. Stratigraphical studies of the Fusuline limestone of Akasaka, Province of Mino // J. Coll. Sci. Imperial Univ. Tokyo, 1927. V.2. N 3. P. 121 - 164.

Ramovš A. Razvoj zgornjeca Perma v Loških in Polhograjskih hribit // Razpr. Slov. akad. znan. i imet. Ljubliana. 1958. Razpr. 4. N 2. S. 455 - 622.

Ramovš A., Kochansky-Devidé V. Carboniferous and Permian beds from the northern Julian Alps. Geologija. 1979. V. 22. N 1. P. 21 - 54.

Reichel M. Unterpermische Fusuliniden aus dem Karakorum und dem Aghil-Gebirge // In Visser C. Wiss Ergeb. Exped. Karakorum. 1940. Band 3. S. 89 - 118.

Ross Ch. A., Ross J.R.P. Late Paleozoic sea levels and depositional sequences // Cuchman Found. Foram. Research. 1987. Spec. Publ. 24. P. 137 - 148.

Rui Lin, Hou Ji-Hui. Late Carboniferous Fusulinaceans from Southeastern Shanxi // Late Paleozoic Coal-Bearing strata and biota from Southeastern Shanxi, China: Nanjing Univ. Press, 1987. P. 139 - 280.

Rui Lin, Zhang Linxin, Wang Zhihao. Notes of the Carboniferous-Permian boundary in South China // XI Congres Internat. de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere, Beijing, 1987.Compt. Rend., 1989. N 2. P. 239 - 250.

Ruttner A., Nabavi M.H., Hajian J. Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran) // Geol. Surv. Iran. 1968. Rep. 4. 133 p.

Saito Y. Geology of the Younger Paleozoic system of the Southern Kitakami Massif, Iwate prefecture, Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1968. Ser. 2. V. 40. N 2. P. 79 - 139.

Sheng Jinzhang, Rui Lin, Chen Churhen. Permian and Triassic sedimentary facies and paleogeography of South China // The Tethys. Takai Univ. Press, 1985. P. 59 - 80.

Siehl A. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Perm in Afghanistan // Geol. Rundschau. 1967. Bd. 56. S. 795 - 812.

Silva I.P. Permian Foraminifera from the Upper Hunza valley. Italian Exp. Karakorum (K^2) and Hindu Kush // Sci. Rep. Leiden. 1965. P. 90-125.

Skinner J.W., Wilde G.L. Permian Foraminifera from Tunisia. Univ. Kansas. Paleontol. Contr. 1967. Paper 30. 22 p.

Stepanov D.L., Golshani F., Stöcklin J. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran // Rep. Geol. Surv. Iran. 1969. N 12. 72 p.

Taraz H. Geology of the Surmaq-Deh Bid area Abadeh region, Central Iran // Geol. Surv. Iran. Rep. 1974. N 47. 148 p.

Vachard D. Tethys et Gondwana an Paleozoique Superieur les donnees Afghanes. Docum. et Trav. IGAL. Paris. 1980. N 2. 463 p.

Wang J.H. Boundary and zonation of the Chihsia formation in Nankin // Acta Stratigr. Sinica. 1978. V. 2. N 1. P. 67 - 73.

Wang K.L., Sun X.F. Carboniferous and Permian Foraminifera of the Chinling range and its geologic significance // Acta Geol. Sinica. 1973. N 2. P. 137 - 178.

Xiao W., Zhang L., Wang H., Dong W. Early Permian stratigraphy and faunas in Southern Guizhou. The Peoples Publishing House of Guizhou, 1986. 364 p.

Zaninetti L., Altiner D., Catal E. Foraminiféres et biostratigraphie dans le Permien supérieur du Taurus oriental, Turquie // Notes Lab. Pal. Univ. Genéve. 1981. V. 7. N 1. P. 1 - 37.

Zhang Linxin (Ed.) Carboniferous stratigraphy in China. Contr. 11-th Intern. Congress. Carbon. Stratigr // Geol. Beijing: China. Sci. Press, 1987. 160 p.

Zhang Zugi. The Permian system in South China // Newsl. Stratigr. Berlin, Stuttgart,1984. V. 13. N 3. P. 156 - 174.

Zhou Zuren. Two ecological patterns of the Permian ammonoids. // Sci. Sinica. 1986. Ser. D.V. 29. N 1. P. 96 - 112.

УДК 551.734.2(470.5).

БАШКИРСКИЙ ЯРУС СИМСКОЙ МУЛЬДЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

© 1993 г. Р. М. Иванова, Б. И. Чувашов

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, 620219 Екатеринбург, Почтовый пер. 7, Россия

Поступила в редакцию 04.12.91 г.

Изучены разрезы башкирского яруса в Симской мульде между Юрюзано-Айской и Бельской впадинами западного склона Южного Урала. В основу биостратиграфического расчленения положены фораминиферы, с помощью которых обоснована граница нижнего и среднего отделов карбона, соответствующая основанию гониатитовой зоны Homoceras: башкирский ярус подразделен на два подъяруса и шесть горизонтов, аналогичных стратотипу по р. Аскын. Пять нижних горизонтов сложены карбонатными породами, верхний (асатауский) – терригенными.

Северная часть западного склона Южного Урала, заключенная между широтными отрезками течения рек Уфы и Белой, является стратотипической местностью башкирского яруса, выделенного С.В. Семихатовой в 1934 г. по брахиоподам как слои. Башкирские отложения развиты здесь повсеместно. Они входят в состав толщ, слагающих западно-уральскую зону складчатости, основание Предуральского прогиба в пределах Юрюзано-Айской и Бельской впадин, распространены на окраине Восточно-Европейской платформы. Однако исследований, связанных с их детализацией, слишком мало и выполнены они были 60 - 20 лет назад по брахиоподам. Долгое время башкирский ярус не имел удовлетворительного стратотипа и общепризнанного объема, пока не был опубликован З.А. и И.И. Синицыными (1987) разрез по р. Аскын, где в основу биостратиграфического расчленения положены фораминиферы (Groves, 1988).

Симская мульда, о разрезах которой далее пойдет речь, выполнена верхнепалеозойскими отложениями и представляет собой участок западного борта Предуральского прогиба между Юрюзано-Айской и Бельской впадинами, обособившийся в результате послебашкирских тектонических и эрозионных процессов. Мульда расположена в стратотипической местности и в одной (западно-уральской) структурно-фациальной зоне со стратотипом башкирского яруса по р. Аскын. Это позволяет путем сравнения со стратотипом проследить и обосновать все границы выделяемых таксонов, а также дополнить и уточнить их микрофаунистическую характеристику. Стратотипический разрез представлен главным образом водорослевыми, шламово-мелкодетритовыми, пелитоморфными и доломитизированными известняками (Синицына, 1987), сообщества их бедны фораминиферами, в то время как разрезы в окрестностях Симского завода представлены более благоприятными для фораминифер фациями с разнообразной и многочисленной макрофауной и альгофлорой, особенно низы башкирского яруса, что позволяет более надежно обосновать границу нижнего и среднего отделов карбона, границы между подъярусами и горизонтами башкирского яруса.

В пределах очерченной территории Западного Урала (между реками Уфой и Белой) с востока на запад выделяется несколько типов разрезов башкирского яруса (табл. 1).

1. Ураимский, наиболее восточный тип, представленный внизу карбонатами, вверху – песчано-глинистыми породами и конгломератами и протягивающийся узкой полосой вдоль Урала до р. Ая.

2. Лаклинский, сложенный внизу известняками с незначительным участием доломитов, вверху – кремнисто-глинисто-мергельными породами колослейкинской свиты (Чувашов, Мизенс, 1991), прослеживаемый от р. Уфы до р. Сим.

3. Аскынский тип разреза – полностью карбонатный, распространенный в западной части Юрюзано-Айской и Бельской впадин, на прилегающих участках платформы.

Разрезы Симской мульды относятся к лаклинскому типу и расположены вблизи западной границы его распространения. Особенностью этого типа разрезов является постепенное замещение с востока на запад глинисто-мергельной колослейкинской свиты известняками. Из шести изученных разрезов мульды (рис. 1) в литературе хорошо известен только самый восточный – у д. Яхино ("Яхья"), обнажающийся в выемках вдоль линии железной дороги Челябинск–Уфа и по р. Бердяуш (Петренко, Кипарисова, 1937; Эйнор, 1958). Башкирский ярус разделен здесь О.Л. Эйнором на два горизонта: C_2^1 - I и C_2^1 - II.

Таблица 1. Типы разрезов башкирского яруса Уфимского амфитеатра

Стратиграфическая шкала			Типы разрезов		
			Аскынский	Лаклинский	Ураимский
Средний карбон	Московский	Верейский	Ташлинская свита Микритовые известняки, мергели, кремни, редкие прослои детритовых известняков	Колослейкинская свита Темно-серые и черные аргиллиты, мергели, кремни с тонкими (3 - 10 см) прослоями микритовых, реже – органогенно-детритовых известняков	Песчаники полимиктовые, мергели; микритовые, песчанистые, оолитовые и детритовые известняки; линзы и прослои кремнево-известняковых конгломератов
	Башкирский ярус, Верхний подъярус	Асатауский	Слоистые известняки: органогенно-детритовые, оолитовые с маломощными биостромами и биогермами мшанково-водорослевыми (донецелловыми) и строматолитовыми, линзы брахиоподовых и коралловых известняков		
		Ташастинский			
	Башкирский ярус, Нижний подъярус	Аскынбашский			
		Акавасский			Слоистые детритовые, оолитовые, редко песчанистые, мергелистые известняки, аргиллиты, мергели
		Сюранский			
		Богдановский			
Нижний	Серпуховский		Органогенно-детритовые известняки, часто доломитизированные, доломиты; на востоке, в верхней части – массивные строматолитово-мшанковые биогермы		

В районе Симского завода "башкирские слои с Choristites bisulcatiformis" схематично описаны Г.А. Дмитриевым и Д.В. Наливкиным (1927) на склонах горы Жукова Шишка. В этом же разрезе Н.П. Малаховой и А.А. Малаховым [1961] был установлен нижнебашкирский подъярус в объеме двух горизонтов: C_2^1 - I и C_2^1 - II. Названными работами исчерпываются сведения о стратиграфии башкирского яруса Симской мульды.

Изучение серпуховского яруса в полном его объеме не входило в нашу задачу, поэтому мы остановимся только на характеристике серпуховско-башкирской границы по нескольким разрезам (l. II, IV - VI; рис. 2). В двух последних разрезах в пограничных отложениях нижнего - среднего карбона преобладают доломиты и окремнелые известняки с единичными Globivalvulina sp., поэтому граница между отделами проведена условно.

СЕРПУХОВСКИЙ ЯРУС

Староуткинский горизонт. Верхний горизонт нижнего карбона, выделяемый в Симской мульде впервые, наиболее полно представлен в разрезах I, II, IV. Он хорошо обнажен и сложен известняками серыми и светло-серыми, зернистыми, частично окремнелыми или доломитизированными, брекчированными, толсто- и среднеслоистыми с линзообразными прослоями брахиоподовых, коралловых, криноидных, фораминиферовых ракушечников, органогенных песчаников и целитоморфных разностей. Фораминиферовые прослои сложены главным образом толипоминами, брахиоподовые – стриатиферами, гигантопродуктусами, Athyris adepressiora Ein.[1] и др., коралловые – литостроцианидами. Кроме толипаммин наиболее характерны ректоэндотиры, единичные окские янишевскины, Endothyranopsis crassa (Brady); Lituotubella cf. magna Raus., Pojarkove llasp., псевдоэндотиры, многочисленные эоштафеллы, в том числе Eostaffella ikensis tenebrosa Viss., E. postproikensis Vdov., E. pseudostruvei angusta Kir., E. mirifica Brazhn., B. ovoidea statuta Reitl., Eostaffellina paraprotvae (Raus.) и др., Mediocris mediocris (Viss.), Plectostaffella jakhensis Reitl., крупные климакаммины, Endotaxis brazhnikovae (Bog. et. Juf.), Biseriella parva (N.Tchern.), B. scaphoidea (Reitl.), Asteroarchaediscus subbaschkiricus (Reitl.), Ast. parvus (Raus.), Archaediscus

[1] В разрезе "Яхино" все определения макрофауны по Эйнору (1973).

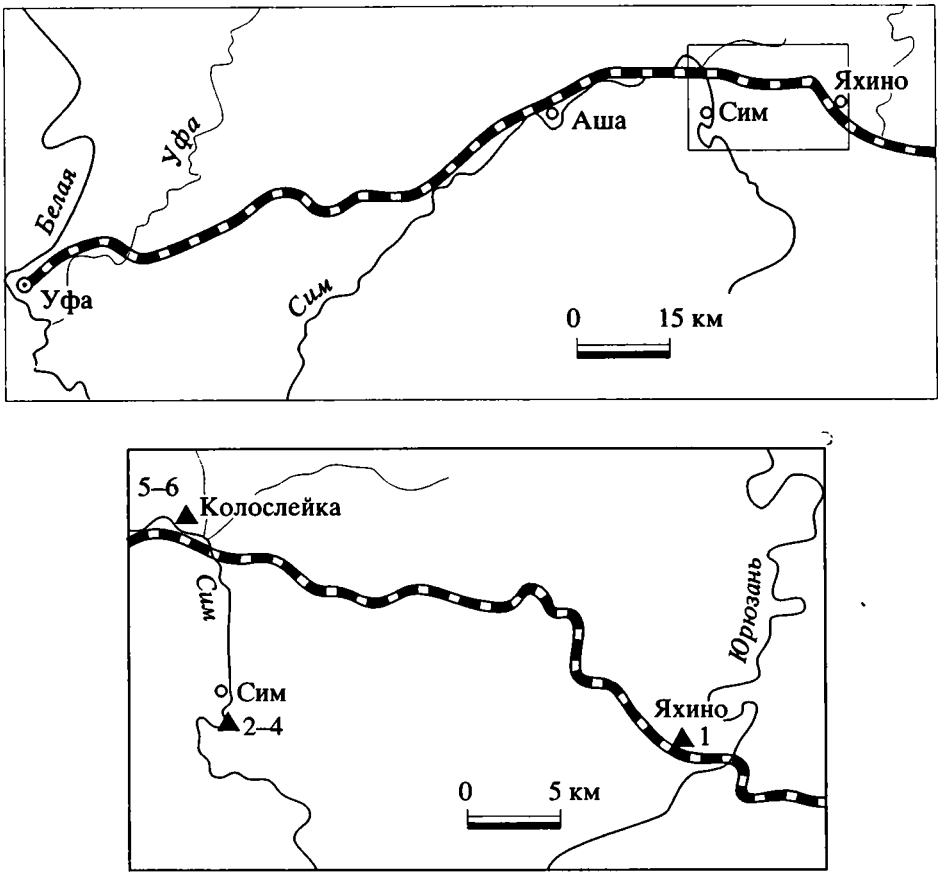


Рис. 1. *Схема расположения изученных разрезов башкирского яруса в Симской мульде.*
1 – разрез "Яхино"; 2 – "Жукова Шишка"; 3 – обн. 1724, правый берег Симского пруда; 4 – обн. 3/88, правый берег р. Сим, 2 км южнее горы Жуковой Шишки, 5 – обн. 1729, д. Колослейка; 6 – обн. 9/89, правый берег р. Сим, ниже ст. Симской.

convexus Grozd. et Leb., неоархедискусы, Rugosoarchaediscus tumefactus (R. Ivan.); разнообразные водоросли: Malakhovella sp., Asphaltinella horowitzi Mamet et Roux, Claracrusta catenoides (Hom.), Nanopora fragilissima Masl., Clavapoella? reinae Racz, Fasciella kizilia R. Ivan., единичные Donezella lutugini Masl., Stacheoides polutrematoides (Brady), Cuneiphycus johnsoni Flüg. Мощность горизонта от 36 до 51 м.

Южнее в 2 км от Жуковой Шишки, на правом скалистом берегу р. Сим (разрез IV) староуткинский горизонт сложен светлыми доломитами с прослоями пелитоморфного и мелкодетритового известняка, линзами светлых кремней, многочисленными банками Striatifera striata и продуктид.

БАШКИРСКИЙ ЯРУС

В пределах Симской мульды башкирский ярус выделен в объеме пяти горизонтов: богдановского, сюранского, акавасского, аскынбашского нижнебашкирского подъяруса и ташастинского верхнебашкирского. Верхний асатауский горизонт, вероятно, входит в состав глинисто-кремнистой колослейкинской свиты (Чувашов, Мизенс, 1991).

Богдановский горизонт впервые установлен на западном склоне Южного Урала в Зилаирском мегасинклинории в объеме гониатитовой зоны Homoceras (Эйнор и др., 1973). По фораминиферам он отвечает зоне Plectostafella bogdanovkensis. В Симской мульде богдановский горизонт выделяется впервые и только в одном разрезе "Яхино" (Дмитриев, Наливкин, 1927), где он представлен совершенно иными, чем предыдущий горизонт, темно-серыми "сливными" среднеслоистыми известняками, пелитоморфными, фораминиферово-мелкодетритовыми и оолитовыми по составу. В них встречены толипаммины, псевдогломоспиры, хаплофрагмины, эндотиры, многочисленные и разнообразные псевдоэндотиры (Pseudoendothyra preobrajenskyi (Dutk.), Ps. probatus (Durk.), Ps. spectata (Durk.)), мелкие медиокрисы, эндоштаффеллы, Eostaffella postmosquensis acutiformis Kir., E. pseudostruvei angusta Kir., E. pseudoovoidea Reitl., E. klautzanae Grozd. et Leb., Millerella (Eostaffella) lenticula (Grozd. et Leb.), M. variabilis Raus., Plectomillerella sp., Plectostaffella varvariensis

Brazhn. et Pot., Pl. varvariensis lata Brazhn. et Vdov., Pl. schwetzovi asymmetrica Brazhn. et Vdov., Pl. jakhensis Reitl., Pl. mira Raus., Pl. bogdanovkensis Reitl., globivalvulina moderata Reitl., Gl. glomerata R. Ivan., астеро- и неоархедискусы; водоросли Rectangulina tortuosa (Antrop.), Praedonezella cespeformis Kul., Anthracoporellopsis machaevi Masl., Nanopora fragilissima Masl., N. anglica Wood, Asphaltinella horowitzi Mamet et Roux, Beresella sp., Donezella lutugini Masl., Dvinella distorta Kul., Paraepimastopora aff. kansasensis (John.), стахеоидесы; брахиоподы Schizophoria resupinata Mart., Productus pseudogruenewaldti Ein., Athyris ambiqua Sow. Стриатиферы и хориститы отсутствуют. Мощность богдановского горизонта 17 м. acutiformis Kir., E. pseudostruvei angusta Kir., E. pseudoovoidea Reitl., E. klautzanae Grozd. et Leb., Millerella (Eostaffella) lenticula (Grozd. et Leb.), M. variabilis Raus., Plectomillerella sp., Plectostaffella varvariensis Brazhn. et Pot., Pl. varvariensis lata Brazhn. et Vdov., Pl. schwetzovi asymmetrica Brazhn. et Vdov., Pl. jakhensis Reitl., Pl. mira Raus., Pl. bogdanovkensis Reitl., globivalvulina moderata Reitl., Gl. glomerata R. Ivan., астеро- и неоархедискусы; водоросли Rectangulina tortuosa (Antrop.), Praedonezella cespeformis Kul., Anthracoporellopsis machaevi Masl., Nanopora fragilissima Masl., N. anglica Wood, Asphaltinella horowitzi Mamet et Roux, Beresella sp., Donezella lutugini Masl., Dvinella distorta Kul., Paraepimastopora aff. kansasensis (John.), стахеоидесы; брахиоподы Schizophoria resupinata Mart., Productus pseudogruenewaldti Ein., Athyris ambiqua Sow. Стриатиферы и хориститы отсутствуют. Мощность богдановского горизонта 17 м.

Среди фораминифер явно доминируют псевдоэндотиры и плектоштаффеллы, особенно Plectostaffella varvariensis, Pl. jakhensis и зональный вид Pl. bogdanovkensis.

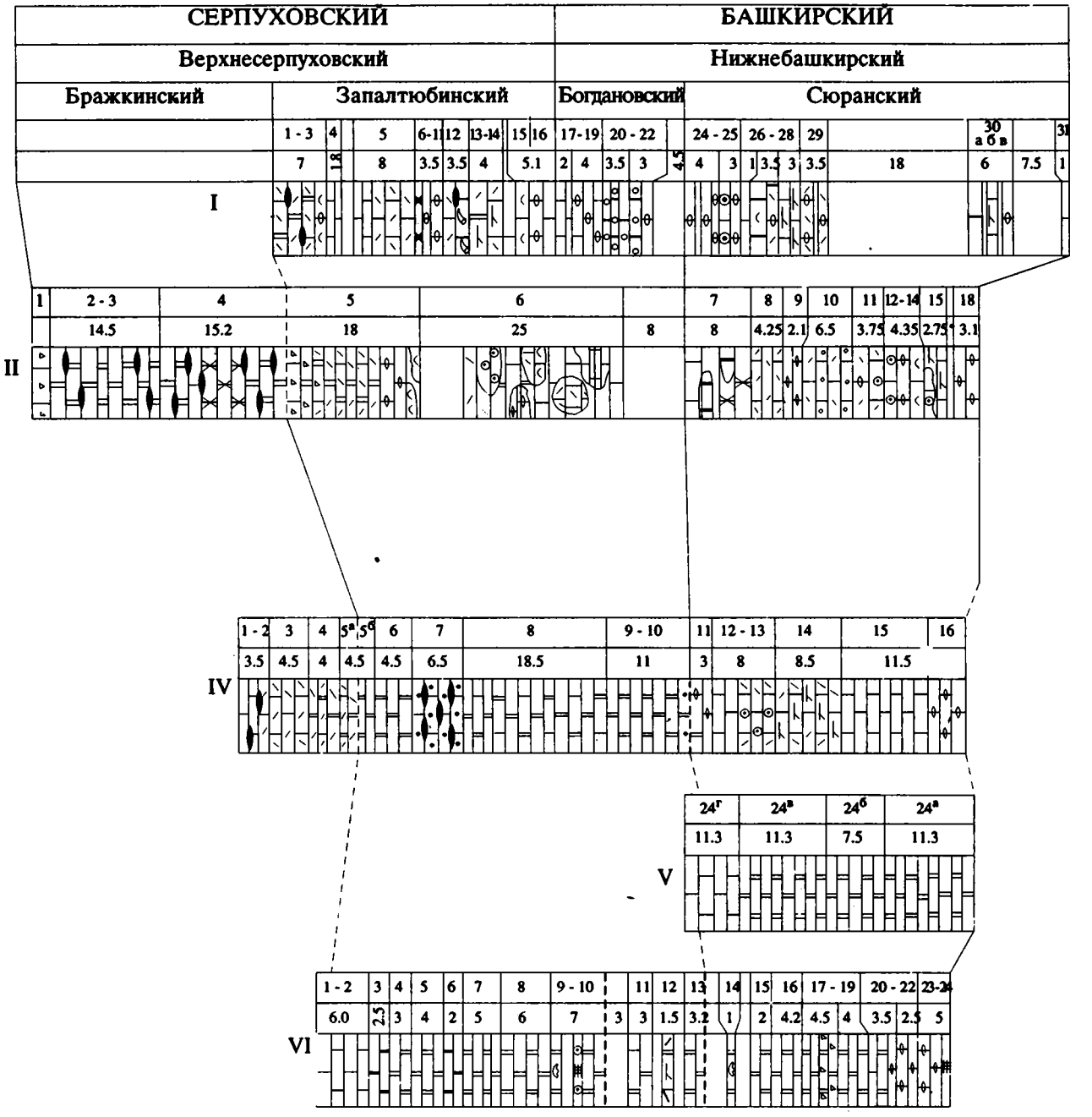
В остальных разрезах установить достоверно богдановский горизонт не удалось по разным причинам: либо не обнажена граница нижнего и среднего отделов, либо основание разреза представлено мощной толщей доломитов. Тем не менее в последнем случае граница отделов устанавливается довольно уверенно по смене типов карбонатных пород.

Сюранский горизонт отвечает стандартной фораминиферовой зоне Eostaffella postmosquensis–E. pseudostruvei–Plectostaffella varvariensis, но на Урале кажется более целесообразным принять за вид–индекс зоны Semistaffella variabilis (Кулагина, 1990), поскольку это наиболее оправданно с эволюционной точки зрения. Первые три вида появляются еще в верхах серпуховского яруса и характеризуют сюранский горизонт в объеме двух цефалоподовых зон: Homoceras и Reticuloceras, тогда как Semistaffella variabilis фиксирует начало сюранского времени, является предковым видом среднекаменноугольного рода Pseudostaffella и соответствует только генозоне Reticuloceras.

Отложения сюранского горизонта устанавливаются во всех изученных разрезах, кроме III (обн. 1724) и V (обн. 1729, д. Колослей), в котором основание разреза сложено доломитами без определимой микрофауны (рис. 2). Представлен горизонт главным образом коричнево- и темно-серыми, реже – серыми тонкозернистыми средне- и толстослоистыми известняками, участками окремнелыми, фораминиферовыми и пелитоморфными по составу, с прослоями водорослевых (донецелловых), криноидных и брахиоподовых (мартиниевых). Комплекс фораминифер, альгофлоры и брахиопод весьма разнообразный: многочисленные прикрепленные формы (толипаммины, палеонубекулярии, аммовертеллы), Planoendothyra aljutovica Reitl., Endothyra ex gr. bowmani Brazhn. et Pot., брэдиины (5 видов), Pseudoendothyra tchernjaevae (Grozd. et Leb.), Eostaffella pseudostruvei Raus. et Bel. и E. postmosquensis Kir. с подвидами, E. pseudoovoidea Reitl., E. kashirica Raus., E. kashirica rhomboides Raus., E. ovoidea Brazhn. et Pot., E. korobcheevi Raus., Plectostaffella varvariensis (Brazhn. et Pot.) с подвидами, Pl. mira (Raus.), Pl. mira obtusa Reitl., Pl. jakhensis Reitl., Pl. bogdanovkensus Reitl., Pl. cuboides (Rum.), Millerella uralica Kir., M. umbilicata Kir., M. paraumbilicata Man., Semistaffella variabilis Reitl., S. primitiva Reitl., Climacammina aljutovica Reitl., Biseriella minima (Reitl.), B. scaphoidea (Reitl.), Globivalvulina kamensis Reitl., Gl. cmoderata Reitl., Gl. procera Post., Asteroarchaediscus subbaschkiricus (Reitl.), Ast. pustulus (Reitl.), Neoarchaediscus postrugosus (Reitl.), N. gregorii (Dain), N. incertus (Grozd. et Leb.), Rugosoarchaedicsus tumefactus (R. Ivan.), Eolasiodiscus grandis R. Ivan.; водоросли Donezella lutugini Masl., Claracrusta catenoides (Hom.), Anthracoporella girtyi Mamet et Roux, Cuneiphycus johnsoni Flüg., Stacheia marginulinoides Brady, Stacheoides polytrematoides (Brady), Aoujgalia variabilis Term. et Term.; брахиоподы Martinia semiconvexa Chao, M. timanica Tchern. и др., Productus concinnus Sow., Pr. corrugatus Mc Coy, Choristites bisulcatiformis Semich., ругозы, хететиды.

Среди фораминифер количественно преобладают эоштаффеллы, плектоштаффеллы и "звездчатые" архедисциды. Из плектоштаффелл чаще остальных встречаются Pl. varvariensis baisultanica Reitl., Pl. varvariensis indecora Reitl., Pl. mira (Raus.). Водоросли довольно разнообразны, но по систематическому составу преобладают либо зелёные, либо красные. Хориститы и продуктусы немногочисленны и распределены неравномерно. Мартинии же образуют массовые скопления. Мощность сюранского горизонта от 36.2 до 50.5 м.

В разрезе "Яхино" (Дмитриев, Наливкин, 1927) горизонт C_2^1 - I, выделенный Эйнором (1958), разделен нами на 2 горизонта: богдановский с зональным видом Plectostaffella bogdanovkensis и


СЕРПУХОВСКИЙ
БАШКИРСКИЙ
Верхнесерпуховский
Нижнебашкирский
Бражкинский
Запалтюбинский
Богдановский
Сюранский
I
II
IV
V
VI

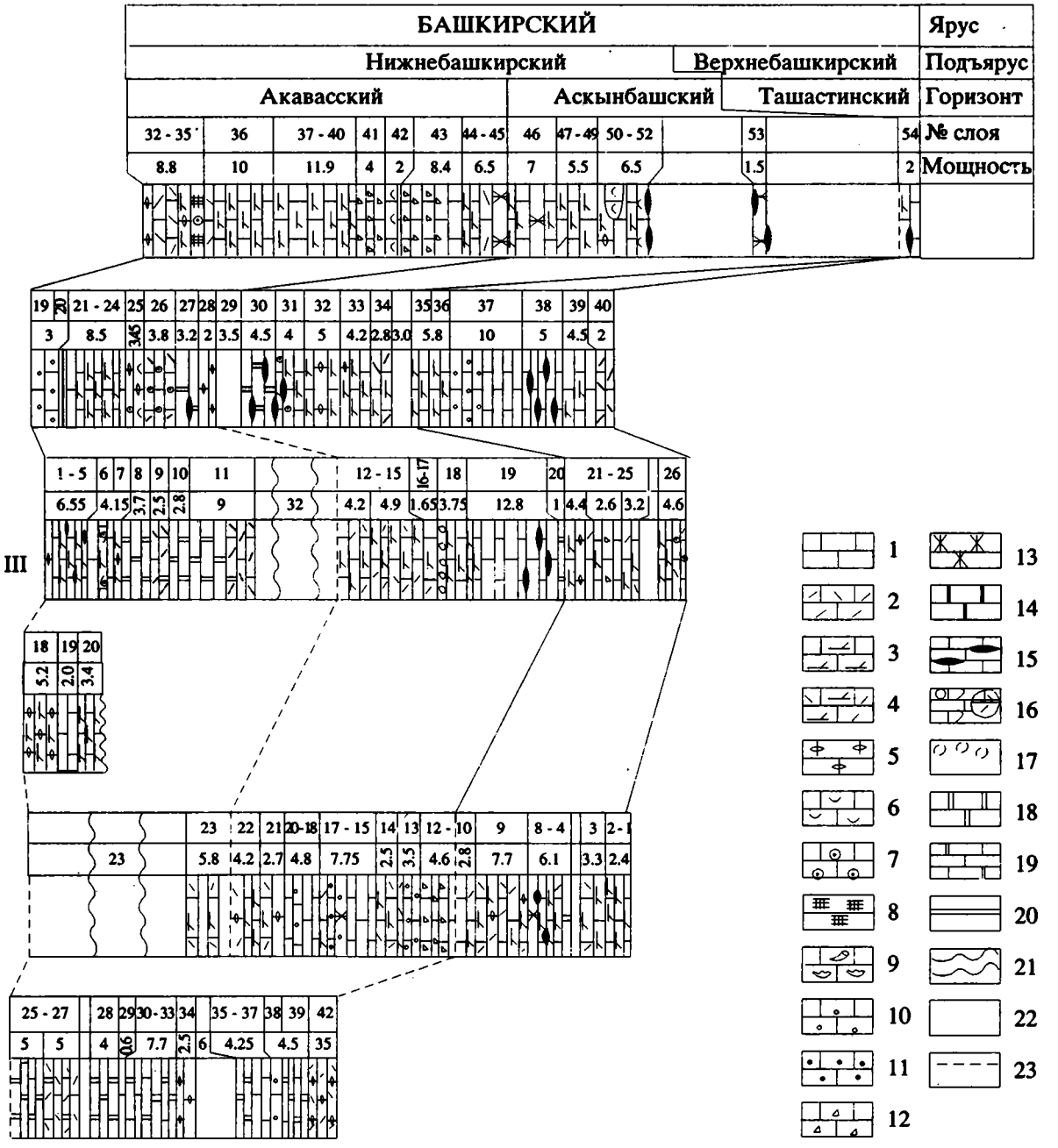


Рис. 2. *Корреляция разрезов башкир- ского яруса Симской мульды.*
I – "Яхино", II – "Жукова Шишка", III – обн. 1724; IV –обн. 3/88; V – обн. 1729, д. Колослей; VI – обн. 9/89, ст. Симская.
Известняки:
1 – пелитоморфный; 2 – полидетритовый; 3 – водорослевый; 4 – водорослево-полидетритовый; 5 – фораминиферовый; 6 – брахиоподовый; 7 – криноидный; 8 – мшанковый; 9 – коралловый;10 – оолитовый; 11 – органогенный песчаник; 12 – брекчиевидный; 13 – микросгустковый (микрокомковатый);14 – окремнелый; 15 – с кремнями; 16 – пелитоморфный с линзами дру- гих типов органогеннодетритового известняка; 17 – мелкогалечный конгломерат; 18 – доломит; 19 – доломитизированный известняк; 20 – аргиллит; 21 – перерыв в обнажении; 22 – не обнажено; 23 – предполагаемые границы.

сюранский с зональным видом Semistaffella variabilis. Стриатиферы и гигантопродуктусы в горизонте C_2^1 - I отсутствуют.

Акавасский горизонт в Симской мульде устанавливается во всех изученных разрезах по появлению зонального вида Pseudostaffella antiqua, но в полном объеме выделяется в 4 разрезах: I - III и VI (рис. 2). Нижняя часть горизонта представлена преимущественно темно-серыми до черных с коричневым оттенком водорослевыми и водорослево-полидетритовыми известняками с прослоями оолитовых; верхняя – серыми и коричнево-серыми брекчированными окремнелыми известняками с линзообразными кремнями, прослоями темных пелитоморфных, микросгустковых, водорослевых и криноидно-брахиоподовых. Характерной особенностью акавасского горизонта является наличие нескольких прослоев оолитового известняка и почти черного ракушечника 0.8 м мощностью, состоящего из брахиопод Productus concinnus Sow., Marginifera borealis Iva., Schizophoria resupinata Mart., Atthyris ambiqua Sow. и др. По всей толще рассеяны брахиоподы: Productus neoinflatus Lich., Pr. uralicus Tchern., Choristites pseudobisulcatus Frcks. et Rot., Ch. transwersus Semich., Ch. uralicus asiatica Frcks., Ch. mansuji Chao, мшанки, мелкие членики криноидей, пелециподы Pterinopecten sp., Grammysiopsis cf. donaica Tchern., образующие иногда линзообразные скопления. Фораминиферы и водоросли разнообразны и многочисленны. Основной фон сообщества составляют толипаммины, крупные брэдиины, эоштаффеллы, плектоштаффеллы, семиштаффеллы, псевдоштаффеллы и архедисциды. Большинство из них переходит из нижележащих башкирских отложений, кроме Eostaffella ljudmilae Raus., E. acutissima Kir., E. mixta Raus., Plectostaffella mira (Raus.) и всех псевдоштаффелл, являющихся совершенно новым элементом сообщества и составляющим около половины всего комплекса микрофауны. Это – Pseudostaffella antiqua (Dutk.), Ps. korobezkikh Raus. et Saf., Ps. ziganica Sin., Ps. sofronizkyi Saf., Ps. varsanofievae Raus., Ps. irinovkensis Leont., Ps. minor Raus. Чуть выше по разрезу – Ps. antiqua grandis Schlyk., Ps. antiqua posterior Saf., Ps. compressa Raus., Ps. paracompressa extensa Saf., Ps. proozawai Kir., Ps. ex gr. praegorskyi Raus., Ps turbulenta Grozdet Leb. Характерно появление шубертелл и озаваинелл, а именно: Schubertella obscura Lee et Chen, Ozawainella aurora Grozd. et Leb., наличие частых брэдиин с толстой грубопористой стенкой (Bradyina pseudonautiliformis Reitl., Br. eonautiliformis Reitl.), эндотаксисов, прикрепленных форм в тонкозернистых разностях. К ним же тяготеют глобивальвулины и бисериеллы, а также уплощенные неоархедискусы, особенно N. gregorii (Dain), N. cincertus (Grozd. et Leb.). В верхней половине горизонта встречены первые Ozawainella rhombiformis Man. и Oz. ex gr. paratingi Man. Зеленые и красные водоросли по разнообразию таксонов находятся примерно в равном соотношении, но породообразующее значение имеют донецеллы и кларакрусты.

В районе ст. Симской ниже устья р. Колослейки (VI разрез) акавасский горизонт представлен землисто-серыми и желтовато-серыми доломитами с редкими прослоями фораминиферовых, детритовых и пелитоморфных известняков. Эти прослои обычно серые или темно-серые с коричневым оттенком и содержат мелкие продуктиды, Athyris sp., раковины Choristites sp., редкие Rugosa и криноидеи. Верхняя граница акавасского горизонта здесь подчеркнута литологически сменой тонкослоистых (5 - 10 см) темно-коричневых известняков землисто-серыми массивными доломитами. Мощность горизонта от 24 до 50 м.

Аскынбашский горизонт соответствует фораминиферовой зоне Pseudostaffella praegorskyi–Profusulinella staffellaeformis и устанавливается в пяти изученных нами разрезах: I - III, V и VI (рис. 2). Критерий для проведения границы между акавасским и аскынбашским горизонтами – появление в разрезе вида-индекса Pseudostaffella praegorskyi.

Известняки аскынбашского горизонта обнажаются либо в виде небольших пологозалегающих уступов (разрез "Яхино"), либо в виде крутопадающих скал ("Жукова Шишка"). Представлены они преимущественно тонкозернистыми темно- и коричнево-серыми слоистыми известняками с немногочисленными прослоями более светлых доломитов. Изредка встречаются тонкие рассланцованные кремнисто-глинистые породы с толщиной слоев 1 - 2 см, чаще – черные кремни и линзы брахиоподовых ракушечников. Известняки, главным образом водорослевые и водорослево-фораминиферовые с плослоями пелитоморфных, микросгустковых и битуминозных, очень сходные с одновозрастными породами стратотипического разреза. Фораминиферы и водоросли разнообразны и многочисленны, но основной фон комплекса составляют псевдоштаффеллы. Это Pseudostaffella antiqua (Dutk.), Ps. antiqua posterior Saf., Ps. varsanofievae Raus., Ps. irinovkensis Leont., Ps. korobezkikh Raus. et Saf., Ps. compressa Raus., Ps. paracompressa Saf., Ps. paracompressa extensa Saf., Ps. praegorskyi Raus., Ps. proozawai Kir. f. minima, Ps. nibelensis Raus. Примечательно преобладание среди эоштаффелл плоско- и чечевицеобразных форм с приостренной срединной областью и нередко прикасающимися оборотами (E. mutabilis Raus., E. mutabilis rjasanensis Raus., E. korobcheevi Raus.). По-прежнему часто встречаются астеро- и неоархедискусы. Характерно присутствие древних реккурентных форм, таких, как Bisphaera, Parathurammina brazhnikovae Vdov., Radiosphaera ponderosa Reitl., тогда как единичные Profusulinella staffellae-

formis встречены только в одном разрезе у ст. Симской (VI). В верхних слоях горизонта наблюдаются первые Ozawainella pararhomboidalis f. minima. Породообразующее значение имеют донецеллы, кларакрусты и Masloviporidium delicata (Berch.), к которым нередко присоединяются Stacheoides meandriformis Mamet et Rudl., Aoujgalia variabilis Term. et Term. По всей толще известняков рассеяны продуктиды, Choristites bisulcatiformis Semich., Ch. uralicus asiatica Frcks., Ch. yanghukovensis baschkirica Semich., Marginifera sp. и другие брахиоподы, ругозы, Chaetetes aff. capillaris Phill., криноидеи, гастроподы.

В VI разрезе (ст. Симская) обнажена только часть аскынбашского горизонта, но ее подошва хорошо выражена морфологически: тонкослоистые темные с коричневым оттенком пелитоморфные волнисто-косослоистые известняки акваского горизонта сменяются массивными землисто-серыми доломитами с Syringopora, одиночными Rugosa, мелкими продуктусами, криноидеями. Мощность аскынбашского горизонта меняется от 28 до 54.5 м.

ВЕРХНЕБАШКИРСКИЙ ПОДЪЯРУС

Карбонатные отложения верхнебашкирского подъяруса выделяются в Симской мульде в объеме только нижнего – ташастинского горизонта. Самая верхняя часть яруса, видимо, входит в состав колослейкинской свиты, состоящей из черных аргиллитов, кремней, пелитоморфных известняков и мергелей сокращенных мощностей и объединяющей в себе также и московский ярус (табл. 1).

Ташастинский горизонт соответствует фораминиферовой зоне Ozawainella pararhomboidalis и устанавливается в разрезах II, III, V и условно в разрезе I (рис. 2). Граница с аскынбашским горизонтом проводится по появлению в разрезе зональной формы. Наиболее полный разрез ташастинского горизонта обнажен на горе Жукова Шишка (II), где известняки нижне- и верхнебашкирского подъярусов разделяет глубокий узкий лог, после которого обнажаются известняки темно-серые и землисто-серые с коричневым оттенком, тонко- и мелкозернистые, слоистые (толщина слоев от 5 до 23 см), стоящие почти вертикально, содержащие ближе к кровле желваки светлых кремней. Микроскопически известняки пелитоморфные (преобладают), водорослевые, оолитовые и полидетритовые с мелкими продуктидами, хориститами, криноидеями, фораминиферами: толипамминами, палеонубекуляриями, крупными брэдиинами, Novella evoluta Grozd. et Leb., псевдоштаффеллами, в том числе Ps. antiqua grandis Schlyk., Ps. krasnopolskyi (Dutk.), Ps. praegorskyi Raus., Ps. subquadrata Grozd. et Leb., Ps. ex gr. latispiralis Kir., Schubertella obscura Lee et Chen, Ozawainella aurora Grozd. et Leb., Oz. alchevskiensis Pot., Oz. pararhomboidalis Man. f. minima, Oz. pararhomboidalis Man., Profusulinella parva (Lee et Chen).

В других разрезах Симской мульды, где установлен ташастинский горизонт, встречены также Eostaffella mytabilis Raus., E.mutabilis rjasanensis Raus., Schubertella mosquensis Raus., Sch.ex gr. pauciseptata Raus., Pseudostaffella gorskyi (Dutk.), Ps. proozawai f.maxima Sin., Ozawainella plana Pot., Profusulinella staffellaeformis Kir. Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание багрянок Stacheoidella spissa Petr. et Mamet, Stacheoides meandriformis Mamet et Roux, St. tenuis Petr. et Mamet, Aoujgalia variabilis Term. et Term., Komia abundans Korde, Urtasimella sp. и др. Кроме донецелл, породообразующее значение имеют масловипоридиумы и Claracrusta catenoides (Hom.).

В разрезе "Яхино" к ташастинскому горизонту верхнебашкирского подъяруса условно отнесена самая верхняя 2-х метровая пачка известняков на основании находок Pseudostaffella krasnopolskyi kyzelensis Grozd. et Leb., характерных для позднебашкирских и раннемосковских (верейских) отложений. Известняки темно-серые до черных, слоистые, тонкозернистые, окремнелые, водорослево-фораминиферовые с комплексом фораминифер и водорослей, обычным для данного возрастного интервала.

Из всех изученных разрезов Симской мульды отложения ташастинского горизонта имеют самую большую мощность в разрезе "Жукова Шишка" (27.3 м), вполне соизмеримую с мощностями остальных горизонтов башкирского яруса в этом разрезе. Следует отметить редкую встречаемость профузулинелл. Неполноту палеонтологической характеристики восполняют многочисленные и разнообразные псевдоштаффеллы, несколько видов шубертелл и озаваинелл, которые дают достаточно полное представление о ташастинском горизонте верхнего башкира.

Погоризонтное сравнение комплексов микрофауны Симской мульды и стратотипа по р. Аскын, находящихся в 100 км друг от друга, но в одной структурно-фациальной зоне, показывает не только большое сходство между ними как по фауне, так и по литологии, но и подтверждает надежность выбранного в качестве стратотипа башкирского яруса разреза по р. Аскын. Более полное представление о богдановском горизонте дает разрез "Яхино" Симской мульды.

Несмотря на некоторые отличия в составе комплексов фораминифер, касающиеся в основном количества особей таксонов, все горизонты башкирского яруса стратотипа и Симской мульды уверенно коррелируются с одновозрастными отложениями Волго-Уральской области, восточного склона Урала, Донбасса, Средней Азии, Центрального Казахстана, т.е. всех регионов, входящих в один биогеографический пояс.

Располагая детальным фактическим материалом по микрофауне пограничных отложений нижнего и среднего карбона и башкирского яруса Симской мульды и стратотипического разреза по р. Аскын, можно вывести некоторые закономерности в обосновании границ стратонов на уровне отделов, ярусов, подъярусов и горизонтов.

Впервые между Юрюзано-Айской и Бельской впадинами на западном склоне Урала в самых верхах серпуховского яруса нами выделен староуткинский горизонт, являющийся аналогом запалтюбинского горизонта Восточно-Европейской платформы (Унифиц. и корреляц. схемы ..., 1988), отличительной особенностью которго является наличие единичных окских Janischewskina, Endothyranopsis, Archaediscus, массовых серпуховских стриатифер вместе с плектоштаффеллами, эштаффеллами, архедисцидами и водорослями Donezella, характерных уже для башкирских отложений. Выделение богдановского горизонта на Урале имеет также принципиальное значение для решения проблемы границы нижнего и среднего карбона в основании цефалоподовой зоны Homoceras, что соответствует решению Международной подкомиссии по стратиграфии карбона. Гониатиты на Урале встречаются редко, поиски их сопряжены с большими трудностями, поэтому биостратиграфическим обоснованием для решения границ стратонов и их сопоставления являются фораминиферы.

Следует сразу подчеркнуть, что нижняя граница башкирского яруса и на Аскыне, и в разрезах Симской мульды выражена четко и литологически, и фаунистически, так как повсеместно богдановскому горизонту соответствует толща без стриатифер и хориститов. Граница нижнего и среднего карбонами принимается нами в основании фораминиферовой зоны Pl. bogdanovkensis, что соответствует основанию гониатитовой зоны Homoceras и становлению признаков конодонтового рода Declinognathodus. Именно на этом рубеже поисходят наиболее важные изменения в филогении ведущих групп фораминифер (рис. 3). Таковыми для данного рубежа являются представители семейств Eostaffellidae, Biseriamminidae и Lasioduscidae, что убедительно показала Е.И. Кулагина (1990) на примере целого ряда разрезов Южного Урала обоих склонов Урала.

Полученные нами данные по Симской мульде и стратотипу башкирского яруса по р. Аскын подтверждают отмеченные ею особенности развития эоштаффеллид и бисериамминид на границе двух отделов карбона, кроме лазиодисцид из-за редкой их здесь встречаемости. Особенности эти с некоторыми добавлениями таковы: закрепление признака колебания осей навивания до 90° у эоштаффеллид, приведшее к образованию рода Plectostaffella, а затем и Semistaffella; формирование трехслойной стенки у бисериамминид. Смещение оси навивания происходит также у миллерелл и медиокрисов. Наблюдается усиление эволюционной линии уплощенных эоштаффелл, приведшей к образованию рода Novella в более высоких горизонтах яруса.

В богдановское время происходит усиленное видообразование рода Plectostaffella (в разрезе "Яхино" определено 8 видов и подвидов), развитие фораминифер ряда Eostaffella pseudostruvei E. postmosquensis, довольно крупных глобивальвулин с тонкой, но дифференцированной стенкой, эндотир группы bowmani, Semiendothyra surenica с трехслойной стенкой, Planoendothyra aljutovica, Endotaxis brazhnikovae. Обращает на себя внимание большое количество прикрепленных форм, особенно толипаммин и хаплофрагмин, полное отсутствие окских элементов микрофауны. Первые примитивные Semistaffella появляются ближе к кровле горизонта. Характерны Plectomillerella со смещенной осью навивания, но в целом граница богдановского горизонта с вышележащим сюранским менее отчетливая, чем нижняя. В стратотипе комплекс фораминифер обеднен в результате доломитизации известняков.

В новой Унифицированной схеме карбона Урала 1990 г. граница отделов принята в основании гониатитовой зоны H и фораминиферовой Pl. bogdanovkensis в отличие от Унифицированной схемы Восточно-Евроейской платформы (1988). С выделением богдановского горизонта на Урале объем сюранского уменьшается на целую зону, и он отвечает только генозоне Reticuloceras в соответствии со стратотипом.

Наиболее прмечательной чертой сюранского времени является преобладание в биоценозах мелких, вытянутых по диаметру эоштаффелл или "звездчатых" архедисцид, появление с основания горизонта зонального вида Semistaffella variabilis, крупных брэдиин, увеличение видового разнообразия миллерелл и плектоштаффелл, число таксонов которых здесь достигает 12. Ближе к кровле горизонта появляются семиштаффеллы, которые весьма близки к мелким псевдоштаффеллам. Обращает на себя внимание присутствие реккурентных форм (Bituberitina sp., Paracaligella sp.) и вытянутых по диаметру миллерелл. Среди них имеются особи, близкие M.marblensis и характерные для пенсильванских отложений Северной Америки. Во всех разрезах, где нами выделяется сюранский горизонт, его нижняя граница устанавливается по появлению в разрезе Semistaffella variabilis. В то же время следует отметить, что комплексы фораминифер богдановского и сюранского горизонтов близки, их довольно трудно отличить друг от друга, поэтому, видимо, в ряде разрезов Урала низы толщ, относимых к сюранскому горизонту, объединяют две гониатитовые зоны: Homoceras и Reticuloceras. Это и нашло отражение в новой Унифици-

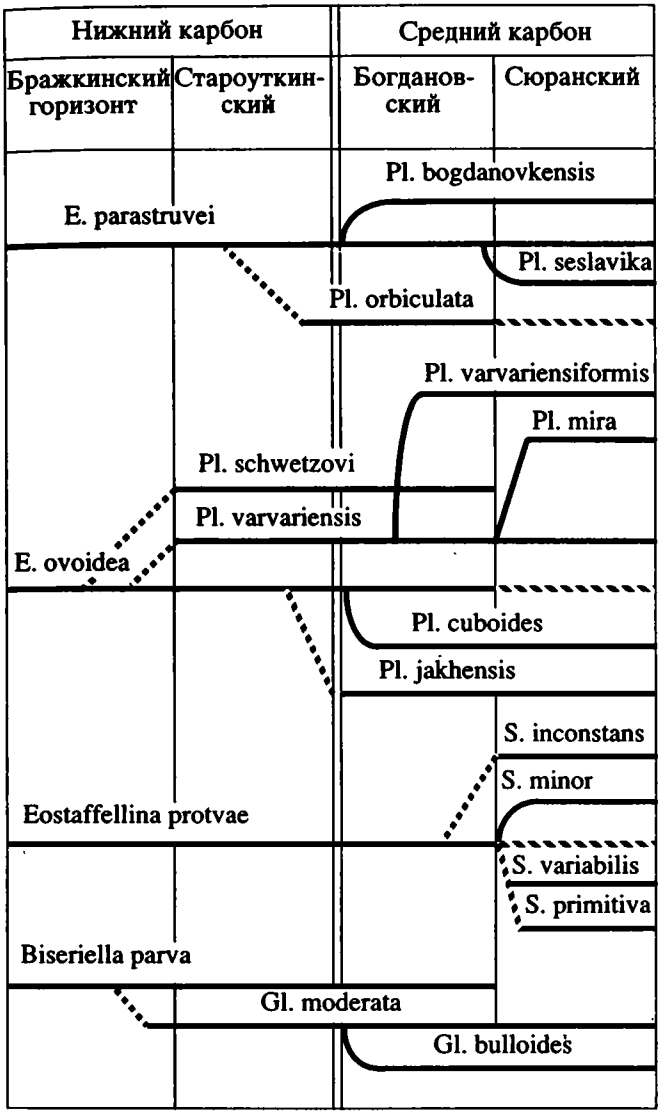


Рис. 3. *Схема филогенетического развития рода Plectostaffella, Semistaffella Globivalvulina на границе нижнего и среднего отделов карбона.*

рованной схеме карбона Урала 1990 г. Особенностью сюранского времени является также появление хориститов и массовые скопления мартиний, образующих прослой ракушечника.

Нижняя граница акавасского горизонта устанавливается, как правило, однозначно: по первому появлению в разрезе Pseudostaffella antiqua, но бывают исключения из правил, что мы и наблюдали в некоторах разрезах Симской мульды, а также и на восточном склоне Урала. Случается, что в силу фациальных особенностей разреза в основании горизонта и даже в его первой половине отсутствует вид-индекс и первые псевдоштаффеллы трудно отличить от семиштаффелл. Это относится, в частности, к видам Ps. ziganica, Ps. korobezkikh и Ps. varsanofievae, которые также фиксируют начало акавасского времени, когда отсутствует зональный вид. В таких случаях немалую роль в палеосообществе играют эоштаффеллы с оттянутой килеватой периферией, разнообразные параштаффеллы и семиштаффеллы. Более крупные псевдоштаффеллы с четкими признаками рода появляются чуть выше: примерно с основания второй трети горизонта (Ps. antiqua grandis, Ps. antiqua posterior). Они постепенно вытесняют семиштаффелл. Со второй половины горизонта наблюдаются единичные шубертеллы, мелкие ромбические озаваинеллы, дальнейшее развитие которых происходит позднее.

С аскынбашским временем связан в первую очередь расцвет псевдоштаффелл и появление среди них группы довольно крупных форм с уплощенной периферией и более мощными хоматами, чем у акавасских видов. Наряду с зональным видом Ps. praegorskyi, таковыми являются Ps. krasnopolskyi, Ps. composita, Ps. ex gr. nibelensis и др. К этому же времени приурочено появление псевдоштаффелл группы Ps. ozawai: Ps. proozawai, Ps. proozawai acuta, Ps. proozawai f. umbonata, minima, maxima, вытянутых по диаметру и с выпуклыми боковыми склонами. Нередки формы с приостренной периферией и уплощенными боковыми склонами, близкие московскому виду Ps. topilini. Появление таких псевдоштаффелл – важный критерий определения границы между акавасским и аскынбашскими горизонтами. Такая особенность аскынбашских псевдоштаффелл прослеживается вдоль всей территори Урала. Роль семиштаффелл и плектоштаффелл здесь фактически равна нулю. Первые сферические Profusulinella staffellaeformis появляются одновременно с Ps. praegorskyi, а единичные Profusulinella ex gr. parva – только в конце аскынбашского времени, но далеко не в каждом разрезе. Роль шубертелл и мелких ромбических озаваинелл здесь гораздо заметнее, чем в акавасское время. Следует только заметить, что в Восточно-Европейской провинции такие озаваинеллы появляются позднее.

Для позднебашкирского времени Симской мульды и стратотипа характерно развитие озаваинелл, профузулинелл, шубертелл и псевдоштаффелл с более сложной организацией, чем в раннебашкирское время. Первые альютовеллы известны только по р. Аскын, так как в Симской мульде самый верхний асатауский горизонт башкирского яруса представлен колослейкинской свитой, не содержащей фораминифер.

Ташастинское время повсеместно характеризуется развитием ромбоидных озаваинелл. Обычно они имеют выпуклую пупковую область и, в отличие от раннебашкирских, более крупные размеры, четкий киль и довольно мощные лентовидные хоматы. К сожалению, зональный вид Ozawainella pararhomboidalis встречается не повсеместно. Более или менее постоянны в сообществе Profusu-

linella parva и Pr. ex gr. parva, заметно меняется состав псевдоштаффелл в сторону уменьшения таксономического разнообразия, омоложения, увеличения размеров и хомат. Наряду с Ps. praegorskyi начинают встречаться Ps. gorskyi, Ps. subquadrata, Ps. ex gr. latispiralis, Ps. krasnopolskyi kyzelensis, которые характерны для раннемосковских отложений. Сокращается количество форм из группы Ps. ozawai, разнообразнее становятся шубертеллы, отмечены первые новеллы. Особенностью изученных нами разрезов Симской мульды и стратотипа является редкая встречаемость профузулинелл и количественное преобладание озаваинелл и псевдоштаффелл, а также отсутствие слоев с Profusulinella primitiva, выделенных Г.Д. Киреевой (1971) по р. Зилим и характерных для других регионов. Нами не встречены также Ps. rhombiformis, Ps. oblonga, указанные ею для нижней части ташастинского горизонта, если не считать одного сомнительного обломка Ps. ex gr. rhombiformis в разрезе Аскын (Синицына, Синицын, 1987). Дело, видимо, в неблагоприятных фациях для развития профузулинелл, поскольку отложения ташастинского горизонта представлены главным образом водорослевыми, шламовыми и пелитоморфными известняками.

Самый верхний асатауский горизонт известен только в стратотипе, где встречаются редкие альютовеллы (Al. tikhonovichi) и не менее редкие профузулинеллы, но более разнообразные по составу, чем ташастинские. К уже известным видам добавляются единичные Profusulinella prisca, Pr. ex gr. prisca. Отсутствие верелл в стратотипе, как и малочисленность профузулинелл в позднебашкирское время, свидетельсвует о неблагоприятных условиях для их развития, так как господствующее положение во всех изученных разрезах занимали водоросли, особенно багрянки и зеленые донецеллы и кларакрусты. Многочисленные вереллы появляются севернее, на Среднем Урале в разрезах р. Чусовой, обрамляющих северное окончание Уфимского амфитеатра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения пограничных отложений нижнего - среднего карбона Симской мульды впервые для этой территории выделены староуткинский (верхний в серпуховском ярусе) и богдановский (нижний в башкирском ярусе) горизонты, что подтверждает отсутствие перерыва на границе двух отделов.

Башкирский ярус подразделен на два подъяруса, а последние на горизонты и фораминиферовые зоны. Верхнебашкирские отложения также установлены в Симской мульде впервые.

Все фораминиферовые зоны, выделенные в изученных разрезах мульды, хорошо сопоставляются с таковыми стратотипического разреза по р. Аскын, дополняют их характеристику и усиливают корреляционные возможности. Биостратиграфические комплексы фораминифер подвержены значительным изменениям под влиянием фаций, тем не менее их основное "ядро" прослеживается на всей территории Урала, Восточно-Европейской платформы, Донбасса, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.

Впервые выделены и водорослевые сообщества, позволяющие оценить фораминиферовые комплексы с позиций фациальной зависимости.

ЛИТЕРАТУРА

Дмитриев Г.А., Наливкин В.Д. Верхний палеозой Симского завода // Проблемы советской геологии. 1927. № 7. С. 607 - 616.

Киреева Г.Д. Уточнение стратиграфии башкирского яруса Горной Башкирии на основании изучения фораминифер // Биостратиграфия отложений башкирского яруса Волго-Уральской области. Тр. ВНИГНИ. Вып. 107. М.; 1971. С. 6 - 54.

Кулагина Е.И. Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего карбона Южного Урала по фораминиферам: Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР. 1990. 21 с.

Малахова Н.П., Малахов А.А. Московский и гжельский ярусы Среднего Урала // Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. Вып. 59. Свердловск, 1961. 161 с.

Петренко А.А., Кипарисова Л.Д. Очерки по стратиграфии каменноугольных отложений западного склона Южного Урала. I. Стратиграфия каменноугольных отложений окрестностей д. Яхьи // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. XV. Вып. 6. № 2. С. 541 - 563.

Рейтлингер Е.А. К вопросу о границе богдановского и краснополянского горизонтов (фораминиферы зоны Homoceras) // Вопросы микропалеонтологии. 1980. Вып. 23. С. 23 - 38.

Синицына З.А., Синицын И.И. Биостратиграфия башкирского яруса в стратотипе. Уфа: БФАН СССР, 1987. 76 с.

Унифицированные и корреляционные схемы девона и карбона Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.

Чувашов Б.И., Мизенс Г.А. Верхний палеозой р. Ай (западный склон Южного Урала) // Ежегодник – 1990: ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск. УрО АН СССР. 1991. С. 17 - 23.

Эйнор О.Л. Исследования по стратиграфии карбона восточной окраины Урало-Волжской нефтеносной области (Горная Башкирия). М.: Гостоптехиздат, 1958. 194 с.

Эйнор О.Л., Фурдуй Р.С., Александров В.А. и др. Богдановский и сюранский горизонты каменноугольной системы в бассейне р. Большой Сурень (Горная Башкирия) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 5. С. 1155 - 1157.

Groves J.R. Calcareous foraminifers from the Bashkirian stratotype (Middle Carboniferous, South Urals) and their significance for intercontinental correlations and the evolution of the Fusulinidae // J. Paleontology. 1988. V. 62. N 3. P. 368 - 399.

Глобальные изменения

Эволюция биосферы

УДК 551.5+561:551.763.3(571.65+66).

ЭТАПНОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ФЛОРЫ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО СУБРЕГИОНА.

© 1993 г. А. Б. Герман

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Возраст меловых континентальных флороносных отложений Анадырско-Корякского субрегиона определяется благодаря их чередованию с морскими слоями. Тафофлоры из 11 флороносных разрезов субрегиона группируются в шесть этапов развития позднемеловой флоры: гребенкинский (конец альба? - ранний турон), пенжинский (турон, исключая, вероятно, его начало), кайваямский (коньяк), барыковский (сантон - ранний кампан), горнореченский (нижний? - средний маастрихт) и корякский (поздний маастрихт), с хиатусом во второй половине кампана и, возможно, начале маастрихта. По этим флорам реконструируются потепление в сеномане, похолодание в туроне и коньяке, следующее потепление в сантоне и раннем кампане и похолодание к концу мелового периода. Два наблюдаемых позднемеловых климатических цикла (потепление + похолодание) были вероятной причиной цикличности палеофлористических изменений. Сходные вариации климата фиксируются также в других регионах земного шара и имели, вероятно, широкомасштабный характер.

По истории геологического развития территория Северо-Востока России подразделяется на три субрегиона (рис. 1А): Верхояно-Чукотский, Охотско-Чукотский (вулканогенный пояс) и Анадырско-Корякский. В первом из них осадконакопление в мелу проходило в изолированных угленосных впадинах, во втором отлагались мощные толщи вулканитов наземного происхождения. В верхнем мелу Анадырско-Корякского субрегиона (АКСР) имеются как континентальные флороносные отложения, накапливавшиеся в условиях прибрежно-морских равнин, так и морские, содержащие остатки аммонитов и иноцерамов, причем часто, наблюдая соотношение этих отложений, удается привязать местонахождения ископаемых растений к морской шкале.

Анализ систематического состава и стратиграфического положения тафофлор из 11 флороносных разрезов АКСР (рис. 1Б) позволяет выделить шесть этапов развития позднемеловой флоры указанного субрегиона (рис. 2). На периодизации эволюции этой флоры базируются корреляция флороносных отложений АКСР и выделение фитостратиграфических горизонтов (рис. 3). Для обеспечения стабильности номенклатуры этапов развития флоры (и соответствующих им горизонтов) для каждого из них указывается типовая тафофлора; соответственно стратотипом фитостратиграфических горизонтов принимаются части разрезов, где распространены указанные типовые тафофлоры.

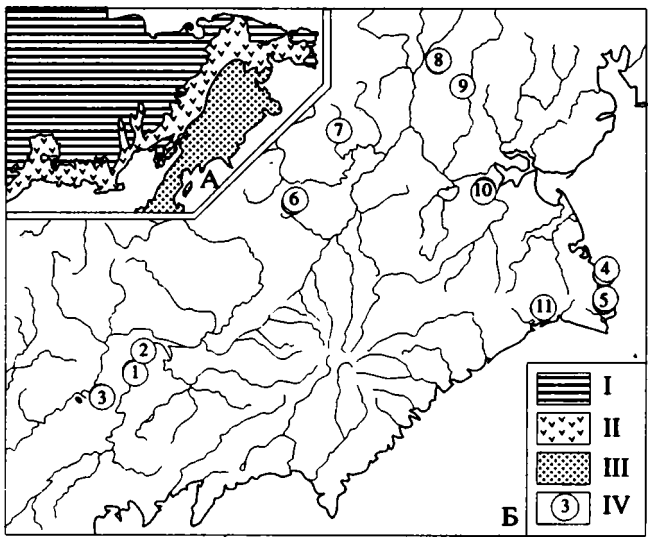


Рис. 1. *Районирование территории Северо-Востока России (А) и местонахождения позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона (Б). I – Верхояно-Чукотский субрегион; II – Охотско-Чукотский субрегион (вулканогенный пояс); III – Анадырско-Корякский субрегион; IV – основные местонахождения ископаемой флор (цифры на схеме): 1 – мыс Конгломератовый, 2 – мыс Валижген, 3 – п-ов Елистратова, 4 – Бухта Угольная, 5 – лагуна Амаам, 6 – р. Гребенка, 7 – левобережье р. Анадырь (р. Убиенка), 8, 9 – хребет Пекульней: западный склон (8), восточный склон (9), 10 – хр. Рарыткин, 11 – оз. Пекульнейское.*

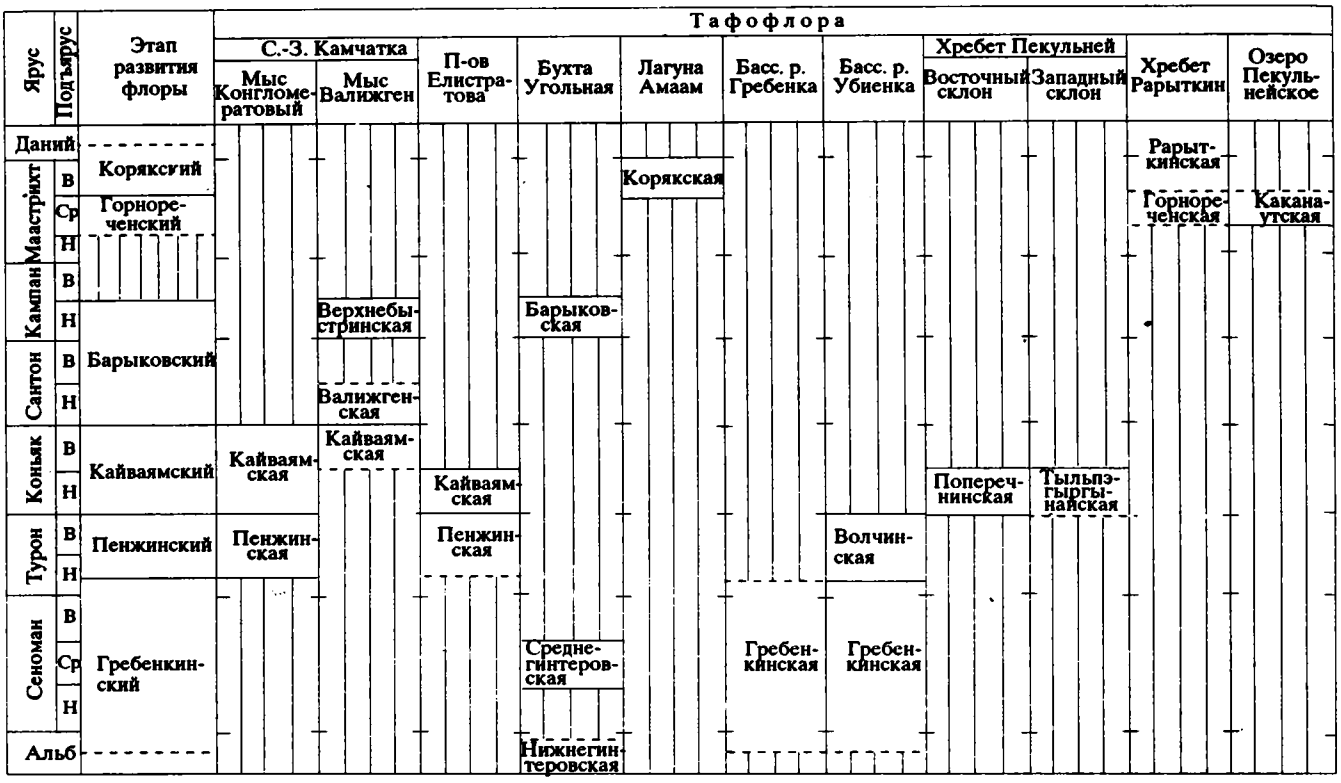


Рис. 2. *Этапы развития позднемеловой флоры АКСР и основные отвечающие им тафофлоры.*

Гребенкинский этап (поздний альб? - сеноман - ? ранний турон). Этому этапу принадлежит гребенкинская флора (включающая ряд тафофлор) из бассейна среднего течения р. Анадырь (Щепетов, Герман, 1990; Щепетов и др., 1992) и среднегинтеровская тафофлора бухты Угольной (Герман, 1988). Тафофлора из криворечинской свиты среднего течения р. Гребенка, наиболее богатая из тафофлор гребенкинской флоры, принимается в качестве типовой для данного этапа.

Для тафофлор гребенкинского этапа можно отметить следующие характерные черты. Покрытосеменные уже достигают значительного разнообразия и составляют около 35% от общего числа видов. Характерны многочисленность представителей рода Menispermites, относящихся к видам M. ginterensis Herman, M. marcovoensis Philippova, M. minimus (Krysht.) Herman, comb. nov., и M. ex gr. septentrionalis Hollick и заметное, хотя и не преобладающее, участие крупнолистных платанообразных, разнообразие которых пока еще не велико. Обычны лопастные листья Araliaephyllum и сложные листья, относимые к роду Scheffleraephyllum, но в действительности, вероятно, принадлежащие роду Debeya. Встречаются представители родов Magnoliaephyllum, Dalbergites, Celastrophyllum, Cissites, Dalembia, Grebenkia, Sorbites, Leguminosites и др., находки Trochodendroides единичны. Среди папоротников обычны Gleichenites, Birisia, Coniopteris и др. Обязательным компонентом флоры являются цикадофиты, представленные Cycadites, Nilssonia (их листья часто образуют скопления на плоскостях напластования пород), Nilssoniocladus, Taeniopteris. Гинкговые включают роды Ginkgo, Baiera, Sphenobaiera, чекановскиевые – род Phoenicopsis, находки которого чрезвычайно редки. Среди хвойных встречаются как относительно древние (Podozamites, Athrotaxopsis, Pagiophyllum, Pityophyllum), так и более молодые (Sequoia, Thuja) роды; наиболее обычными видами среди хвойных являются Cephalotaxopsis intermedia Hollick, Araucarites anadyrensis Krysht. и Elatocladus smittiana (Heer) Seward.

Пенжинский этап (турон, вероятно, исключая его начало). Этому этапу соответствуют пенжинская тафофлора Северо-Западной Камчатки и полуострова Елистратова из отложений валижгенской свиты (Герман, 1991) и волчинская тафофлора из волчинской толщи бассейна р. Убиенка на правобережье р. Анадырь (Девятилов и др., 1980). Пенжинская тафофлора мыса Конгломератовый (северо-запад Камчатки) является типовой для данного этапа.

Тафофлорам пенжинского этапа присущи следующие черты. Крупнолистные платанообразные по разнообразию и частоте встречаемости выходят на первый план. Они представлены древними видами Platanus, а также Arthollia и

Paraprotophyllum. Роль Menispermites несколько сокращается, однако виды этого рода обычны в тафофлорах рассматриваемого этапа (M. kryshtofovichii Vachr., M. septentrionalis Hollick). Продолжает встречаться род Celastrophyllum, причем его представители могут играть заметную роль в составе флористических комплексов. Наряду с видами, общими с тафофлорами гребенкинского этапа (Gleichenites zippei (Corda) Seward, Menispermites septentrionalis Holl., Grebenkia kryshtofovichii E. Lebed., Dalembia pergamentii Herman et Lebed. и др.), появляются покрытосеменные, характерные для более молодых флор Северо-Восточной Азии: Paraprotophyllum ignatianum (Krysht. et Baik.) Herman, Viburniphyllum whymperi (Heer) Herman, "Ziziphus" smilacifolia Budantsev. Обычен род Trochodendroides, представители которого встречаются в тафофлорах пенжинского этапа в значительном количестве. Разнообразие папоротников уменьшается по сравнению с гребенкинским этапом, они относятся к родам Gleichenites, Onychiopsis, Cladophlebis, Arctopteris и др. Многочисленны хвойные, среди которых наиболее часто встречаются Cephalotaxopsis и Sequoia tenuifolia (Schmalh.) Sveshn. et Budantsev. Отмечается появление Protophyllocladus, Metasequoia, Glyptostrobus, Pseudolarix. Обращает на себя внимание отсутствие в тафофлорах пенжинского этапа цикадофитов.

Кайваямский этап (коньяк). Этому этапу соответствуют кайваямская тафофлора из валижгенской свиты Северо-Западной Камчатки и полуостова Елистратова (Герман, 1991), поперечнинская и тыльпэгыргынайская тафофлоры из одноименных свит хребта Пекульней (Терехова, Филиппова, 1983, 1984). Типовой тафофлорой этого этапа является кайваямская тафофлора мыса Конгломератовый (Камчатка).

Флористические комплексы кайваямского этапа объединяют следующие признаки. Крупнолистные платанообразные продолжают доминировать, особенно род Paraprotophyllum. В тафофлорах хребта Пекульней известны также Pseudoprotophyllum. Многочисленны и разнообразны (3 - 5 видов) Trochodendroides. Появляются Paraprotophyllum pseudopeltatum Herman, Trochodendroides sachalinensis (Krysht.) Krysht. Обычные растения для тафофлор этого этапа – Magnoliaephyllum magnificum (Dawson) Krassil., Viburniphyllum whymperi (Heer) Herman (или близкие виды), а также представители родов Araliaephyllum, Magnoliaephyllum, "Ziziphus", Cissites, Viburniphyllum, Dalembia. По сравнению с флорой пенжинского этапа листья Menispermites, Platanus и Celastrophyllum редки. Разнообразие папоротников невелико, они относятся к родам Osmunda, Ruffordia, Arctopteris, Birisia, Cladophlebis и др. Гинкговые представлены только Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, чекановскиевые не встречены. Цикадофиты немногочисленны или отсутствуют. Известны находки реликтового мезофитного растения Ctenis – вероятно, наиболее молодая находка представителя этого рода на Северо-Востоке Азии. Среди хвойных доминируют Sequoia и Cephalotaxopsis, с которыми обычно сочетаются Elatocladus, Metasequoia, Glyptostrobus, Thuja.

Барыковский этап (сантон - ранний кампан). Этому этапу принадлежат валижгенская и верхнебыстринская тафофлоры из верхов валижгенской и верхней части быстринской свит соответственно Северо-Западной Камчатки (мыс Валижген) и барыковская тафофлора из верхней (углистой) толщи барыковской свиты бухты Угольной (Герман, 1991). Последняя рассматривается в качестве типовой для данного этапа.

Для тафофлор барыковского этапа характерны следующие признаки. Среди покрытосеменных доминируют Macclintockia (несколько видов, из которых наиболее распространен M. ochotica Vachr. et Herman) и "Quercus" tchucotica Abram. (последний, однако, не встречен в валижгенской тафофлоре Камчатки). Другой отличительной чертой рассматриваемых тафофлор является обязательное присутствие цикадофитов. Среди них часто встречаются листья Nilssonia, реже – Cycadites, Pterophyllum и Encephalartopsis. Появляются представители родов Grewiopsis, Rhamnites, "Vitis", Hollickia. Среди платанообразных наиболее распространен Paraprotophyllum, но в целом эти растения уже не играют той роли, как в туроне и коньяке. Для флоры барыковского этапа обычны Magnoliaephyllum, "Ziziphus", Viburniphyllum (особенно в тафофлорах Камчатки), Cissites, Quereuxia. Количество и разнообразие Trochodendroides невелико. Папоротники немногочисленны, из гинкговых встречается лишь Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, но в некоторых захоронениях этот вид может быть очень обилен. Разнообразие хвойных невелико, среди них наиболее распространены Sequoia и Cephalotaxopsis, обычны Metasequoia и Thuja. Наряду с продвинутыми кайнофитными растениями нередки реликты (Hausmannia, Arctopteris, цикадофиты).

Не исключено, что в будущем барыковский этап удастся разделить на два (или несколько) более мелких этапов, однако имеющихся в настоящее время данных, в первую очередь о сантонских флорах АКСР, для этого недостаточно.

Горнореченский *этап* (средний маастрихт). Этот этап в развитии позднемеловой флоры АКСР недавно был выделен Л.Б. Головневой (Головнева, 1990). Ему соответствуют горнореченская тафофлора хребта Рарыткин из нижней половины рарыткинской свиты и каканаутская тафофлора из континентальных отложений района о. Пекульнейское (Головнева, 1990; Несов, Головнева, 1990).

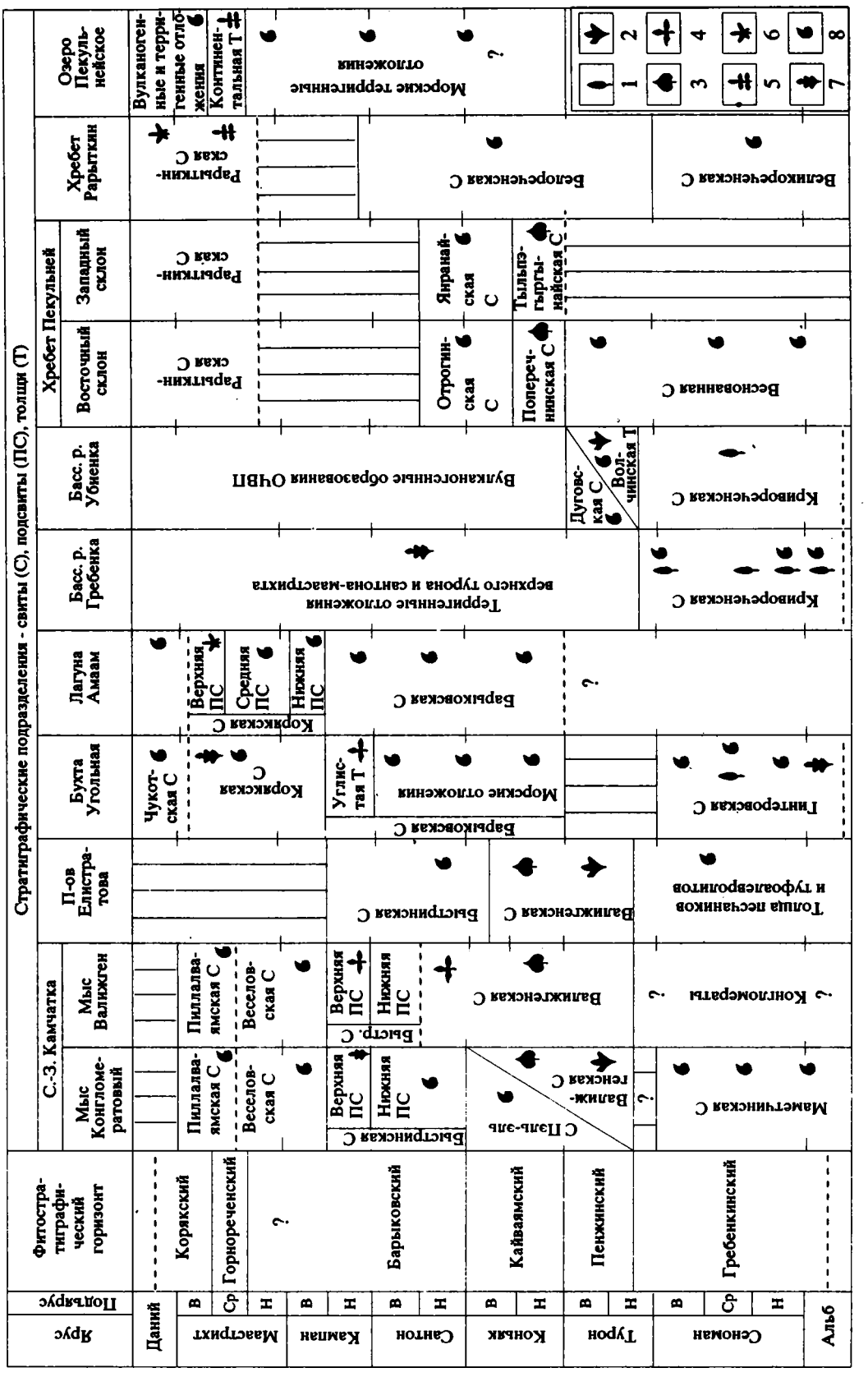


Рис. 3. *Корреляция верхнемеловых флороносных отложений АКСР (фитостратиграфические горизонты).*
1 - 7 – тафофлоры: 1 – гребенкинского типа, 2 – пенжинского типа, 3 – кайваямского типа, 4 – барыковского типа, 5 – горнореченского типа, 6 – корякского типа, 7 – неопределенного типа, 8 – находки ископаемых морских моллюсков, контролирующие возраст стратонов.

Горнореченская тафофлора является типовой для данного этапа.

Флора горнореченского этапа характеризуется заметным участием крупнолистных платанообразных Platanus и Arthollia, преобладанием среди покрытосеменных Peculnea, Trochodendroides, Celastrinites, Cissites, Liriophyllum, Quereuxia, появлением Corylus. Обычен Equisetum arcticum Heer, папоротники, представленные Osmunda sp., единичны. Часто встречаются Ginkgo и цикадофиты Nilssonia и Encephalartopsis, которые, вероятно, образовывали монодоминантные сообщества. Хвойные немногочисленны, среди них преобладают позднемеловые растения Taxites, Elatocladus smittiana (Heer) Seward и Sequoia minuta Sveshn., наряду с которыми встречаются более молодые роды: Metasequoia, Glyptostrobus, Microconium.

По мнению Л.Б. Головневой (Головнева, 1990; Несов, Головнева, 1990), отличия флоры горнореченского этапа от флоры барыковского этапа прежде всего касаются покрытосеменных, состав которых радикально изменился. В то же время состав хвойных растений остался практически прежним.

Флоры барыковского и горнореченского этапов разделяет временной интервал, включающий вторую половину кампана и начало маастрихта (7 - 8 млн. лет). На территории АКСР неизвестны тафофлоры этого возраста, и поэтому неясно, существовала ли в данное время флора промежуточного типа или же горнореченский этап развития флоры следует сразу за барыковским, а их граница располагается где-то внутри этого интервала.

Корякский этап (поздний маастрихт). К этому этапу я отношу корякскую тафофлору из верхнекорякской подсвиты лагуны Амаам и раннерарыткинский подкомплекс хребта Рарыткин (Герман, 1989, 1991; Herman, 1989). По мнению Л.Б. Головневой (Головнева, 1990), этот этап (называемый ею рарыткинским) продолжается также в дании и к нему, кроме перечисленных тафофлор, относится также поздне-рарыткинский подкомплекс хребта Рарыткин. К сожалению, аналогов этого подкомплекса среди других тафофлор АКСР нет, и его датский возраст опеделяется достаточно условно (так как морских прослоев рарыткинская свита не содержит). Поэтому до получения дополнительных сведений о маастрихт-датских тафофлорах АКСР я пока рассматриваю корякский этап развития флоры в прежнем объеме. Типовой для данного этапа является корякская тафофлора лагуны Амаам.

Тафофлоры этого этапа объединяют следующие признаки. Доминируют в этих тафофлорах Metasequoia, Corylus beringiana (Krysht). Golovn., Trochodendroides (3 - 4 вида), а в отдельных местонахождениях – Glyptostrobus, Microconium, Platanus raynoldsii Newb. Менее многочисленны Onoclea hesperia R.W. Brown, Coniopteris, Sequoia, Haemanthophyllum cordatum Golovn., Arthollia, Rarytkinia, Cissites, Celastrinites, "Pterospermites", Nyssa. Среди покрытосеменных возрастает, по сравнению с горнореченским этапом, количество крупнолистных растений (Platanus, Arthollia, Pseudoprotophyllum, Corylus). Хвойные, представленные в основном современными родами, играют большую роль, часто являясь содоминантами покрытосеменных. Хвощовые и папоротники немногочисленны, остатки Ginkgo встречаются очень редко, цикадофиты отсутствуют.

Наряду с литологическими и геохимическими данными палеонтологические и особенно палеоботанические данные широко используются для палеоклиматических реконструкций (Вахрамеев, 1964, 1986; Красилов, 1976, 1978, 1985; Wolfe, 1978, 1987; Upchurch, 1987). Вероятно, именно климатические изменения обусловили периодичность развития ископаемой флоры АКСР. Климатическая природа палеофлористических изменений в позднем мелу АКСР позволяет наметить изменения климата (похолодания и потепления), отразившиеся на составе этой флоры. Для такой реконструкции можно, вероятно, пользоваться следующими эмпирическими критериями (рис. 4):

1. Известна хорошая корреляция между характером края листа покрытосеменных и климатом: относительное количество цельнокрайних листьев увеличивается с ростом среднегодовой температуры (Wolfe, 1978).

2. Многочисленность и разнообразие цикадофитов во флоре свидетельствуют о теплых условиях ее произрастания.

3. Разнообразие хвойных, особенно продвинутых групп, вероятно, можно связывать с похолоданием (Самылина, 1974).

4. Доминирование растений с крупными листьями, в первую очередь платанообразных, свидетельствует об относительно холодном климате (Красилов, 1979).

5. Растения с листьями Macclintockia характерны для относительно теплолюбивых флор: в палеогене этот род известен не только в умеренных, но и в субтропических флорах полтавского типа.

6. Потепления позволяют отдельным растениям, обычным в более южных (для Северного полушария) районах, проникать в северные флоры (Мейен, 1984).

7. Смещение границ фитоклиматических зон к северу происходит в Северном полушарии во время потепления климата.

В гребенкинской флоре многочисленны теплолюбивые растения, такие, как цикадофиты Cycadites, Nilssonia, цельнокрайние Magnoliaephyllum, Araliaephyllum, "Lindera" и др.; платанообразные, хотя и встречаются постоянно, редко доминируют в захоронениях. В гребенкинской флоре присутствуют побеги с чешуевидными

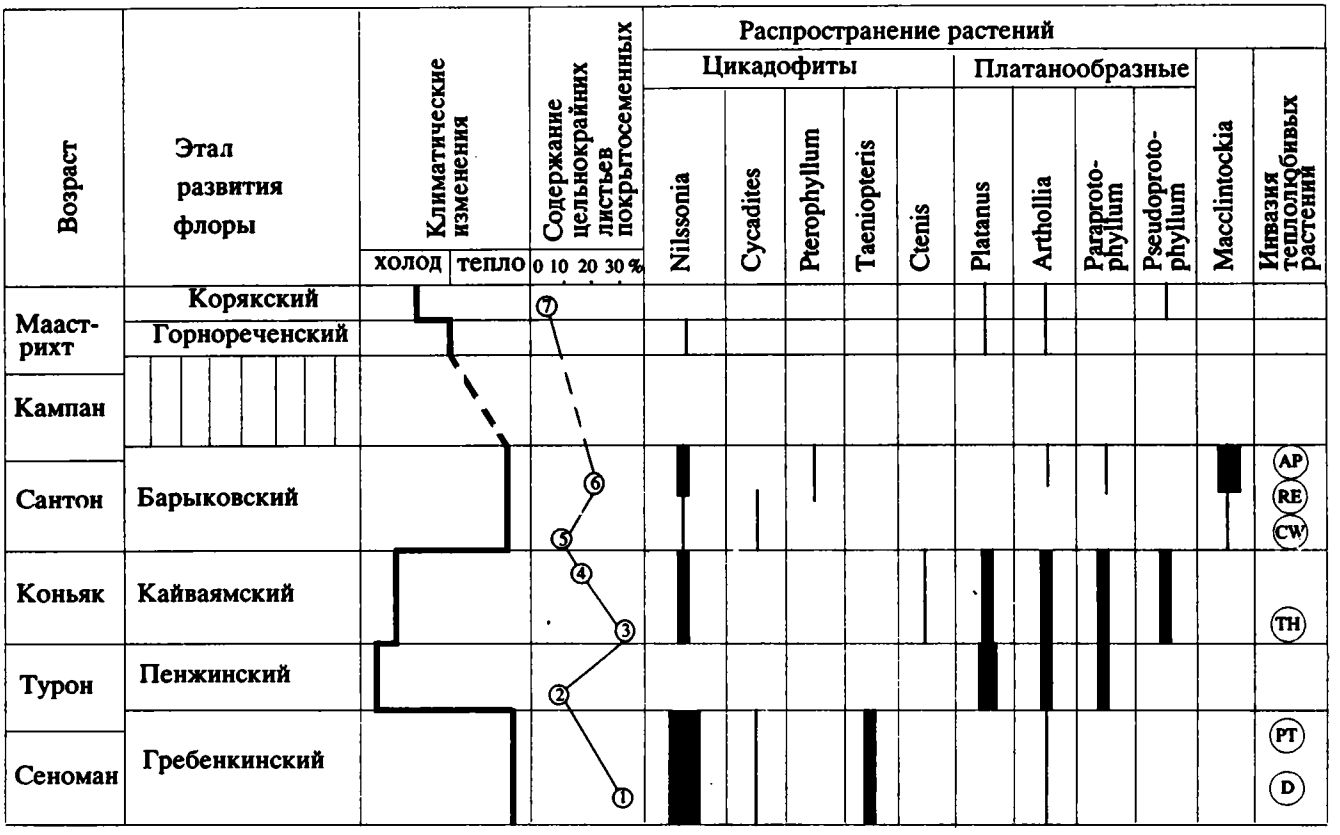


Рис. 4. *Реконструкция климатических флуктуаций по палеофлористическим изменениям в позднем мелу АКСР. Цифрами в кружках обозначены тафофлоры: 1 – гребенкинская, р. Гребенка; 2 – пенжинская, Северо-Западная Камчатка; 3 – раннекайваямская, там же; 4 – позднекайваямская, там же; 5 – валижгенская, там же; 6 – барыковская, бухта Угольная; 7 – корякская, междуречье Эмима–Ильнайваам. Толщина линий, обозначающих распространение растений, пропорциональна количеству видов (один, два или три вида) соответствующего рода. Буквами обозначено появление во флоре растений, обычных в более южных регионах: AP – Araliaephyllum polevoii (Krysht.) Krassil., CW – Celastrinites wardii (Knowlton) Bell., D – Debeya, PT – Pagiophyllum triangulare Pryn., RE – Rhamnites eminens (Dawson) Bell., TH – Ternstroemites harwoodensis (Dawson) Bell.*

листьями Pagiophyllum – характерного представителя позднеюрских и раннемеловых субтропических флор Европейско-Синийской области (Вахрамеев,1986). Растения гребенкинской флоры, ранее описывавшиеся как Scheffleraephyllum, скорее всего принадлежат роду Debeya, широко распространенному в субтропической фитоклиматической зоне позднемеловой эпохи (Красилов, 1979). Эти факты свидетельствуют о потеплении климата (и, вероятно, существенном) в сеномане, последовавшем за термическим минимумом в позднем альбе или вблизи границы раннего и позднего мела (Самылина, 1974).

Пенжинская флора менее теплолюбива: в ней не встречены цикадофиты, мало покрытосеменных с цельным краем (только Myrtophyllum penzhinense Herman), в захоронениях преобладают остатки крупных листьев платанообразных с зубчатым краем, многочисленны и разнообразны хвойные. Этой флоре, по-видимому, соответствует похолодание, приходившееся на турон. Кайваямская флора также отличается доминированием крупнолистных покрытосеменных с зубчатым краем, но в ней больше, чем в пенжинской, теплолюбивых элементов, таких, как Nilssonia, Ctenis, Magnoliaephyllum, Araliaephyllum, Ternstroemites. Сказанное свидетельствует о некотором потеплении климата в коньяке по сравнению с туроном (Герман, 1985).

По флорам Северо-Западной Камчатки удается наметить в коньяке климатические колебания меньшей амплитуды (Герман, 1985): при сравнении раннекайваямского подкомплекса с пенжинским комплексом и позднекайваямским подкомплексом обращает на себя внимание высокое содержание в первом цельнокрайних Magnoliaephyllum и некоторое сокращение роли платанообразных. Здесь же встречен Ternstroemites harwoodensis (Dawson) Bell, характерный для субтропической флоры Нанаймо (кампан, серия Нанаймо) о-ва Ванкувер (Западная Канада). Другие представители рода Ternstroemites также входят в состав субтропических флор Северной Америки. Это свидетельствует о некотором

относительном потеплении климата в начале коньякского века по сравнению с туроном и поздним коньяком. В настоящее время, однако, не удается установить, было ли это потепление чисто локальным явлением на северо-западе Камчатки или же имело более широкое распространение (в пользу последнего, возможно, свидетельствуют находки цикадофитов в раннеконьякских тафофлорах хребта Пекульней).

В барыковской флоре доминируют Macclintockia и "Quercus" tchucotica Abram. с небольшими кожистыми листьями. Крупнолистные формы с зубчатым краем немногочисленны или отсутствуют. Обычными компонентами флоры являются цикадофиты, причем в некоторых захоронениях они играют роль субдоминантов, встречаются цельнокрайние Magnoliaephyllum и Araliaephyllum, в том числе A. polevoii (Krysht.) Krassilov – вид, доминирующий в близкой к субтропической гиляцкой флоре Сахалина (Красилов, 1979). Эта флора отвечает значительному потеплению климата, начало которого, видимо, приходится на сантон (валижгенская тафофлора Камчатки).

Во флоре горнореченского этапа еще присутствуют цикадофиты (а в каканаутской тафофлоре из района озера Пекульнейское они довольно многочисленны), но среди покрытосеменных доминируют растения с зубчатым краем листа, возрастает по сравнению с флорой барыковского этапа количество платанообразных (Platanus, Arthollia). Растения с кожистыми листьями Macclintockia отсутствуют. Эта флора, вероятно, существовала в более холодном климате, чем флора барыковского этапа.

Во флоре корякского этапа еще больше возрастает роль крупнолистных покрытосеменных (Platanus, Arthollia, Pseudoprotophyllum, Corylus). Покрытосеменные с цельнокрайними листьями малочисленны, отсутствуют цикадофиты, большое значение принадлежит современным родам хвойных. Эти признаки говорят о более значительном похолодании климата при переходе от среднего маастрихта к позднему и, по данным Л.Б. Головневой (Головнева, 1990), в дании.

Таким образом, по ископаемой флоре АКСР реконструируются два позднемеловых климатических цикла, включающих потепление и похолодание (рис. 4). Первый приходится на сеноман-коньякское время, второй – на сантон - маастрихт (даний). Однако тафофлоры второй половины кампана и начала маастрихта не известны на территории АКСР (рис. 2), и поэтому впечатление об однонаправленности процесса похолодания после сантон-раннекампанского оптимума до конца мела может оказаться неверным. Нельзя исключить, что на конец кампана и/или начало маастрихта приходится термический пессимум, а достаточно теплолюбивая среднемаастрихтская флора отвечает началу третьего климатического цикла (указания на относительный подъем температур в среднем маастрихте содержатся в работе Э.Дж. Кауффмана (Кауффман, 1986).

Эти климатические флуктуации, вероятно, осложнялись флуктуациями более высокого порядка, свидетельством чему, возможно, служит выявленное по ископаемой флоре Северо-Западной Камчатки небольшое потепление в раннем коньяке с последующим похолоданием в позднем коньяке.

С климатической цикличностью, видимо, связана цикличность палеофлористических изменений, наблюдаемых в позднем мелу АКСР. Так, для эпох потепления (сеноман, сантон - ранний кампан) характерно присутствие цикадофитов, снижение разнообразия хвойных, незначительная роль платанообразных. В эпохи похолодания (турон - коньяк, поздний маастрихт) наблюдается большое разнообразие хвойных (особенно их продвинутых групп), доминирование крупнолистных платанообразных, элиминация цикадофитов и реликтовых представителей гинкговых, чекановскиевых (при переходе от гребенкинской флоры к пенжинской) и хвойных (при переходе от горнореченской флоры к корякской). Похолодания, вероятно, оказывали положительное влияние на "дуэт" Metasequoia + Trochodendroides, но в туроне эти растения впервые в значительном количестве входят в состав тафофлор, а в маастрихте переходят в разряд доминантов.

Такая цикличность палеофлористических изменений, естественно, затрудняет фитостратиграфическую корреляцию, и всегда есть опасность спутать флоры, отвечающие одинаковым частям разных циклов. С этим, возможно, связан давний спор о возрасте аркагалинской флоры и ее положении в сукцессионном ряду меловых флор Северо-Восточной Азии. Эта флора, известная из аркагалинской свиты в верховьях р. Колымы (Верхояно-Чукотский субрегион) и ряда местонахождений в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характеризуется (Самылина, 1988) доминированием хвойных, особенно представителей семейств Pinaceae и Taxodiaceae. Многочисленны Sequoia, Metasequoia, Cryptomeria, Cunninghamia, Cephalotaxus, Taxites, Thuja. Покрытосеменные разнообразны по систематическому составу, но их остатки встречаются чрезвычайно редко (за исключением Quereuxia angulata (Newb.) Krysht.). Характерен малый размер листьев покрытосеменных, платанообразные отсутствуют. В аркагалинских тафофлорах в большом количестве встречаются остатки Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer. Из чекановскиевых известны также Czekanowskia и Leptostrobus. Роль хвощовых, папоротников, цикадофитов и гинкговых незначительна.

В.А. Самылина (Самылина, 1988) считает аркагалинскую флору более древней по сравнению с гребенкинской и датирует ее ранним

сеноманом, причем редкость покрытосеменных и доминирование хвойных она связывает с существованием этой флоры в условиях холодного климата. Другие исследователи (Красилов, 1979; Филиппова, 1990) датируют аркагалинскую флору туроном и считают ее более молодой по сравнению с гребенкинской. При этом они обращают внимание на первое появление в ней Protophyllocladus, Metasequoia, Trochodendroides, Quereuxia.

Однако, если сравнивать аркагалинскую флору с заведомо туронской пенжинской флорой АКСР, становится очевидным более древний облик первой из них. Об этом свидетельствует малочисленность и мелколистность покрытосеменных, обилие остатков Phoenicopsis, наличие ряда реликтовых растений (Taeniopteris, Ginkgo ex gr. sibirica Heer, Sphenobaiera, Pseudotorellia, Czekanowskia и др.) в аркагалинской флоре. Можно предположить, что последняя существовала в период похолодания климата, предшествующий сеноманскому оптимуму, и наличие в ее составе продвинутых родов хвойных и покрытосеменных, широко распространившихся на территории АКСР с турона, связано с климатически обусловленной цикличностью развития меловых флор Северо-Восточной Азии и со сходными относительно холодными условиями их произрастания вблизи альб-сеноманской границы и в туроне и коньяке. Но нельзя исключить и того, что необычное сочетание примитивных и продвинутых растений в аркагалинской флоре связано с какими-то специфическими условиями ее существования в изолированной угленосной впадине. Но в этом случае проблему возраста данной флоры едва ли можно решить, обращаясь лишь к флорам Северо-Востока России.

Колебания климата (похолодания и потепления), сходные с теми, которые сказались на развитии позднемеловой флоры АКСР, отмечаются различными исследователями и в других регионах земного шара (рис. 5) и заслуживают внимания как возможное проявление достаточно широкомасштабных палеоклиматических изменений. Из таких эпизодов следует отметить следующие:

1. Потепление в середине сеномана, по палеоботаническим данным, устанавливается в Крыму (Красилов, 1985). На Фолклендском плато (Южная Атлантика) отмечается потепление с позднего альба до начала турона (Крашенинников, Басов, 1985).

2. В Сибири примерно на начало турона приходится температурный пессимум (Гольберт, 1987). На Фолклендском плато выявляется похолодание со второй половины турона до начала сантона (Крашенинников, Басов, 1985). Коньякское похолодание отмечается также в Восточной Азии и на Сахалине (Захаров и др., 1984). С похолоданием в туроне и коньяке, видимо, связана экспансия крупнолистных платанообразных на

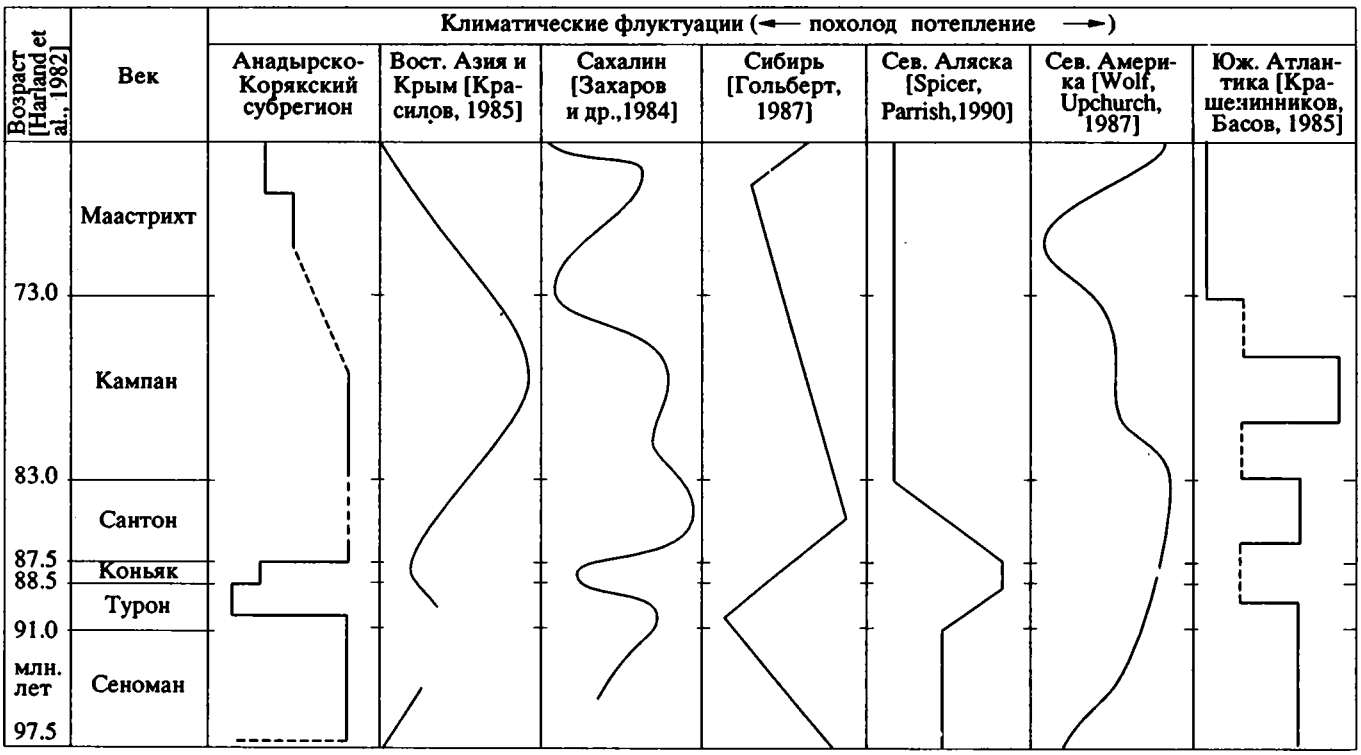


Рис. 5. *Изменения климата (похолодания и потепления) в позднем мелу разных регионов земного шара (показаны лишь относительные изменения палеотемператур, без их абсолютного значения).*

обширной территории Северной Пацифики (р. Хатанга, Вилюйская впадина, Новосибирские острова, Северо-Восток России, Сахалин, Аляска; см. обзор в (Герман, 1991)). Эта экспансия, вероятно, была вызвана не только похолоданием климата. Высказывалось предположение (Герман, 1990), что крупнолистность растений (а размер листьев некоторых туронских платанообразных Камчатки доходил до 50 см) связана с тем, что их вегетационный период проходил в условиях продолжительного в течение суток, сравнительно слабого и преимущественно рассеянного солнечного освещения, характерного для высоких широт. Листопадность этих растений, видимо, объясняется не столько холодом, сколько недостатком света зимой.

3. Потепление, начавшееся в сантоне и захватившее по крайней мере первую половину кампана, было, по-видимому, глобальным или субглобальным. Оно отмечается на Южном Сахалине (Захаров и др., 1984), причем наиболее теплым интервалом позднего мела в этом районе была средняя часть сантона. На сантон приходится термический максимум в Сибири (Гольберт, 1987). Слабое потепление в сантоне и более сильное в середине кампана отмечается в районе Фолклендского плато (Крашенинников, Басов, 1985). Данные по Северной Америке (Wolfe, Upchurch, 1987) свидетельствуют о постепенном потеплении с начала до середины позднего мела, достигшем максимума в сантоне и в кампане сменившемся небольшим похолоданием. Обсуждаемое потепление, очевидно, вызвало сокращение платанообразных и доминирование относительно мелко- и узколистных покрытосеменных в сантон-кампанских флорах севера и северо-востока Азии, Казахстана, Сахалина, Аляски и Западной Канады (Герман, 1991). Можно предположить, что потепление и некоторая аридизация климата могли уменьшить облачный покров и вообще содержание водяных паров в атмосфере над территорией Северной Пацифики, увеличив тем самым долю прямой солнечной радиации в общем ее потоке, что, по всей видимости, отрицательно сказалось на распространении крупно листных платанообразных.

Сантон-кампанское потепление выявляется также по смещению к северу южной границы Сибирско-Канадской палеофлористической области (эта граница имеет по сути фитоклиматическую природу (Вахрамеев, 1986)). В сантоне и раннем кампане (рис. 7) эта граница проходила севернее приблизительно на 1000 км по сравнению с ее положением в сеномане-коньяке (рис. 6), что соответствует потеплению приблизительно на 3°С (Герман, 1991).

4. Похолодание в маастрихте, возможно, начавшееся с конца кампана, также достаточно отчетливо прослеживается на приведенных графиках (рис. 5). По-видимому, оно имело глобальный характер и было причиной (или одной из причин) крупнейшего в истории Земли экологического кризиса на границе мела и палеогена. Следует, однако, отметить расхождение мнений различных исследователей об изменении климата во второй половине маастрихта: в Восточной Азии и на Фолклендском плато реконструируется продолжающееся похолодание (Красилов, 1979, 1985), в Сибири и Северной Америке – потепление со второй половины маастрихта к концу мелового периода (Гольберт, 1987; Wolfe, Upchurch, 1987). Рассмотренные данные о позднемеловой флоре АКСР подтверждают первую точку зрения. Потепление в маастрихте, если и было, то

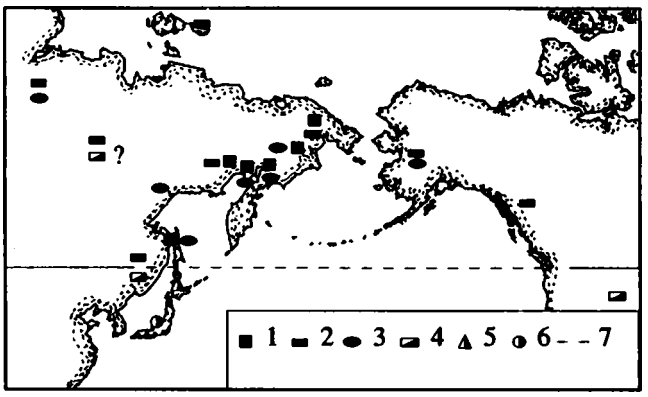


Рис. 6. *Фитогеографическое районирование северного обрамления Тихого океана в сеномане - коньяке. 1 - 6 – местонахождения ископаемых растений: 1 – Paraprotophyllum, 2 – Pseudoprotophyllum, 3 – Dalembia, 4 – Protophyllum, 5 – древовидные папоротники, 6 – пальмы, 7 – южная граница Сибирско-Канадской области.*

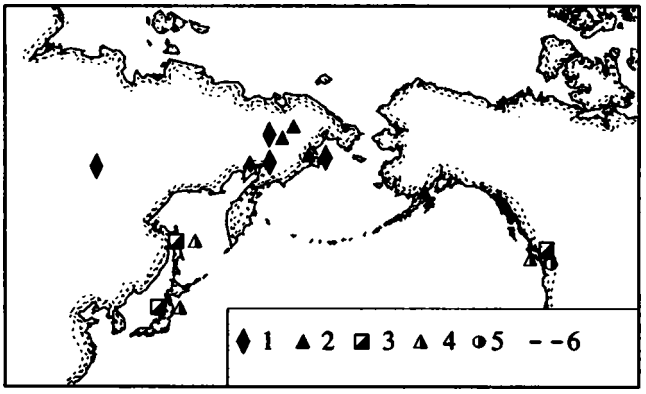


Рис. 7. *Фитогеографическое районирование северного обрамления Тихого океана в сантоне и раннем кампане.*
1 - 5 – местонахождения ископаемых растений1 1 - Macclintockia. 2 – "Quercus" tchucotica Abram. ("Q" pseudomarionii Hollick), 3 – Debeya, 4 – Liriophyllum, 5 – пальмы, 6 – южная граница Сибирско-Канадской области.

приходилось, вероятно, на средний маастрихт (и ему соответствует флора горнореченского этапа) и сменилось в позднем маастрихте похолоданием (которому отвечает флора корякского этапа); сходная же ситуация реконструируется по малакофауне Южного Сахалина (Захаров и др., 1984).

ЛИТЕРАТУРА

Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 264 с.

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1986. 214 с.

Герман А.Б. Первая находка покрытосеменных рода Ternstroemites в СССР (поздний мел Камчатки) // Палеонтол. журн. 1985. № 1. С. 138 - 141.

Герман А.Б. Сеноманская флора бухты Угольной (Северо-Восток СССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 11. С. 110 - 114.

Герман А.Б. Палеоботаническое обоснование корреляции верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 204 - 212.

Герман А.Б. Изменчивость листьев и реконструкция годичного побега Paraprotophyllum ignatianum // Региональная геология: тектоника, литология и стратиграфия. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 79 - 83.

Герман А.Б. Меловые покрытосеменные и фитостратиграфия Северо-Западной Камчатки и полуострова Елистратова // Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 5 - 141.

Головнева Л.Б. Маастрихт-датская флора хребта Рарыткин (Корякское нагорье): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л.: Ботан. ин-т АН СССР, 1990. 16 с.

Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.

Девятилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна серднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 62 - 70.

Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Позднемеловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и климатические особенности Северо-Западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41 - 90.

Кауффман Э.Дж. Структура вымирания морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. Новый униформизм. М.: Мир, 1986. С. 156 - 254.

Красилов В.А. Развитие позднемеловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменением климата и тектогенезом // Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 30 - 42.

Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 183 с.

Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.

Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. С. 174.

Мейен С.В. Филогения высших растений и флорогенез // Докл. XXVII Междунар. геол. конгресса. Т. 2. Палеонтология. М.: Наука, 1984. С. 75 - 80.

Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 191 - 212.

Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (к проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтения (16 октября 1972 г.). Л.: Наука, 1974. 56 с.

Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.

Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. О строении и возрасте поперечнинской свиты (хр. Пекульней, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 911 - 914.

Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. Тыльпэгыргынайская свита и ее флористический комплекс (хр. Пекульней, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 6. С. 1443 - 1446.

Филиппова Г.Г. Позднемеловые флоры Северо-Востока Азии // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 127 - 131.

Щепетов С.В., Герман А.Б. Меловая флора правобережья р. Анадырь // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 16 - 24.

Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья р. Анадырь (систематический состав, стратиграфическое положение, атлас ископаемой флоры). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 166 с.

Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G. et al. A geologic time scale. Cambridge Univ. Press, 1982. 139 p.

Herman A.B. Late Cretaceous floras and climate of the Anadyr-Koryakian subregion (North-East USSR) // Proc. Symp. "Paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary", 1989. Prague. Geol. Surv. Publ., 1990. P. 73 - 79.

Spicer R.A., Parrish J.T. Late Cretaceous – early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: a quantitative view // J. Geol. Soc. London. 1990. V. 147. N 2. P. 329 - 341.

Wolfe J.A. A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern Hemisphere // Amer. Sci. 1978. V. 6. N 6. P. 693 - 703.

Wolfe J.A. Late Cretaceous-Cenozoic history of deciduousness and the terminal Cretaceous event // Paleobiology. 1987. V. 13 N 2. P. 215 - 226.

Wolfe J.A., Upchurch G.R., Jr. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987. V. 61. N 1, 2. P. 33 - 77.

Глобальные изменения

Эволюция биосферы

УДК 551.781(571.66).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПАЛЕОГЕНА КАМЧАТКИ

© 1993 г. Ю. Б. Гладенков, Е. А. Шанцер

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

Поступила в редакцию 15.02.92 г.

Впервые на основе стратиграфической схемы нового поколения приводится корреляция различных геологических событий палеогена Камчатки: изменения фаун и флор, климатических флуктуаций, тектонических движений, вспышек вулканизма, трансгрессий и регрессий моря. Выделяются переломные моменты в геологической истории региона. Намечается определенная этапность геологических событий и их относительная синхронность.

ВВЕДЕНИЕ

Выявление синхронности и взаимосвязи различных геологических событий как регионального, так и субглобального масштаба является одной из фундаментальных задач геологии. К сожалению, недостаточная изученность регионов часто не позволяет достоверно исследовать этот вопрос. Так, до сих пор синхронизация морских трансгрессий и регрессий, фаз тектогенеза, крупных вспышек вулканизма и других геологических явлений чаще всего носит провизорный характер. В полной мере это относится к северному обрамлению Тихого океана, одному из крупных сегментов которого и посвящена эта статья.

Выполненные в последние годы Геологическим институтом АН РАН комплексные исследования (стратиграфические, литологические и тектонические) в пределах Камчатки сделали возможным по-новому осветить многие аспекты геологической истории этого региона.

Несколько лет назад авторы провели анализ и сопоставление геологических событий одного из наиболее детально изученных отрезков кайнозоя-неогена (Гладенков, Шанцер, 1989). На единой стратиграфической основе, базирующейся на данных последних лет, были скоррелированы крупные седиментационные циклы, вулканические и тектонические события, изменения палеобиоты, климатические флуктуации и пр. Составление такого календаря геологических явлений в виде событийно-стратиграфической схемы позволило выявить определенную их синхронность и в отдельных случаях – даже наметить их причинно-следственные связи. Труднее дело обстояло с расшифровкой событий палеогена, который изучен менее детально, чем неоген. До последнего времени в литературе господствовала не подкрепленная соответствующими доказательствами идея о непрерывном осадконакоплении в палеогене Западной и Восточной Камчатки, несколько упрощено понималось развитие здесь вулканизма, относимого априори к островодужному, и т.п.

Полученные в последние 10 - 15 лет новые данные позволили внести многие коррективы в прежние представления. Во-первых, были построены новые варианты стратиграфических схем палеогена многих районов Камчатки с учетом материалов по переизученным и впервые открытым опорным разрезам. На Западной Камчатке – это разрезы (наименования даны по местным географическим названиям) Чемурнаутский, Паланский, Точилинский, Майначский, Утхолокский, Снатольский; на Восточной Камчатке – Ильпинский, Камчатского мыса, Кроноцкий и др. Важно, что изучение их во многих случаях сопровождалось монографическим описанием фауны и флоры, что позволило обосновать возраст палеогеновых горизонтов более достоверно, чем ранее (Гладенков, Синельникова и др., 1991, 1985; Гладенков, Багдасарян и др., 1988: Гладенков, Челебаева и др., 1990; Челебаева, Братцева, 1985). В этот же период был сделан важный шаг в изучении планктонных остатков (фораминифер, частично наннопланктона и диатомовых), что привело к зональному расчленению палеогеновых толщ и на этой основе к широким корреляциям. Особенно важным и полным разрезом оказался Ильпинский разрез на Северо-Восточной Камчатке, в котором в пределах палеоцена - верхнего эоцена выделено семь зон. Привязка к зонам лон и слоев с фауной, выделенным по бентосным комплексам, позволяет распространить зональную схему на многие регионы. Сейчас зоны выделены уже на полуостровах

Камчатский мыс и Кроноцкий. Благодаря изучению морских диатомовых комплексов (Гладенков, 1991) в настоящее время охарактеризован олигоцен, выделение которого всегда наталкивалось на большие трудности. Наиболее полно он выявлен, в частности, на островах Карагинский и Беринга. Все приведенные данные существенно изменили возрастное датирование камчатских толщ, что сразу заставило пересмотреть прежние концепции о непрерывности разрезов этого региона. По прямым геологическим наблюдениям (выявление угловых несогласий) и биостратиграфическим данным было установлено, что наиболее крупным перерывом в осадконакоплении как на Западной, так и на Восточной Камчатке является нижнераннесреднеэоценовый. С этим перерывом связывается высокое стояние суши, значительные тектонические деформации и выравнивание рельефа.

Анализ палеогеновых толщ Камчатки выявил крупные циклы седиментации, синхронные в целом эпохам наземного и подводного вулканизма (вулканоседиментационные циклы (Шанцер, 1979). Одновременно различие характера осадконакопления и вулканизма в разных частях Камчатки показало, что Западно-Камчатский (вместе с Центрально-Камчатским) субрегион относится к области нестабильного орогенического развития, а Восточно-Камчатский – частично к районам, близким к островодужным и субокеаническим.

На рисунке отражены основные геологические события палеогена Камчатки, выведенные на единую стратиграфическую схему нового поколения. Этот своеобразный календарь событий фиксирует не только их последовательность. Он дает возможность наметить и определенные узловые моменты геологической истории, которые отражают синхронность различных явлений.

Специфика геологической истории Западной и Восточной Камчатки заставляет нас проводить анализ палеогеновых событий по этим субрегионам отдельно. Наиболее изученным из них является Западно-Камчатский, это и привлекает к нему повышенное внимание.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ СУБРЕГИОН

В палеогене здесь отчетливо выделяется два крупных этапа развития: палеоцен-раннеэоценовый и среднеэоцен-олигоценовый. Они разделены паузой в осадконакоплении, которая падает на позднераннеэоценовое и раннесреднеэоценовое время.

Палеоцен-раннеэоценовый этап (I вулканоседиментационный цикл). Этому этапу соответствует весьма характерная серия мелководных прибрежноморских и континентальных образований. Наиболее полно отложения этого этапа изучены в Тигильском районе и на северо-западе региона, по восточному побережью Пенжинской губы.

В первом случае это терригенные и вулканотерригенные, часто угленосные осадки, с большой долей алевритового материала и локально залегающими пачками грубых псефитов. В изученных разрезах наблюдается чередование остатков солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Характерны массовые захоронения листовой флоры. В районе п-ова Утхолокского наблюдаются вертикальные и латеральные согласные переходы между терригенными образованиями и толщей субаэральных, а местами субаквальных вулканитов известково-щелочного ряда, среди которых доминируют андезиты и андезитобазальты. Характерны значительные объемы пирокластики: агломератовые, псефитовые, псаммитовые туфы, лахары и вулканогенный пролювий.

Стратиграфия палеоценовых толщ Тигильского района базируется на анализе палеофлор (Челебаева, Братцева, 1985). Здесь в пределах улэвенейской серии выделяется два фитогоризонта – хулгунский (по-видимому, датского возраста) и сосопханский (поздний палеоцен). Их датирование основано на сравнении флор с таковыми смежных регионов Аляски и Сахалина. Следует отметить, что распространенные в районе палеоценовые толщи обнажены относительно слабо (кроме побережья Утхолокского п-ова и частично долин рек Снатола и Ковачины). Разрезы зачастую приходится надстраивать по разрозненным выходам в многочисленных тектонических блоках, и если бы не относительно богатые захоронения флоры, то составить разрез было бы трудно. Нигде не удалось зафиксировать нижний контакт серии с подстилающими меловыми образованиями. Верхний же контакт – со снатольской и ковачинской свитами среднего эоцена описан лишь в одном месте – в бухте Квачина у мыса Овра, где наблюдается четкое угловое несогласие. Оценить истинную мощность нижнепалеогеновых толщ в этом районе не просто. В отдельных блоках для отложений с сосопханским комплексом флоры подсчитывается мощность до 1000 - 1200 м. В разрезах побережья п-ова Утхолокского видимая мощность терригенных образований (с хулгунским комплексом флоры) достигает 1000 м. Таким образом, можно говорить, что в палеоценовое время в Тигильском районе накопилась толща осадков более 2 тыс. м мощности.

Поле распространения палеоценовых образований разбито сложной системой тектонических блоков, внутри которых толщи дислоцированы в моноклинали с углами падения в среднем 20°- 30° и до 60°- 70° в узких приразломных зонах, причем все падения пластов имеют восточную вергентность. Более интенсивные дислокации наблюдаются вдоль западного побережья Утхолок-

ского полуострова. Здесь часты субвертикальные залегания, многие разломы носят характер взбросов, отмечен "шарнирный" надвиг с амплитудой перемещения аллохтона до 4 - 5 км. По надвигу субаэральные вулканиты надвинуты на терригенную толщу (даний?) в восточном направлении.

На восточном побережье Пенжинской губы отложения, относимые к раннепалеогеновому этапу, прекрасно обнажены в береговых обрывах на протяжении десятков километров. Представлены они преимущественно терригенными образованиями с существенной примесью туфогенного материала. В едином разрезе (геткилнинская, камчикская, ткаправаямская свиты чемурнаутской серии) наблюдается постепенный переход от морских отложений через прибрежноморские и субконтинентальные к чисто континентальным. Соответственно снизу вверх по разрезу повышается количество грубообломочного материала. В верхней части разреза выделяется несколько десятков нормальных аллювиальных циклов со значительной конгломератовой составляющей, тогда как в его нижней части преобладают песчано-глинистые фации. Характерна слабая угленосность толщ. Для средней и верхней частей разреза типичны отложения, накопившиеся в условиях лавинной седиментации, о чем, в частности, говорят топляки окаменевших и обуглившихся деревьев, которые протыкают серию слоев. Отмечаются толщи с текстурами бокового наращивания с грубой линзообразной косой слоистостью. Общая мощность серии оценивается до 4000 м.

Разрез чемурнаутской серии насыщен силлами и секущими дайками. Состав силлов меняется от базальтов до дацитов. Силлы и дайки, видимо, являются подводящей системой более поздней (эоценовой) зоны наземного вулканизма, о чем свидетельствуют и абсолютные датировки. Чемурнаутскую серию можно трактовать как единый регрессивный цикл седиментации. Как и в Тигильском районе, остается неизвестным характер нижнего контакта серии с меловыми образованиями. Верхний контакт вскрыт в бухте Тануингинан, где на отложения ткаправаямской свиты с резким угловым несогласием налегают вулканогенно-осадочные фации бождомовской свиты, которую по палеофлорам можно отнести к верхам среднего зоцена или к верхнему эоцену.

Возраст чемурнаутской серии до последнего времени определяется по палеофлорам. Л.Ю. Буданцевым (1984) в этих толщах был выделен флористический комплекс, отнесенный им к эоцену. Позднее А.И. Челебаева (Челебаева, Братцева, 1985) на основе сравнительного анализа аляскинских и чемурнаутских флор пришла к выводу о палеоцен-раннеэоценовом возрасте последних, допуская надстраивание разреза по сравнению с тигильским – т.е. условно отождествляя морскую геткилнинскую свиту с нижней частью улэвеней-ской серии, а камчикскую свиту, или ее часть, с верхнеулэвенейской. Флору же ткаправаямской свиты, приближающейся по типу к паратропической, она соотносит с нижнеэоценовым климатическим оптимумом. Данные по морским бентосным комплексам в целом хорошо корреспондируются с приведенными выше. Так, по М.Я. Серовой (Серова, Фотьянова и др., 1989), в геткилнинской свите отмечены остатки фораминифер позднего дата. Согласно В.Н. Синельниковой и Ю.Б. Гладенкову, изученные моллюски из чемурнаутской серии, так же как и улэвенейских толщ, исходя из сравнения их с комплексами других регионов, являются скорее всего нижнепалеогеновыми (палеоценовыми).

Породы чемурнаутской серии слагают простую протяженную синклинальную складку северо-восточного простирания, в ядерной части которой породы имеют пологие залегания. Западное крыло складки нарушено многочисленными разломами и часто круто дислоцировано до субвертикальных залеганий. Серия разломов, представляющих собой, видимо, нормальные сбросы, отчетливо следится вдоль побережья Пенжинской губы в северо-восточном направлении. Возраст первичных деформаций на основании упомянутого выше углового несогласия можно оценивать как среднеэоценовый.

Изложенные данные показывают, что толщи первого, раннепалеогенового этапа развития Западной Камчатки могут относиться в целом к палеоцену и раннему эоцену. С определенной долей уверенности можно говорить, что в палеоцене на западе региона существовал мелководный периодически осушаемый морской бассейн, который, по-видимому, занимал и восточную часть Охотской акватории, но, вероятно, незначительные ее площади, так как в северной части Охотского моря по данным бурения (Шаинян, 1987) на меловые образования сразу налегают средневерхнеэоценовые толщи. В пределах осадочного бассейна, а возможно и по его обрамлению, активно проявился субаэральный и субаквальный известково-щелочной вулканизм.

Палеоценовые вулканогенные толщи отмечены на Утхолокском п-ове, где они смыкаются с терригенными флороносными образованиями. Здесь вулканиты срезаются современным побережьем зал. Шелехова, и естественно можно предположить существование вулканической зоны в палеоцене в пределах акватории залива и последующее ее погружение. Однако имеются и некоторые данные о палеоценовом вулканизме в континентальной части п-ова Камчатка в бассейнах рек Шаманки и Лесная. В этом районе на выровненной поверхности, развитой по наземным вулканитам и комагматичным им гранитоидным интрузиям, залегает моласса, которая по фаунам и флорам датируется в интервале среднего - верхнего эоцена (Шанцер, 1987). Кроме того, на той же широте на побережье зал. Шелехова, по на-

шим данным, образование наземных вулканитов происходило синхронно с накоплением глинистой толщи на морском мелководье. Эту толщу по литологическим признакам и полям распространения обычно при геологических съемках отождествляют с геткилнинской свитой чемурнаутской серии (поздний даний?). Вне зависимости от правильности датирования вулканогенных толщ, значительное количество ювенильного материала и переотложенной тефры говорит о мощном и длительном вулканизме в палеоцене запада региона, что, безусловно, явилось одним из решающих факторов интенсивного осадконакопления в мелководном бассейне, которому, по-видимому, был присущ колебательный режим прогибания. Растущие вулканы типа стратовулканов, отличавшихся большим количеством пирокластики, в условиях влажного субтропического климата быстро разрушались и размывались с выносом больших объемов обломочного материала (возможно, часто в виде потоков типа мутьевых) в близлежащую акваторию. Примером может служить лавинная седиментация, отразившаяся в чемурнаутской серии. В целом палеоценовый этап для большей части запада региона представляет собой крупный вулканоседиментационный цикл, для которого характерно близкое к компенсированному осадконакопление с образованием углей в мелководных морских и пресноводных бассейнах на фоне их дискретного прогибания.

Значительная доля эндемиков среди моллюсков, отсутствие остатков радиолярий и известкового планктона, несмотря на жаркий субтропический климат раннего палеогена, указывают на отсутствие устойчивой связи Западно-Камчатского бассейна с восточными океанскими акваториями и, возможно, на некоторую его изолированность.

Особенности тектоники палеоцен-раннеэоценового этапа Западно-Камчатского субрегиона. На Западой Камчатке открытым пока остается вопрос о соотношении палеоценовых и меловых образований. Лишь в устье р. Анадырки наблюдается несогласное налегание условно палеоценовой анадырской свиты на вулканогенные отложения верхнего мела (Гладенков, Челебаева и др., 1990). Отмечаемая здесь противоположная вергентность в складках меловых и палеоценовых толщ (в меловых – западная, в палеоценовых – восточная) может говорить о структурной перестройке на этом рубеже.

Как уже говорилось, на нижний и частично средний эоцен в Западно-Камчатском субрегионе приходится крупный перерыв в осадконакоплении, что подчеркивается угловым несогласием в подошве снатольской, реже ковачинской свит и их аналогов. К этому перерыву было, видимо, приурочено высокое стояние суши, значительный тектогенез и последующее выравнивание рельефа. Среди основных черт тектоники этого времени достаточно важным представляется следующее. В сравнительно неширокой полосе Западного побережья проявились наиболее интенсивные дислокации – частые вертикальные и опрокинутые залегания пород, короткие шарнирные надвиги. По-видимому, это явление связывается с началом развития протяженной зоны разломов северо-восточного простирания вдоль современного Охотского побережья Камчатки, имеющую дифференцированный сбросово-взбросовый характер. Обращает на себя внимание, что при складко- и надвигообразовании преобладала восточная вергентность в противоположность западной вергентности в меловое время. Наконец, в эоцене начинает активно развиваться диагональная северо-западная система разломов особенно в районе Камчатского перешейка (Озерновско-Хайлюлинская, по А.Е. Шанцеру (1979)). Юго-восточнее она смыкается с разломами, сопряженными с простиранием Алеутской островной дуги, которая сформировалась несколько позже. Вдоль диагональной зоны разломов предполагаются правосдвиговые смещения значительной амплитуды.

Эоцен-раннемиоценовый этап. Следующий этап развития Западно-Камчатского субрегиона охватывает время от среднего эоцена до нижнего миоцена – в разрезе от снатольской до кулувенской свиты включительно. Отложения этого этапа ранее объединялись нами (Шанцер, 1987; Гладенков, Шанцер, 1989; Гладенков, Синельникова и др., 1991) в единый цикл седиментации – среднеэоцен-нижнемиоценовый – с выделением двух подциклов: среднеэоцен-раннеолигоценового и олигоцен-раннемиоценового. Первый включает снатольскую (до нескольких сотен метров), ковачинскую (600 м), аманинскую (200 м) и гакхинскую свиты (около 1000 м) Западной Камчатки, второй утхолонскую (450 м), вивентекскую (300 м) и кулувенскую свиты (300 м). Так как новые данные позволяют предполагать значительный, хотя и неповсеместный перерыв в осадконакоплении в предутхолокское (олигоцен) время и одновременную резкую перестройку вулканических зон, то логичнее выделяемые подциклы рассматривать в ранге самостоятельных циклов – соответственно второй и третий циклы палеогенового осадконакопления (см. рис. 1).

II вулканоседиментационный цикл. Этот палеогеновый цикл начинается трансгрессией мелкого моря в снатольское время, охватившей значительные площади региона. По характеру распространения моллюсков именно с этого времени (вторая половина среднего эоцена) устанавливаются достаточно устойчивые связи между западными и восточными седиментационными бассейнами, по-видимому, в виде проливов в разделяющей их суше. В среднем эоцене (снатольская свита) накапливаются исключительно терригенные осадки мелкого моря, практически лишенные примеси вулканического материала. Тем самым

можно говорить о паузе в развитии вулканизма, начавшейся, видимо, еще в период высокого стояния суши и проявлений складчатости.

Расширение трансгрессии с углублением моря продолжается в ковачинское время (конец среднего-верхнего эоцена) с последующим обмелением и сокращением по площади бассейнов осадконакопления в предутхолокское время (олигоцен). На фоне преимущественно терригенного осадконакопления в ковачинское и аманинско-гакхинское время происходит значительная усадка кремнезема, по-видимому, в основном органогенного, с образованием опок и опоковидных пород. Синхронно морскому осадконакоплению с верхнеснатольско-ковачинского времени вновь активно проявляется наземный вулканизм унаследованно (но только в эоцене) по отношению к палеоценовой вулканической зоне. Отметим, что уверенно датированные вулканиты этого времени фиксируются лишь на крайнем северо-западе Западно-Камчатского субрегиона и на западных склонах юга Срединного хребта (г. Черная). По большому количеству туфов (пеплов) и смешанных пород в отложениях ковачинской, аманинской и гакхинской свит, образующих часто маркирующие прослои, можно предполагать более широкое распространение наземных вулканитов – возможно в современной акватории Охотского моря и в области Срединного Камчатского хребта.

Пожалуй, особенно четко влияние вулканизма на осадконакопление проявлено в аманинской и гакхинской свитах (конец позднего эоцена- начало олигоцена). Здесь наблюдаются частые чередования мелких псевдоциклотем (средняя мощность от 0.3 до 0.7 м), причем верхняя часть циклотемы почти всегда представлена туфом (часто разложившегося до глины) обычно псаммитовой и пелитовой гранулометрии. Можно предположить, что каждая элементарная циклотема в осадках соответствует циклам развития вулканов, дающих значительное количество пирокластического материала, осаждающегося в пределах литорали и сублиторали. В целом второй цикл палеогенового осадконакопления, так же как и палеоценовый, можно назвать вулканоседиментационным.

Предутхолокский перерыв в осадконакоплении (олигоцен) не сопровождается угловыми несогласиями: он фиксируется по выпадению из разреза (особенно в южных районах Западной Камчатки) аманинско-гакхинского комплекса и частичным залеганием утхолокской свиты на более древних отложениях (данные геологических съемок), а также резким погрублением обломочного материала в последней. Крупный перерыв в осадконакоплении по данным скважины в северной части Охотского моря, охватывающий практически весь олигоцен, говорит о резком сокращении площади западных акваторий в это время (Шаинян, 1987).

По-видимому, предутхолокский перерыв в осадконакоплении по времени совпадает с существенной перестройкой вулканических зон – "перескоком" активного наземного вулканизма в центральную часть региона, началом формирования длительно развивающейся олигоцен-среднемиоценовой Срединной вулканической зоны, вулканизм в которой после перерыва в позднем миоцене продолжался и в плиоцен-четвертичное время.

III вулканоседиментационный цикл. По характеру осадконакопления III палеогеновый цикл близок ко II. В разрезах также наблюдается значительное количество туфов, слагающих зачастую, особенно в вивентекской свите, верхние части циклотем, продолжается накопление существенно кремнистых осадков – опоки, диатомиты в вивентекской свите. Погрубение осадков и регрессия моря начинается лишь в кулувенское (ранний миоцен) время. Так как вулканизм по-прежнему продолжает быть одним из решающих факторов накопления осадков, то третий цикл также следует рассматривать как вулканоседиментационный. Субсинхронность осадочных и вулканических циклов видна в прилагаемой схеме (см. рис. 1).

Основные дислокации в породах второго и третьего палеогеновых циклов происходили в средне- и позднемиоценовое время, они носили как синседиментационный (средний миоцен), так и постседиментационный (поздний миоцен) характер. Подробно миоценовый тектогенез рассматривался в более ранних работах (Шанцер, 1979, 1987). Отметим лишь характерные послойные смещения обычно незначительной амплитуды, происходившие чаще по пластам пеплов, в результате чего они часто превращались в тектонические глины.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКИЙ СУБРЕГИОН

Этот регион построен геологически гораздо более сложно, чем Западно-Камчатский. Он включает ряд сложных тектонических структур, расшифровка которых еще далеко не окончена. Ниже делается попытка рассмотреть самые общие стороны истории развития субрегиона.

В последнее время был сделан важнейший шаг в стратиграфии Восточной Камчатки. Уже говорилось, что здесь впервые намечено зональное расчленение палеогеновых толщ – по планктонным фораминиферам, частично наннопланктону и диатомовым. Они характеризуют южно-ильпинскую, кыланскую, килакирнунскую и гаилхавиланскую свиты Ильпинского п-ова Северо-Восточной Камчатки. Многие из зон сейчас установлены на Камчатском мысу и Кроноцком полуострове.

Хотя многие восточнокамчатские толщи еще остаются недостаточно датированными – Восточный хребет, восток о-ва Карагинский, п-ов

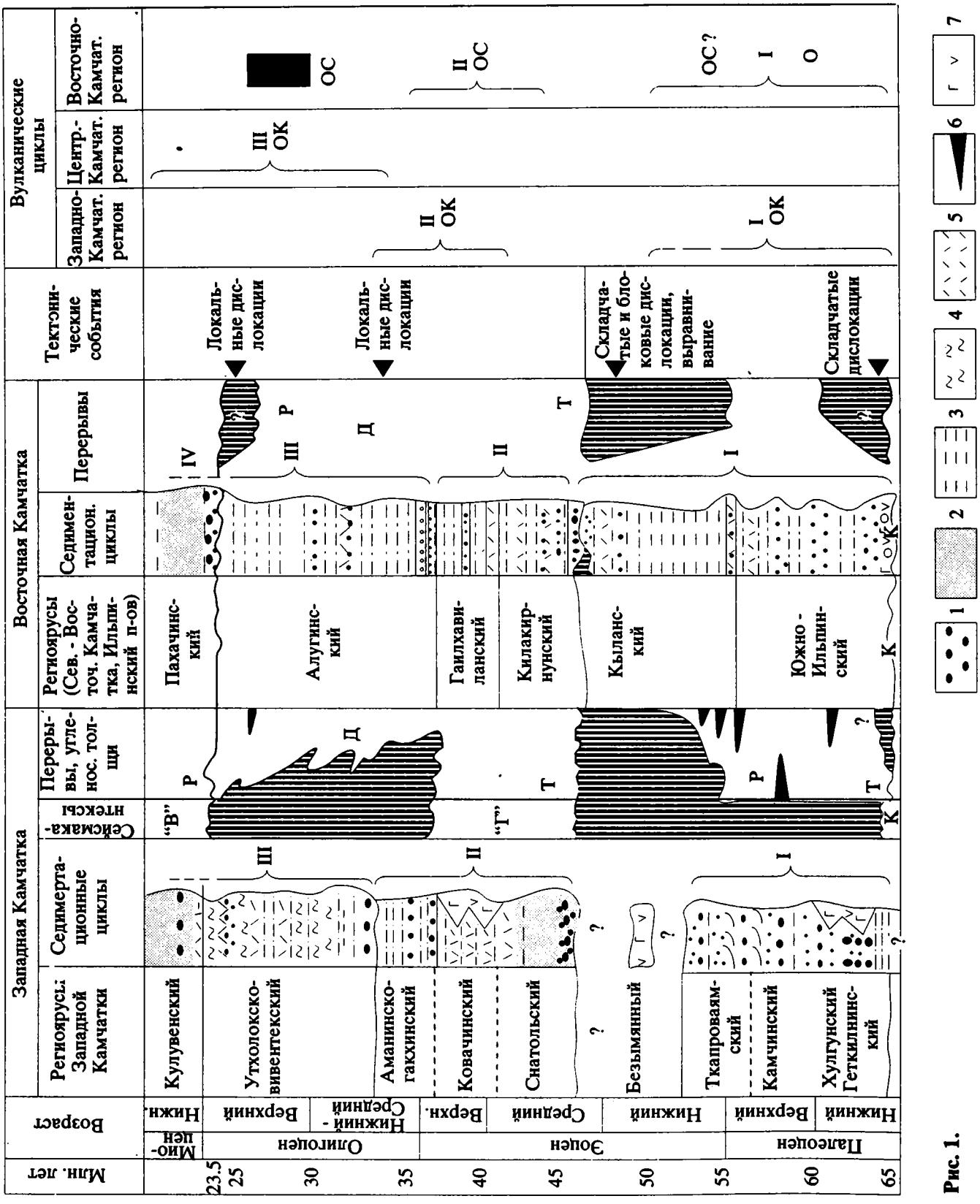

Млн. лет
Возраст
Западная Камчатка
Восточная Камчатка
Вулканические циклы
Регионярусы Западной Камчатки
Седиментационные циклы
Сейсмакатегории
Перерывы, угленос. толщи
Регионярусы (Сев. - Восточ. Камчатка, Ильпинский п-ов)
Седиментацион. циклы
Перерывы
Тектонические события
Западно-Камчат. регион
Центр.-Камчат. регион
Восточно-Камчат. регион
Плейстоцен
Плиоцен
Олигоцен
Эоцен
Палеоцен
Нижний
Верхний
Средний
Кулувенский
Утхолокско-вивентекский
Аманинско-гакхинский
Ковачинский
Снатольский
Безымянный
Ткапроваям-ский
Камчинский
Хулгунский Геткильнинс-кий
Пахачинский
Алугинский
Гаилхавиланский
Килакирнунский
Кыланский
Южно-Ильпинский
Локальные дислокации
Складчатые и блоковые дислокации, выравнивание
Складчатые дислокации
ОК
ОС
1
2
3
4
5
6
7

Рис. 1.

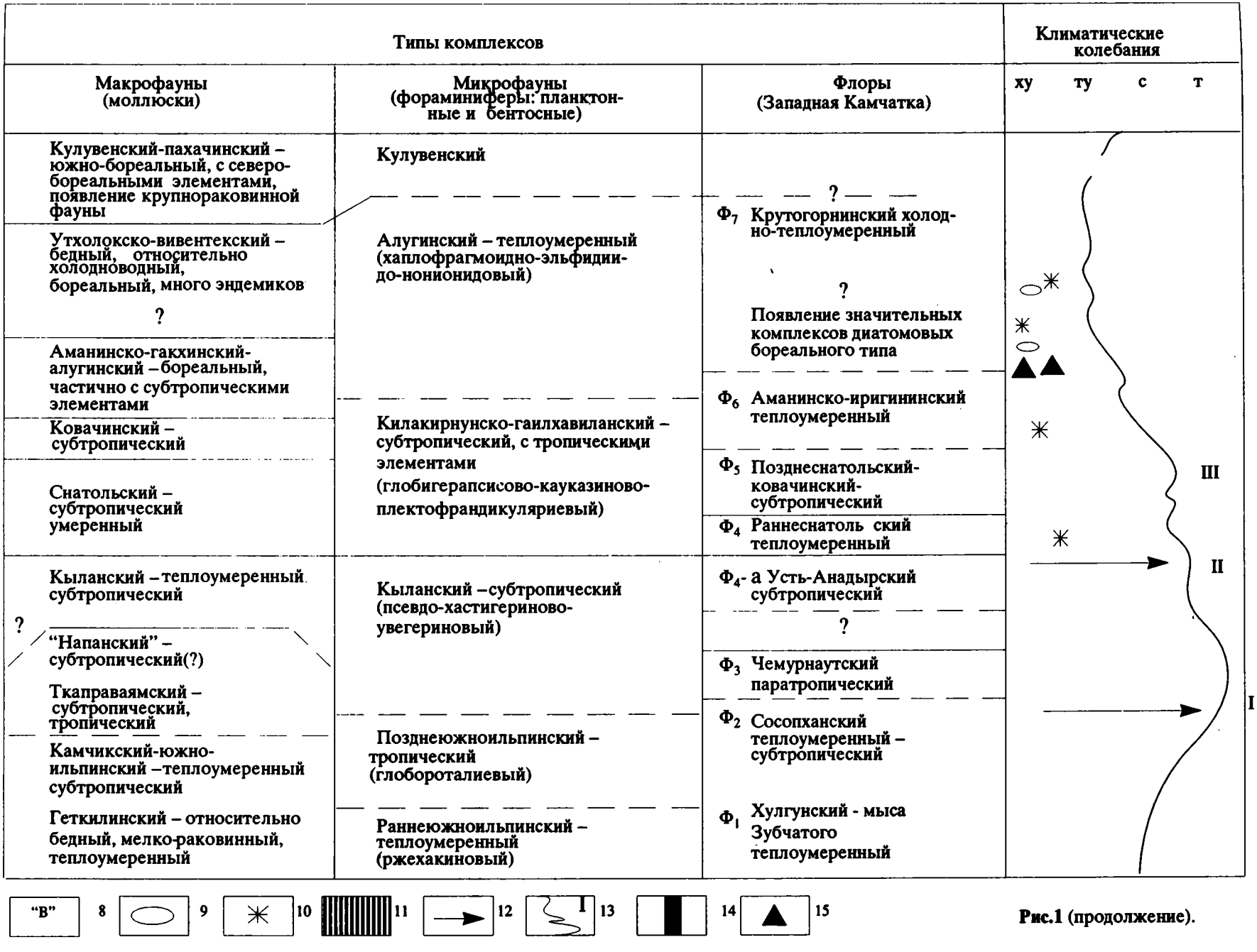


Рис.1 (продолжение).

Рис. 1. *Корреляция геологических событий палеогена Камчатки.*
1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – кремнистые породы; 5 – прослои туфов в осадочном разрезе; 6 – угли; 7 – базальты, андезиты, андезитобазальты; 8 – сейсмокомплексы Охотского моря; 9 – скопления плавающих галек и валунов; 10 – геннойши; 11 – стратиграфические перерывы; 12 – миграция моллюсковой фауны; 13 – климатическая кривая; 14 – формирование Алеутской островной дуги; 15(Д) – массовое появление диатомей; Т – трансгрессии; Р – регрессии моря; ОК – окраинно-континентальные вулканиты; ОС – островодужные вулканиты; О – океанические вулканиты; климат: ХУ – холодноумеренный, ТУ – теплоумеренный, С – субтропический, Т – тропический.

Говена и др., все же сейчас построена такая стратиграфическая схема, которая позволяет достаточно объективно определять возраст событий прошлого. Здесь намечается так же, как и на Западной Камчатке, две крупные серии осадков, разделенные, видимо, раннесреднеэоценовым перерывом. Он зафиксирован на Кроноцком полуострове (на границе кубовской и козловской свит), п-ове Озерный, менее четко на Камчатском мысу. Несогласное залегание среднеэоценовых пород на более древних толщах отмечено в Валагинском хребте.

Основой стратиграфии палеогена востока Камчатки, безусловно, является наиболее представительный разрез п-ова Ильпинский. Низы этого разреза – нижняя часть южно-ильпинской свиты достаточно уверенно можно отнести к первой половине палеоцена (радиологический возраст лав 54 - 58 млн. лет, микрофауна, видимо, датского яруса). Выше разрез (до 400 м) надстраивается без видимого перерыва эоценовыми толщами (кыланский – 500 м и другими свитами). Однако, судя по палеонтологическим данным, можно предполагать скрытый перерыв в подошве килакирнунской свиты, охватывающей верхи нижнего и низы среднего эоцена.

Для нижней части южно-ильпинской свиты характерно переслаивание терригенных осадков с пирокластикой и лавами базальтового состава. Вулканиты присутствуют и в согласно вышезалегающей верхней подсвите. Характерно увеличение вулканогенной составляющей в восточном направлении, причем все встреченные вулканиты подводного генезиса. Восточнее п-ова Ильпинского, на п-ове Говена распространены морские вулканогенные образования, по редкой фауне моллюсков условно сопоставляемые с нижней и верхней частями ильпинского разреза. И хотя корреляции во многих случаях остаются пока крайне приблизительными, уже сейчас можно говорить о существовании в палеоцене - раннем эоцене морского бассейна с существенно терригенным осадконакоплением в западной и преимущественно вулканогенным в восточной части полуострова, причем вулканические зоны и области терригенной седиментации более тесно сопряжены (развитие в однотипных обстановках), нежели на западе Камчатского региона. Здесь намечается своеобразный вулканоседиментационный цикл, синхронный первому палеогеновому циклу Западной Камчатки.

В более южных районах Восточной Камчатки – п-ова Камчатский мыс, Кроноцкий, Восточный хребет и др. (тарховсая, кубовская и др. свиты) к палеоценовому уровню также приурочен подводный вулканизм, развивающийся, видимо, на мелководье. Это низкокалиевые высокоглиноземистые толеины, например кубовской свиты, близкие к толеитам примитивных островных дуг (Хубуная, 1984). Таким образом, можно предполагать, что в палеоцене - нижнем эоцене существовала зона подводного вулканизма, простиравшаяся от п-ова Говена на севере до Кроноцкого, а возможно, и Шипунского полуострова на юге. Несколько неопределенным остаются как возраст, так и формационное выполнение восточнокарагинских толщ и ветловской свиты Восточного хребта. Возраст их трактуется по редким находкам бентосных фораминифер и радиолярий от маастрихта до эоцена. По данным разных авторов, в этих свитах встречаются как примитивные базальты, близкие к океаническим срединных хребтов, так и щелочные, часто меланократовые разности, а также кислые вулканиты. В связи с этим весьма неопределенно представляются палеогеографические и палеогеодинамические обстановки палеоцена и раннего эоцена Восточного субрегиона. Сейчас, видимо, могут обсуждаться по крайней мере два варианта: наличие здесь в прошлом океанического трога (ветловская свита) и сопряженной с ним с востока примитивной островной дуги (кубовская свита), или последовательное во времени развитие океанических или субокеанических структур, а затем островодужных систем. Однако любые сравнения с современными океаническими и приокеаническими структурами пока крайне затруднены.

Что касается серии пород, начавшей формироваться в среднем эоцене после некоторой паузы в седиментации, то к ней на п-ове Ильпинский относятся килакирнунская (500 м), гаилхавиланская (250 м), алугинская (более 900 м) и пахачинская свиты (средний эоцен - нижний миоцен). В подошве пахачинской свиты можно предполагать скрытое согласие, так как по данным геологических съемок в отдельных районах наблюдается ее трансгрессивное залегание на разновозрастных образованиях. Практически все свиты насыщены вулканическим материалом – многочисленные прослои пеплов и смешанные породы. Так же как и на западе, часто наблюдается псевдоцикличность с тонкообломочными туфами в верхней части элементарных циклотем. По сход-

ству моллюсков перечисленные свиты соответствуют ряду стратиграфических подразделений II и III палеогеновых циклов Западной Камчатки.

Развитие фауны и флоры в палеогене. Анализ органических остатков палеогена Камчатки – как ее западной, так и восточной частей, показывает, что в ее разрезах происходит определенная смена комплексов морской фауны и флоры, которая отражает эволюцию древних сообществ и их изменения в связи с климатическими флуктуациями. В отношении смены моллюсков, которые изучались В.Н. Синельниковой и Ю.Б. Гладенковым, можно сказать следующее (Гладенков, Синельникова и др., 1991). В палеогене намечаются до 9 - 10 разновозрастных комплексов, отражающих этапность их развития (см. рис. 1). Самый древний (геткилнинский) комплекс палеоцена является относительно бедным и характеризуется обычно мелкораковинной фауной (нукулы и пр.) теплоумеренного типа, которая резко отличается от меловых ассоциаций. На границе мела и палеоцена вымирает значительное число родов и видов и появляется новый тип фауны с существенным обновлением родового состава. Следующий камчикский комплекс (верхний палеоцен) отличается появлением ряда субтропических видов (устрицы и пр.), к которым на ткаправаямском уровне (начало нижнего эоцена) присоединяются тропические формы (в частности, ряд гастропод).

Фауна основной части нижнего эоцена изучена пока плохо. Возможно, к ней относятся моллюски кыланской свиты (трохоциритиумы, вариамуссиумы и пр.), которые в целом характерны для субтропических комплексов. Гораздо лучше известны комплексы среднего эоцена. Это снатольские моллюски, отличающиеся достаточным многообразием (более 135 видов) субтропических форм. Среди появившихся видов – представители родов милта, крассателла, акантокардия, тивелла, конус и пр. Сменяющие их позднеэоценовые комплексы в целом тоже являются субтропическими (питары, турцикулы, маршаллены и др.), хотя уже отмечаются бореальные элементы.

С ними резко контрастируют олигоценовые сообщества, включающие в основном умеренную (бореальную), относительно холодноводную фауну, которая приурочена к части аманинско-гакхинского горизонта и в основном – к утхолокскому-вивентекскому горизонту (всего более 100 форм) – особенно характерными для олигоцена являются представители родов иолдия, нукулана, факоидес, периплома и др. Олигоценовый этап был переломным в развитии малакофауны. Фактически в это время было сформировано ядро родового состава неогеновых комплексов, изменение которых шло в целом на видовом уровне. С раннего миоцена (кулувенский-пахачинский уровни) появляются южнобореальные элементы, часто представленные крупнораковинными формами (папиридеи, латернулы и т.п.).

Отмеченная в палеогене Камчатки смена комплексов моллюсков связана не только с эволюцией отдельных родов, но и с миграцией фаун. Прежде всего в комплексах находит отражение миграция тепловодных элементов с южных широт (от Японии и др.), что было обусловлено климатическими потеплениями начала раннего эоцена, а затем среднего и позднего эоцена, вызвавшими смещение ареалов тропических комплексов к северу.

Одновременно в палеогене Камчатки происходила определенная смена и фораминиферовых сообществ – как бентосных, так и планктонных (данные В.Н. Беньямовского). Намечается до пяти типов ассоциаций, характеризующих этот интервал. Нижняя из них – раннеюжноильпинская ассоциация (низы палеоцена) – ржехакиновая, характеризуется теплоумеренной фауной. Позднеюжноильпинский комплекс позднего палеоцена отличается появлением субтропических и тропических планктонных форм и может быть назван по преобладанию характерных видов глобороталиевым. Нижний эоцен маркируется кыланским комплексом, в котором типичны субтропические хастигерины и увегирины. Заметная смена ассоциаций приурочена к среднему эоцену.

Среднеэоценовая ассоциация – килакирнунско-гаилхавиланская – включает в себя субтропические виды с тропическими элементами и по составу характерных форм относится к глобигерапсисово-кауказиново-плектофрондикуляриевому сообществу, широко распространенному во многих районах Северной Пацифики. Наконец, олигоценовый интервал характеризуется алугинским комплексом, для которого типичны хаплофрагмоидно-эльфидиидо-нонионидовое сообщество теплоумеренного типа. Именно на этом уровне происходит резкая смена фораминифер, определившая создание ядра комплексов бореальных широт миоцена.

Согласно А.И. Челебаевой, по микроостаткам растений в палеогене Западной Камчатки выделяются восемь достаточно характерных типов флор, соответствующих различным этапам изменения растительности этого региона. В их последовательном ряду имеется два крупных пробела – на уровне нижнесреднеэоценового стратиграфического перерыва и на уровне основной части олигоцена.

Наиболее ранний тип относится предположительно к данию (флора хулгунской свиты и свиты мыса Зубчатого) и представляет собой теплоумеренную флору с преобладанием зубчатолистных покрытосеменных с листьями среднего размера, с изобилием таксодиевых и платановых в долинных сообществах. Позднепалеоценовая новая флора (сосопханская - камчикская свиты) преемственно связана с ней, но отличается расширением спектра термофильных покрытосеменных, заметным увеличением роли растений с цельно-

крайней пластинкой; появлением гигантофилии у многих видов, в целом соответствуя более теплому климату, допускавшему проникновение субтропических элементов. Третий тип флоры относится, вероятно, к верхам палеоцена и низам нижнего эоцена (ткаправаямская свита чемурнаутской серии). На Камчатке это наиболее теплолюбивая флора, заключающая многие формы паратропической "раннеравенианской" флоры Аляски. В отличие от последней она значительно более влажного типа и имеет более ярко выраженую таксономическую преемственность с раннепалеоценовыми флорами. Пальмы, миртовые, бобовые – характерные компоненты ткаправаямской флоры.

С некоторым временным отрывом выше следует близкая к субтропической мезофильная усть-анадырская флора, сохраняющая формы, типичные для оптимальных раннесреднеэоценовых североамериканских флор (калькинзия, цукада). Она сменяется раннеснатольской флорой, соответствующей, по-видимому, кратковременному климатическому пессимуму в середине среднего эоцена, отмеченному резким возрастанием роли хвойных семейства таксодиевых и сокращением участия цельнокрайних форм. Верхняя часть среднего эоцена (бартонский ярус) охарактеризована однотипной флорой верхнеснатольского и ковачинского горизонтов с обилием и разнообразием теплолюбивых хвойных (сосны, кунингамии, сциадопитисы), отражающей близкий к субтропическому климат и резко расчлененный молодой рельеф, вероятно, вулканический. Для ковачинского уровня особенно характерно широкое распространение цельнокрайних листьев макклинтокий в прибрежноморских фациях.

Верхнеэоцеовый этап представлен мезофильной теплоумеренной иргирнинской флорой, в составе которой проявлены, с одной стороны, значительная преемственность с палеоцен-эоценовыми умеренными флорами, а с другой – обновление на видовом и родовом уровнях, особенно заметное в увеличении роли и разнообразия представителей буковых и березовых.

К позднейшим палеогеновым флорам можно отнести крутогоровскую, возраст которой, однако, установлен условно как переходный олигоцен-раннемиоценовый. Состав этой теплоумеренной мезофильной флоры имеет мало общего с однотипными палеоцен-эоценовыми флорами, сохранив лишь немногие свойственные им роды (вудвардия, осмунда, глиптостробус) и виды.

Обращает на себя внимание, что, начиная с олигоцена в изученной области, относительно широкое развитие получает неретическая диатомовая флора (Гладенков, 1991).

В целом анализ фаунистических и флористических сообществ палеогена данного региона свидетельствует о достаточно четкой направленности изменения их экологических типов. Так наиболее теплые (до тропических) и разнообразные комплексы фауны и флоры приурочены к уровню конца палеоцена - начала эоцена. Теплолюбивые (субтропические) ассоциации моря и суши отмечаются в среднем - верхнем эоцене. Относительно синхронно и достаточно резко они сменяются теплоумеренными и относительно холодолюбивыми элементами олигоценового этапа.

Параллельно с этим в сообществах происходит определенная, совпадающая в целом во времени смена их систематического состава. Она затрагивает как видовой, так и родовой состав, будучи обусловленной суммарным эффектом эволюции комплексов и в какой-то мере миграцией тех или иных элементов в отдельные моменты прошлого. Такие перестройки в целом параллельно шли на суше и в море в раннеэоценовое время. Они проявились также в среднепозднеэоценовый этап. Наконец, резкие изменения состава комплексов имели место в олигоцене (возможно, они начались уже в позднем эоцене), что обусловило создание стартовых ассоциаций, получивших развитие в неогеновое время.

Климатические события. Сведения по фауне и флоре свидетельствуют об общем относительном похолодании климата от начала до конца палеогена. Вместе с тем на эту тенденцию накладываются определенные климатические флуктуации. В палеогеновой истории Камчатки проявились три основных потепления. Первое (раннее) – наиболее крупное имело место в конце палеоцена - начале раннего эоцена, что достаточно ярко зафиксировано в тропических комплексах моллюсков и флор камчатских разрезов. Второй и третий климатические оптимумы – относительно слабее по сравнению с первым – проявились в среднем и позднем эоцене. Они маркируются комплексами морской фауны и флоры субтропического типа. С начала олигоцена (возможно, с конца эоцена) начинается относительное похолодание. Оно отразилось в бореальных сообществах фауны и сравнительно холодных флористических комплексах. Правда, на фоне олигоценового похолодания, видимо, появились небольшие по масштабу потепления. Раннемиоценовое время отличалось более теплым, чем олигоценовый, – умеренным климатом. В это время на широте Камчатки появились южно-бореальные виды бентосных групп, в том числе крупнораковинные моллюски.

Судя по флористическим материалам, в палеоцене и раннем эоцене климат был не только субтропическим и паротропическим, но и влажным, а потепление начала среднего эоцена сопровождалось аридизацией. Влажный теплый климат восстановился к концу эоцена, сменившись в олигоцене холодно-умеренным (Челебаева, Братцева, 1985).

Определенным индикатором климатических изменений (а именно похолоданий) является наличие на определенных уровнях палеогенового разреза плавающей гальки, которая может трактоваться в ряде случаев как материал ледового разноса, и конкреций типа геннойш (Краевая, Челебаева и др., 1987). Появление таких конкреций в снатольских породах среднего эоцена, видимо, можно связать с наметившейся сменой теплого влажного климата раннего эоцена, среднеэоценовым климатом с периодически проявлявшимися холодными сезонами. Наиболее же заметные скопления геннойш отмечаются в олигоцене – на гакхинском и особенно утхолоксковивентекском уровнях, что может свидетельствовать о значительном похолодании олигоценового времени. К олигоцену приурочены и основные скопления плавающих галек, причем в основании утхолокской свиты вместе с галькой находятся крупные валуны, появление которых, возможно, отражает период относительного похолодания. Интересно, что если потепление среднего эоцена совпало с началом морской трансгрессии на Камчатке, то позднеэоценовое потепление отвечало ее максимуму, а олигоценовое похолодание коррелируется с трансгрессивной фазой. Это свидетельствует о том, что однозначно определить взаимозависимость разных геологических явлений палеогена удается не всегда (в частности, не всегда потепления совпадали с началом трансгрессий, как это часто характерно для неогена Камчатки). Возможно, на субглобальные геологические события (например, эвстатические колебания уровня океана и климатические флуктуации) накладываются локальные, связанные с проявлением местных причин (так, трансгрессии на Камчатке могли быть вызваны, в частности, тектоническими движениями).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение палеогеновых разрезов Камчатки часто наталкивается на значительные трудности. Прежде всего они обусловлены сложным тектоническим строением региона. Особенно это относится к восточным районам (Восточный хребет, Кроноцкий полуостров, восточная часть о-ва Карагинский, п-ов Говена), где широко развиты чешуйчатые надвиги эоценового (?) и более молодого возраста, а древние толщи смяты в крутые складки восточной вергентности. С другой стороны, эти трудности часто связаны с фациальной пестротой палеогеновых толщ разных структурно-фациальных зон.

Анализ приведенного материала позволяет говорить об общем циклическом развитии региона в палеогеновое время, что нашло отражение в вулканоседиментационных циклах и этапности развития органического мира. Он же свидетельствует о том, что осадконакопление в это время проходило в относительно мелководных морях (за исключением, возможно, восточных частей региона). Одновременно можно говорить о режиме своеобразного нестабильного орогена на западе и в центральной части Камчатки и островодужно-океаническом (?) в южной ее части в палеоцен-раннеэоценовое время, о существовании восточной и западной вулканических зон в палеоцене и эоцене, о последующем их отмирании и концентрации вулканизма в центральной части и на юге полуострова.

Накопленные к настоящему времени данные говорят как о некотором сходстве, так и о существенных различиях палеогеографических обстановок в палеогене Камчатки в сравнении с современными активными конвергентными континентальными окраинами. Изложенный в статье материал скорее говорит о сложном эволюционном развитии окраины континента в палеогене (на примере Камчатки), которая лишь в позднем кайнозое приобретает современные черты (Шанцер, 1979).

Из приведенных данных следует, что изменение морских древних ассоциаций (моллюсков и фораминифер) обнаруживает определенную тенденцию. Смена их родового и видового состава проходила в значительной мере синхронно – по крайней мере в пределах регионарусов и их частей, хотя палеоценовые и нижнеэоценовые комплексы нуждаются еще в дополнительном изучении.

Нужно подчеркнуть, что олигоценовый этап развития морской биоты был в значительной мере переломным, ибо в олигоцене сформировались комплексы, которые значительно отличались от более древних и фактически сформировали ядро ассоциаций, получивших развитие в миоцене.

На формирование биоценозов шельфовых зон Камчатки значительное влияние оказывали эвстатические колебания уровня океана и климатические флуктуации. В частности, во время потепления на широте Камчатки находилось много мигрантов, переместившихся сюда из южных широт.

Переломные моменты в развитии наземных флор хорошо корреспондируются с климатическими колебаниями прошлого. Но, отмечая последовательную смену флористических сообществ в палеогене, специально подчеркнем, что наиболее существенная их перестройка имела место в конце эоцена - начале олигоцена и это привело к формированию растительных ассоциаций нового типа, получивших дальнейшее развитие в неогеновое время. Таким образом, крупные изменения фауны и флоры, проходившие в разных экосистемах палеогена Камчатки, обнаруживают определенную синхронность.

Изучение морской фауны палеогена Камчатки показало, что камчатские комплексы имели достаточно четкие связи и обмен как с североамериканскими, так и японскими сообществами.

Складывается впечатление, что шельфовые комплексы палеоцена (?) и раннего - среднего эоцена в пределах Северной Пацифики имели значительное сходство, отличались в целом теплолюбивостью и охватывали практически все шельфовые зоны данной области. Ослабление связей восточноазиатских и западноамериканских ассоциаций стало проявляться в позднеэоценовое время. Этот вопрос нуждается еще в изучении, так как, возможно, смена палеогеографических и палеоклиматических условий могла вызывать асимметричные миграции фаун и нарушать двусторонний обмен биоты азиатского и североамериканского шельфов. Говорить о прохорезах олигоценового времени очень трудно из-за недостатка сравнительного материала, хотя можно предположить, что обмен фаун в пределах северотихоокеанских мелководных зон был достаточно заметным (возможно, даже с некоторым преобладанием миграций азиатских форм в сторону североамериканского шельфа).

Особо отметим, что сходство олигоценовых комплексов диатомей Камчатки и других районов Северной Пацифики с одновозрастными комплексами Северной Атлантики может служить доказательством связи в олигоцене североатлантического, арктического и тихоокеанского бассейнов. В целом обращают на себя внимание намечающиеся совпадения биотических и абиотических событий в рассмотренный отрезок времени. Этот феномен нуждается в специальном изучении, ибо отмечаемая синхронность тех или иных природных явлений не всегда напрямую свидетельствует об их причинно-следственных связях.

ЛИТЕРАТУРА

Буданцев Л.Ю. Фитостратиграфия континентального палеогена Западной Камчатки // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Восточной Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1984. С. 53 - 58.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Стратиграфия и палеографическая основа корреляции геологических событий неогена Камчатского региона // Осадочная оболочка Земли в пространстве и во времени. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геолог. конгресса. М.: Наука, 1989. С. 127 - 134.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.

Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н. и др. Планктон в палеогене п-ва Ильпинского (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85 - 90.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Проблемы палеогена Тигильмского района Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч.1. М.: ГИН АН СССР. 1985. С. 45 - 55.

Гладенков Ю.Б., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Новые данные о палеогене морского побережья залива Шелехова (Северо-Западная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 7 - 87.

Гладенков А.Ю. Стратиграфия кайнозоя Камчатского региона по диатомеям (олигоценовый и пограничный плиоцен-четвертичный уровни): // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1991. 30 с.

Краевая Т.С., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Морфологические типы геннойш в кайнозойских толщах Камчатки и их возможное климатостратиграфическое значение // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 131 - 135.

Серова М.Я., Фотьянова Л.И., Фрадкина А.Ф. Морские и континентальные отложения Северо-Западной Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С.186 - 189.

Хубуная С.А. Формационная принадлежность меловых и палеогеновых базальтов Кроноцкого полуострова и эоценовых базальтов Камчатского п-ова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. 26 с.

Челебаева А.И., Братцева Г.М. К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам (север Тихоокеанской области и смежные регионы) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. II. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 157 - 209.

Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 135 - 148.

Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман М.С. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.

Шаинян С.Х. Стратиграфические подразделения кайнозоя Северо-Охотского шельфа. Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 2. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 76 с.

Шанцер А.Е. Кайнозойское развитие Камчатки – формирование и деструкция нестабильных орогенических поднятий. // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 109 - 162.

Шанцер А.Е. Блоковая структура Камчатки и расположение тектономагматических структур в зависимости от движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканологической станции. 1979. № 57. С. 25 - 36.

Шанцер А.Е. Цикличность геологического развития Камчатки в позднем кайнозое // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1979. С. 217 - 221.

УДК 564.53:551.762(571.1).

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕГО ТОАРА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

© 1993 г. Ю. С. Репин, И. В. Полуботко

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

Поступила в редакцию 5.05.91 г.

На основе изучения непрерывного и насыщенного остатками аммонитов разреза нижне - среднеюрских отложений, вскрытого по р. Летней (бассейн р. Березовки, правого притока р. Колымы) между зоной Pseudolioceras rosenkrantzi верхнего тоара и зоной Pseudolioceras beyrichi (основание аалена) выделены две новые аммонитовые зоны – Pseudolioceras danilovi и Pseudolioceras paracompactile, наращивающие зональную схему верхнего тоара на северо-востоке Азии. Приведено описание трех новых видов Pseudolioceras, в том числе видов-индексов вновь предлагаемых зон, а также Pseudolioceras evolutum Repin, sp. nov.

За последнюю четверть века в изучении биостратиграфии юрских отложений на Северо-Востоке Азии были сделаны значительные успехи. Для региона, относившегося ранее к числу слабо изученных, разработаны зональные схемы, по обоснованности и детальности приближающиеся к схемам стратотипических для ярусов юры районов с вековой историей изучения (Стратиграфия ..., 1976; Решения ..., 1978; Решения ..., 1981; Зоны ..., 1982; Polubotko *et al.*, 1988).

Зональная аммонитовая схема тоарского яруса Северо-Востока России характеризуется наибольшей дробностью расчленения по сравнению с остальными ярусами нижнего и среднего отделов юры. Однако шесть местных зон этого яруса из семи приходятся на долю нижнего тоара. Верхнему тоару в современных схемах отвечает единственная зона Pseudolioceras rosenkrantzi, сопоставляемая с объемом всего верхнего тоара, который в общей шкале подразделен на три зоны (табл. 1). Условность такого сопоставления, неопределенность объема и палеонтологической характеристики верхнего тоара на Северо-Востоке Азии (как и вообще присутствие его в разрезах некоторых районов) давно привлекают внимание исследователей, ставя перед ними ряд нерешенных до сих пор вопросов.

Возникновение проблемы верхнего тоара на Северо-Востоке России и севере Сибири обусловлено несколькими причинами. Во-первых, отсутствием смыкаемости тоар-ааленских аммонитовых уровней (зон) в одном непрерывном разрезе, нередко наличием стратиграфических перерывов на этом уровне. Во-вторых, перестройкой климатических условий в позднем тоаре: после раннетоарского климатического оптимума происходит, по-видимому, глобальное похолодание вод бореальных бассейнов, приведшее к усилению дифференциации тетических и бореальных фаун. Резко снижается разнообразие бореальных моллюсковых сообществ, формируются эндемичные аммонитовые филетические линии. В составе аммонитов остается один род Pseudolioceras, что сильно затрудняет прямую корреляцию с последовательностью аммонитовых уровней в стандарте тоара, где род Pseudolioceras играет подчиненную роль.

Проблему, кроме того, усугубляет затрудненность корреляции между востоком Сибирской платформы и Северо-Востоком России. Ее причины также в усилении биогеографической дифференциации, приведшей к возникновению в позднем тоаре двух подпровинций – Якутской и Колымской – в составе Арктической провинции.

Схема зонального расчленения тоара разработана на разрезах центральной части Омолонского массива в верховьях р. Левый Кедон (Дагис и др., 1965; Полуботко и др., 1966). Не вдаваясь в обсуждение обоснования и номенклатурных изменений стратонов этой схемы, последний вариант которой приведен в таблице, необходимо отметить, что в этом разрезе выше зоны Pseudolioceras (P.) rosenkrantzi с размывом и стратиграфическим перерывом залегает толща алевролитов и песчаников, содержащая в нижней части остатки Pseudolioceras (Tugurites) fastigatum West., вида-индекса нижней зоны байоса региональной схемы юры Северо-Востока бывшего СССР (Решения ..., 1978). Верхний тоар в этом разрезе представлен одной зоной Pseudolioceras rosenkrantzi, и остатки вида встречаются под самой границей размыва.

Зоны аалена для Востока России, Северо-Востока и Северной Сибири установлены на

		Стандартные зоны	Зоны Северо-Востока России	р. Левый Кедон	Тугурский залив	р. Вилига	р. Мархa
ААЛЕН	верхний	Graphoceras concavum	Pseudolioceras (Tugurites) tugurense		Pseudolioceras tugurense	Pseudolioceras tugurense	
		Ludwigia murchisonae					
	нижний	Leioceras opalinum	Pseudolioceras (Pseudolioceras) maclintocki		Pseudolioceras maclintocki	Pseudolioceras maclintocki	
			Pseudolioceras (Pseudolioceras) beyrichi		Pseudolioceras beyrichi	Pseudolioceras beyrichi	?----------
ТОАР	верхний	Dumortieria levesquei	Pseudolioceras (Pseudolioceras) paracompactile			Базальты	Pseudolioceras (Pseudolioceras) alienum
		Grammoceras thouarsense	Pseudolioceras (Pseudolioceras) danilovi				
		Haugia variabilis	Pseudolioceras (Pseudolioceras) rosenkrantzi	Pseudo-lioceras rosenkrantzi			
	нижний	Hildoceras bifrons	Peronoceras spinatum	Peronoceras spinatum			
			Zugodactylites monestieri	Zugodacty-lites monestieri	Zugodactylites monestieri	Zugodactylites monestieri	Zugodactylites monestieri
			Dactylioceras athleticum	Dactylioceras athleticum		Dactylioceras athleticum	Dactylioceras athleticum
		Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum		Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum
			Eleganticeras elegantulum	Eleganticeras elegantulum			Eleganticeras elegantulum
		Dactylioceras tenuicostatum	Tiltoniceras propinquum	Tiltoniceras propinquum			

Рис. 1. *Схема зонального расчленения пограничных нижнесреднеюрских отложений на Северо-Востоке Азии.*

разрезах Торомского прогиба в Западном Приохотье (Сей и др., 1980). Здесь, на побережье Тугурского залива, ааленские отложения, начинающиеся слоями с Pseudolioceras (P.) beyrichi, залегают на отложениях зоны Zugodactylites monestieri нижнего тоара. Весь верхний тоар вместе с зоной Peronoceras spinatum нижнего тоара из разреза выпадает (рис. 1).

Весьма важный для зональной стратиграфии разрез юры, вскрытый на р. Вилиге в Северном Приохотье (Полуботко и др., 1974; Стратиграфия ..., 1976), также не проливает свет на проблему верхнего тоара, так как здесь между нижнетоарской зоной Zugodactylites monestieri и нижне-

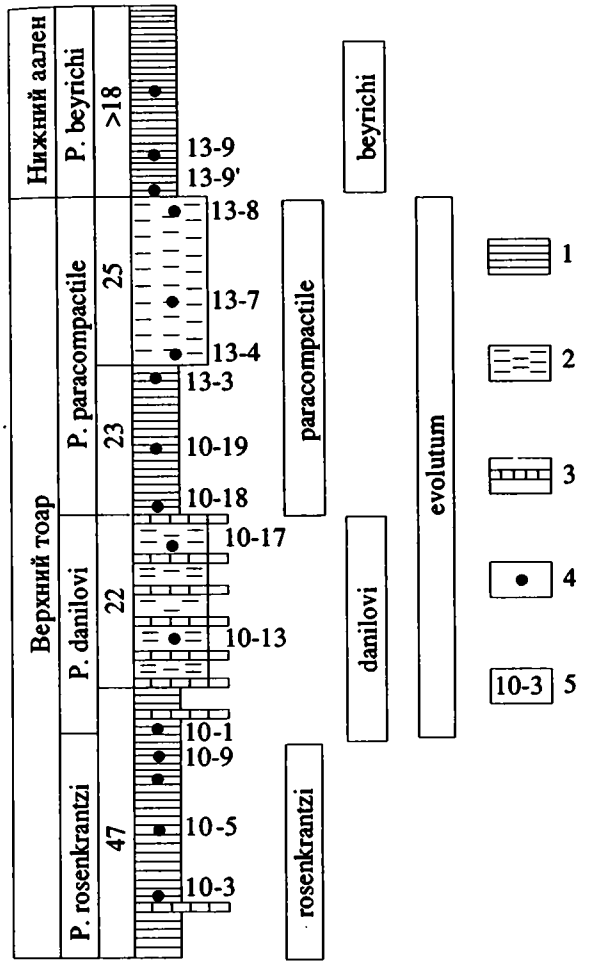


Рис. 2. *Стратиграфическая колонка и схема распределения видов Pseudolioceras по разрезу нижне - среднеюрских отложений в бассейне р. Березовки. 1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – прослои глинистых известняков; 4 – конкреции карбонатного состава; 5 – место отбора и полевой номер образцов с фауной.*

ааленской зоной Pseudolioceras beyrichi залегают кластолавы базальтов (200 м), содержащие в отдельных прослоях туфов только ростры неопределимых белемнитов.

В этой связи большой интерес представляет непрерывный разрез пограничных нижне - среднеюрских отложений, вскрытый в бассейне среднего течения р. Березовки, правого притока р. Колымы (рис. 2). Он был изучен авторами в 1987 г.

Разрез сложен глинисто-алевритовой толщей с обилием мелких карбонатно-глинистых конкреций. Переход между выделяемыми пачками нерезкий и границы между ними в какой-то мере условны. Строение разреза (снизу вверх) следующее.

1. Аргиллиты темно-серые оскольчатые, со скорлуповатой отдельностью, ржаво-рыжие на выветрелой поверхности. В них редкие линзовидные прослои глинистых известняков мощностью 5 - 15 см. В 5 - 8 м выше основания пачки появляется довольно много глинисто-карбонатных конкреций различной формы – от уплощенно-лепешковидных до округлых, диаметром от 3 - 5 до 10 - 12 см. У кровли пачки проходит выдержанный слой глинистого известняка мощностью до 40 см. Видимая мощность 47 м.

2. Глинистые алевролиты и алевролиты темно-серые, оскольчатые. В них проходит много прослоев глинистых известняков мощностью 10 - 15 - 20 см, повторяющихся через 1.0 - 1.5 - 2.0 - 3.0 м. По всей пачке встречаются карбонатно-глинистые конкреции, обычно шаровидной формы, диаметром до 3 - 5 см, реже больше. Мощность 22 м.

3. Глинистые алевролиты и аргиллиты темно-серые, с обилием карбонатно-глинистых конкреций диаметром от 3 - 4 до 10 см, особенно в средней части пачки. Мощность 22 - 24 м.

4. Глинистые алевролиты и алевролиты, близкие к породам пачки 2, но практически без прослоев глинистых известняков, с меньшим количеством карбонатно-глинистых конкреций. Мощность около 25 м.

5. Аргиллиты и глинистые алевролиты с редкими линзами глинистых известняков, длиной 2.5 - 3.0 м и толщиной до 30 - 40 см, бурые с поверхности. Конкреции не образуют заметных скоплений. Видимая мощность около 18 м.

Общая мощность разреза 135 м.

Разрез равномерно охарактеризован многочисленными остатками аммонитов, приуроченных в основном к конкрециям, реже – к прослоям глинистых известняков. Остатки аммонитов принадлежат одному роду Pseudolioceras. Всего по разрезу собрано около 4000 экз. Среди них найден всего один экземпляр Phylloceras heterophyllum (Sow.) (обр. 10-3). Мелкие двустворки встречены в конкрециях только в одном слое (обр. 10-13) и определены как Arctotis aff. marchaensis (Petr.), Mytiloceramus (Lenoceramus) sp., Camptonectes sp.

Тонкозернистый однородный состав пород, значительная мощность, состав фаунистических остатков свидетельствуют об относительно глубоководных условиях формирования осадков и скорее всего об отсутствии сколько-либо значительных стратиграфических перерывов.

Последовательное распределение отдельных видов рода Pseudolioceras по разрезу позволяет выделить следующие зоны (лоны). Нижние 37 м пачки 1 охарактеризованы остатками Pseudolioceras (P.) rosenkrantzi A. Dagis и отнесены к одноименной зоне верхнего тоара. Верхние 10 м пачки 1 и вся пачка 2 содержат два новых вида – Pseudolioceras (P.) danilovi Repin, sp. nov. и Pseudo-

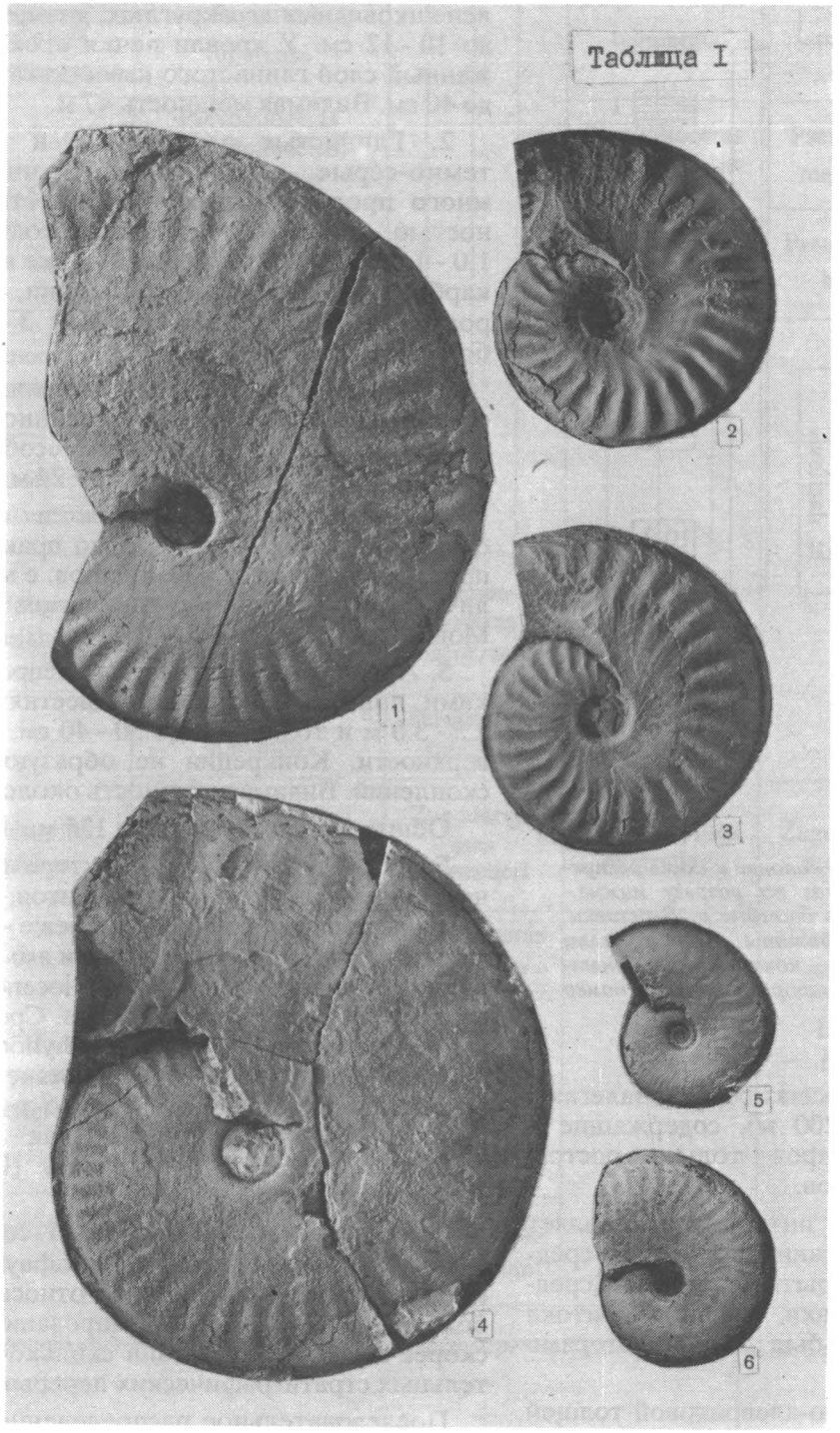


Таблица I.
1 - 4 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) rosenkrantzi A. Dagis. 1 – обр. 10-7 (37/837), фрагмокон, вид сбоку, анволютоконх; 2 – обр. 10-6 (31/837), вид сбоку, эволютоконх; 3 – обр. 10-7 (42/837), вид сбоку; 4 – обр. 10-3 (43/837), фрагмокон, вид сбоку. Зона P. rosenkrantzi. 5, 6 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) danilovi Repin, sp. nov. 5 – обр. 10-1 - (44/837), вид сбоку; 6 – обр. 10-1 (45/837), вид сбоку. Зона P. danilovi

lioceras (P.) evolutum Repin sp. nov. выделяются в зону Pseudolioceras (P.) danilovi. Пачка 3 и нижняя половина пачки 4 охарактеризованы остатками Pseudolioceras (P.) evolutum Repin, sp. nov. и Pseudolioceras (P.) paracompactile Repin, sp. nov. Относим эту часть разреза к зоне Pseudolioceras (P.) paracompactile, условно присоединяя к ней верхнюю половину пачки 4, в которой не най дено определимых остатков аммонитов. Смена видов Pseudolioceras происходит в основании пачки 5.

В пачке 5 найдены остатки Pseudolioceras (P.) beyrichi (Schloenb.) – вида-индекса нижней зоны аалена, что дает основание относить эту пачку к средней юре.

Таким образом, в рассмотренном разрезе между зонами Pseudolioceras rosenkrantzi и Pseudolioceras beyrichi выделяется два дискретных уровня, которые рассматриваются в качестве новых биостратиграфических зон верхнего тоара. В пользу принадлежности этих зон к верхнему тоару свидетельствует не только положение в разрезе – под зоной Pseudolioceras beyrichi, являющейся самым нижним аммонитовым уровнем аалена на Северо-Востоке Азии, – но и близость местного вида Pseudolioceras (P.) paracompactile sp. nov. к Pseudolioceras (P.) compactile (Simpson), который является обычным элементом позднетоарских аммонитовых сообществ Западной Европы. Наиболее часто он отмечается в средней части верхнего тоара (зона Grammoceras thouarsense), но есть указание на его присутствие в самых верхних слоях тоара (Dietl *et al.*, 1977, с. 4, табл. 1, фиг. 3).

Мы рассматриваем восточно-азиатский P. paracompactile sp. nov. как викариант европейского P. compactile (Simpson) и предполагаем близкое их стратиграфическое распространение.

Вид-индекс нижней зоны верхнего тоара на Северо-Востоке бывшего СССР – Pseudolioceras (P.) rosenkrantzi A. Dagis – в значительной степени сближается с европейским Pseudolioceras (P.) württembergica (Denckmann), что также позволяет рассматривать их в качестве викарирующих видов. Стратиграфическое положение последнего вида недостаточно определенно, но, вероятно, не выходит за пределы нижней половины верхнего тоара. Непосредственная корреляция зон верхнего тоара Северо-Востока России, которые выделяются по смене видов эндемичной ветви Pseudolioceras, с зонами и подзонами стандарта, установленными на основании сукцессии позднетоарских родов Haugia, Grammoceras, Pseudogrammoceras, Phlyseogrammoceras, Dumortieria и Pleydellia, пока невозможна.

Ниже дано описание трех новых видов Pseudolioceras из разреза, вскрытого по р. Летней (бассейн р. Березовки). Коллекция хранится в музее ВНИГРИ в г. Санкт-Петербург под № 837.

Отряд Ammonitida

Подотряд Ammonitina

Семейство Hildoceratidae Hyatt, 1867

Подсемейство Harpoceratinae Neumayr, 1875

Род Pseudolioceras Buckman, 1889

Подрод Pseudolioceras Buckman, 1889

Типовой вид: Ammonites compactilis Simpson, 1885

Тоарский ярус Англии.

Pseudolioceras (Pseudolioceras) danilovi Repin sp. nov.

Табл. I, фиг. 5, 6; табл. II, фиг. 4, 5, 6, 8, 9; табл. III, фиг. 4, 7, 8.

Название – в честь геолога В.Г. Данилова.

Голотип, экз. 52/837, табл. II, фиг. 4. Верхний тоар, зона Pseudolioceras danilovi Северо-Востока бывшего СССР.

Материал. Около 50 целых ядер и несколько десятков отпечатков и фрагментов раковин.

Описание. Раковина среднего размера (максимальный диаметр до 70 мм) образована сильно объемлющими и уплощенными оборотами. На раковинах диаметром до 30 - 35 мм боковые поверхности очень слабо выпуклые с наибольшей толщиной оборота, находящейся выше середины оборота. С ростом раковины наибольшая выпуклость смещается на середину оборота. Боковые поверхности плавно, но быстро переходят в округленную узкую килеобразно заостренную вентральную сторону. Сочленение боков со стенкой пупка закругленное на раковинах диаметром до 15 - 20 мм, далее становится угловатым. Пупок узкий с отвесными невысокими стенками. Сечение оборотов высокое, эллиптическое, с высотой, вдвое превышающей толщину оборота.

Для этого вида характерна длительная стадия развития тонких струйчатых серповидных одиночных ребер, которая продолжается до достижения раковиной диаметра 30 - 35 мм, но есть единичные экземпляры (табл. II, фиг. 9), у которых ребра, хотя и тонкие, становятся явственными уже при диаметре раковины в 20 мм. На взрослых экземплярах развиты многочисленные относительно тонкие серповидные ребра, слабо выраженные в нижней половине оборота и отчетливые в верхней. Ширина треугольно-округленных невысоких ребер и промежутков, их разделяющих, примерно равны. На раковинах диаметром от 40 до 60 мм количество ребер составляет от 38 до 46, т.е. коэффициент ребристости[1] колеблется от 0.7 до 0.9.

Сравнение. Среди видов рода Pseudolioceras

[1] Отношение количества ребер на обороте к диаметру раковины.

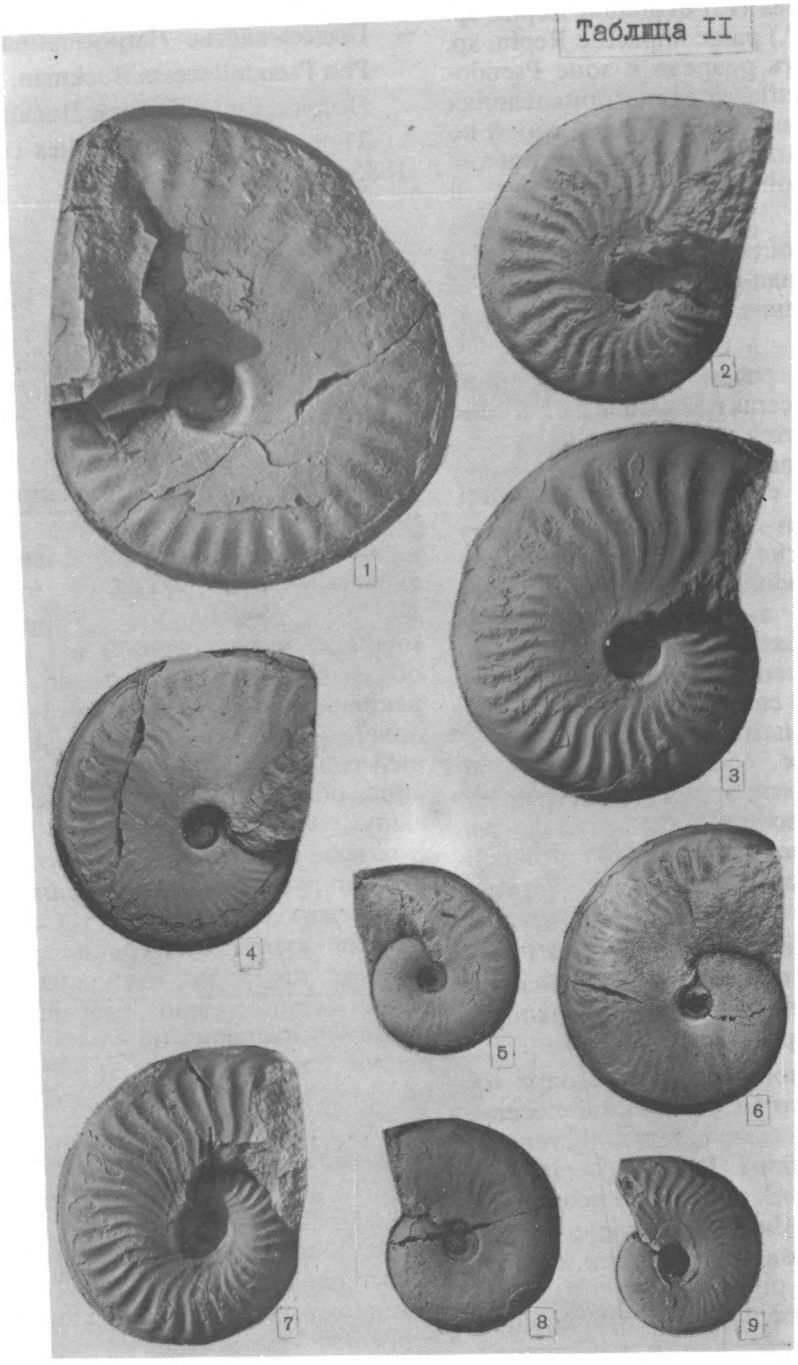


Таблица II.
1 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) rosenkrantzi A. Dagis. Обр. 10-4 (61/837), фрагмокон с началом жилой камеры. Зона P. rosenkrantzi. 2, 3, 7 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) paracompactile Repin, sp. nov. 2 – обр. 10-18 (46/837), вид сбоку; 3 – обр. 10-19 (141/837), голотип, вид сбоку; 7 – обр. 10-19 (47/837), вид сбоку. Зона P. paracompactile. 4, 5, 6, 8, 9 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) danilovi Repin, sp. nov. 4 – обр. 10-14 (52/837), голотип, вид сбоку; 5 – обр. 10-1 (48/837), вид сбоку; 6 – обр. 10-1 (49/837), вид сбоку; 8 – обр. 10-1 (50/837), вид сбоку; 9 – обр. 10-11 (51/837), вид сбоку. Зона P. danilovi

описываемый вид отчетливо выделяется длительной стадией слабой струйчатой ребристости уплощенностью боковых сторон и многочисленными тонкими ребрами. На стадии слабой струйчатости P. danilovi по скульптуре в какой-то степени сближается с Pseudolioceras lectum (Simpson) (Buckman, 1911, табл. 43, фиг. 1 - 3), но отличается уплощенными оборотами, наибольшая толщина которых располагается выше середины оборота, и более узким пупком.

Распространение. Бассейн р. Колымы (Северо-Восток России), р. Березовка; верхний тоар, зона Pseudolioceras danilovi.

Pseudolioceras (Pseudolioceras) paracompactile Repin, sp. nov.

Табл. II, фиг. 2, 3, 7; табл. III, фиг. 9

Pseudolioceras compactile (Simps.): Репин, 1968, с. 121, табл. 53, фиг. 1, но не фиг. 2, 3.

Название вида – по сходству с видом P. compactile.

Голотип. Экз. 131/837, табл. II, фиг. 3. Верхний тоар, зона Pseudolioceras paracom pactile Северо-Востока России.

Материал. Около 100 ядер хорошей сохранности и до 300 отпечатков и фрагментов раковин.

Описание. Раковины среднего размера (максимальный диаметр до 60 мм) образованы довольно быстро возрастающими в высоту и сильно объемлющими оборотами. Высокоовальные обороты объемлют предыдущие на 80 - 85%. Вентральная сторона округлая, узкая; она плавно и быстро переходит в слегка наклоненные к ней боковые поверхности. Последние слабо, но отчетливо выпуклые. Пупок умеренно узкий (П/Д = 0.16 - 0.18). Стенка пупка вертикальная, под прямым углом сочленяется с боковой поверхностью. Наибольшая толщина оборота приходится на его середину.

Бока покрыты простыми серповидными ребрами, начинающимися у внутреннего края оборота, где они выражены слабо. В верхней половине ребра становятся более высокими и широкими, соответственно расширяются и межреберные промежутки, которые несколько шире самих ребер. При переходе на вентральную сторону ребра сглаживаются. Киль приостренный, невысокий.

Сравнения и замечания. Как следует из названия нового вида, он наиболее близок типу рода Pseudolioceras – P. compactile (Simpson). Необходимо отметить, что хотя P. compactile выбран в качестве типа рода Pseudolioceras, тем не менее до сих пор его видовая характеристика недостаточно определенна, и разные авторы различно представляют объем P. compactile, относя к нему псевдолиоцерасы с различной морфологической характеристикой, что совершенно размывает специфические черты этого вида.

В качестве предполагаемого голотипа С. Бакмен указывает маленький экземпляр из коллекции Лицетта (Buckman, 1909 - 1930, табл. 41А, фиг. 1, 2). От него наиболее типичные (средние) формы P. paracompactile sp. nov. на соизмеримых диаметрах отличаются несколько более выпуклыми боками и резче выраженными нижними частями ребер. От метатипа P. compactile (Buckman, 1909 - 1930, табл. 41Б, фиг. 1, 2) новый вид отличается несколько более вздутыми оборотами и заметно большим пупком. От изображенного А.А. Дагис (Дагис, 1974, табл. 18, фиг. 1) топотипического экземпляра P. compactile, происходящего из зоны Grammoceras thouarsense в Йоркшире (Англия), описываемый вид отличен несколько меньшим пупком и менее отклоняющимися назад ребрами в верхней части оборота.

Близок P. paracompactile sp. nov. и к раннеааленскому P. maclintocki (Haughton), отнесенному Е.Д. Калачевой и И.И. Сей к подроду Tugurites (Sey *et al.*, 1986). Голотип этого вида, происходящий с о-ва Принц-Патрик в Арктической Канаде, представлен рисунком и сопровождается кратким описанием, что затрудняет создать четкое представление о P. maclintocki. Поэтому при сравнении с этим видом за основу берется коллекция аммонитов, собранная на островах Арктической Канады (о-в Короля Маккензи и др.) и включаемая Г. Фребольдом в объем P. maclintocki. При этом, следуя за И.И. Сей и Е.Д. Калачевой (Сей и др., 1980), мы принимаем за типичные P. maclintocki псевдолиоцерасы с отчетливо выраженными ребрами на всем протяжении оборота (Frebold, 1960, табл. 8, фиг. 1, 2, 4 - 7, но не табл. 8, фиг. 3, 6 - 8).

В таком понимании P. maclintocki описываемый вид отличается от него слабее выраженными и чуть шире расставленными ребрами.

Распространение. Бассейн р. Колымы, р. Березовка; верхний тоар, зона Pseudolioceras paracompactile.

Pseudolioceras (Pseudolioceras) evolutum Repin sp. nov.

Табл. III, фиг. 2, 3, 6.

Название от evolutum (лат.) - эволютный.

Голотип. Экз. 143/837, табл. III, фиг. 3. Верхний тоар, зона P. paracompactile Северо-Востока России.

Материал. 21 ядро хорошей сохранности и несколько десятков отпечатков и фрагментов ядер.

Описание. Уплощенная раковина среднего размера (*D* до 50 мм) образована довольно

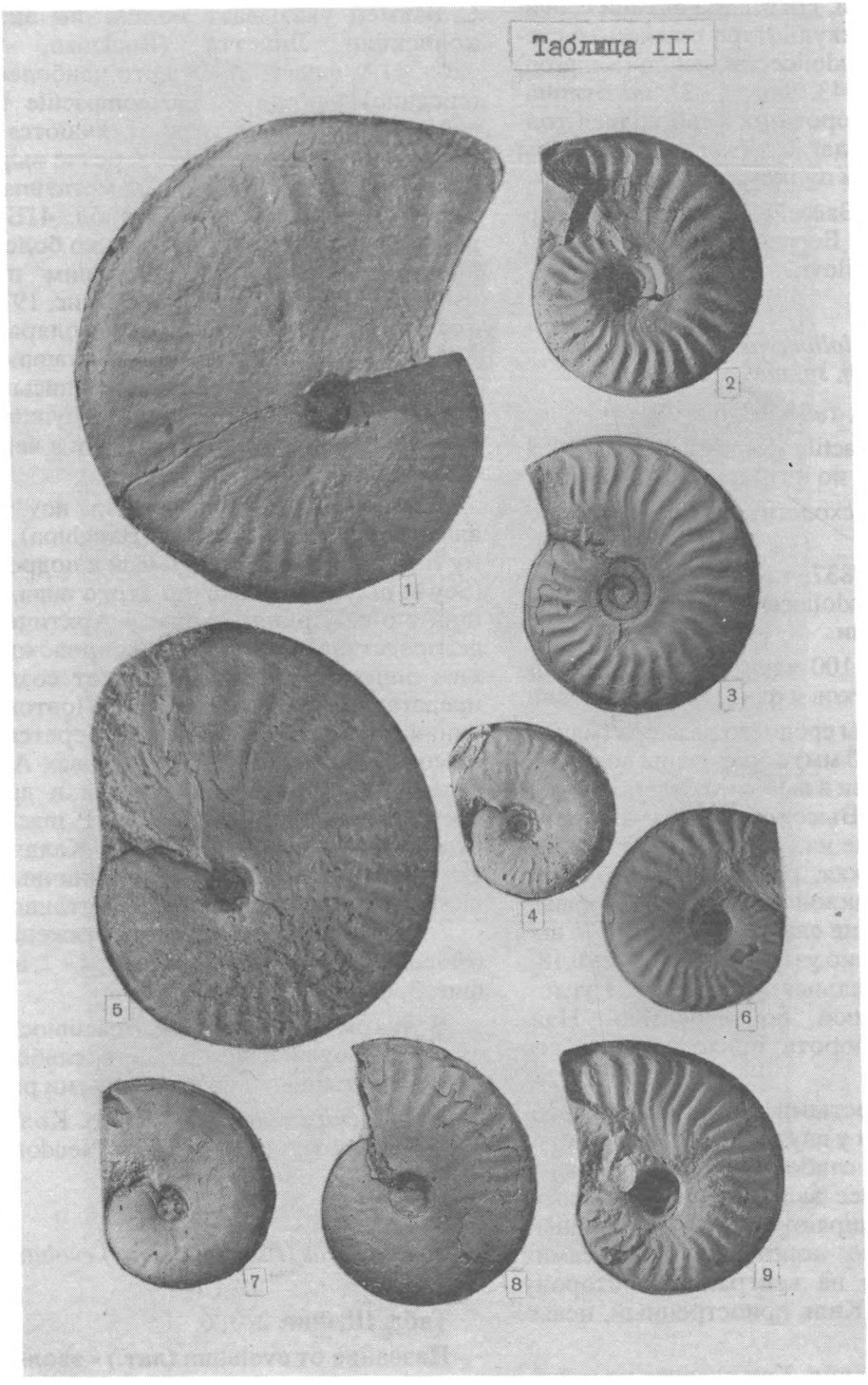


Таблица III.
1, 5 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) beyrichi (Schloenbach). 1 – обр. 13-91 (53/837), вид сбоку; 5 – обр. 13-9 (54/837), вид сбоку. Зона P. beyrichi. 2, 3, 6 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) evolutum Repin, sp. nov. 2 – обр. 10-13 (55/837), вид сбоку. Зона P. danilovi. 3 – обр. 10-19 (143/837), голотип, вид сбоку. Зона P. paracompactile. 6 – обр. 10-18, (56/837), вид сбоку. Зона P. paracompactile. 4, 7, 8 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) danilovi Repin, sp. nov. 4 – обр. 10-11 (57/837), вид сбоку; 7 – обр. 10-1 (58/837), вид сбоку; 8 – обр. 10-12 (59/837), вид сбоку. Зона P. danilovi 9 – Pseudolioceras (Pseudolioceras) paracompactile Repin, sp. nov. Обр. 10-18 (60/837), вид сбоку. Зона P. paracompactile

быстро возрастающими в высоту и сильно объемлющими оборотами. На протяжении последнего полуоборота высота увеличивается наполовину, объемлемость достигает 80%. Боковые стороны слабо выпуклые, плавно сочленяются с узкой килеватой вентральной стороной. На раковинах диаметром больше 20 мм в припупковой области боковых сторон появляется узкая депрессия. На этой стадии переход в сильно наклоненные, почти отвесные стенки пупка угловатый. На внутренних оборотах стенки пупка закругленные, низкие. Вентральная сторона округленная; у раковин, достигших зрелости, она расширяется и уплощается в предустьевой части. Бока покрыты слабосерповидными ребрами, ослабленными в припупковой части.

Сравнение и замечания. Среди известных представителей Pseudolioceras новый вид выделяется шириной пупка, что сближает его с такими видами, как P. alienum A. Dagis (Дагис и др., 1967, с. 54, табл. 1, фиг. 7, 8) и P. kedonense Repin (Полуботко и др., 1966, с. 52, табл. 3, фиг. 1 - 3). Тем не менее P. evolutum sp. nov. отличается от P. alienum несколько меньшими размерами пупка (П/Д = 20% против 26% у alienum), развитием слабой вогнутости боков в припупковой области и в целом более грубыми ребрами.

По сравнению с P. kedonense описываемый вид отличается меньшим числом более грубых, но слабее выраженных в нижней части ребер и характером более уплощенной вентральной стороны. Характером скульптуры и вентральной стороны P. evolutum sp. nov. близок голотипу P. rosenkrantzi A. Dagis (Дагис и др., 1965, с. 23, табл. 1, фиг. 1), но отличается от него более широким пупком.

Для видов рода Pseudolioceras характерен значительный полиморфизм, при этом особенно ярко, по-видимому, проявлен половой диморфизм. Среди ветвей тоар-ааленских Pseudolioceras (P. lythense, P. kedonense, P. rosenkrantzi, P. beyrichi и др.) установлены диморфные пары. Поэтому вполне вероятно, что вновь выделяемый новый вид P. evolutum на деле является практически неразличимым эволютоконхом (микроконхом) видов P. danilovi sp. nov. и P. paracompactile sp. nov., чем можно объяснить его присутствие в той и другой зонах.

Распространение. Бассейн р. Колымы, р. Березовка; верхний тоар, зоны P. danilovi и P. paracompactile.

ЛИТЕРАТУРА

Дагис А.А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.

Дагис А.А., Дагис А.С. О зональном расчленении тоарских отложений на Северо-Востоке СССР // Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений севера Сибири. М.: Наука, 1965. С. 15 - 26.

Дагис А.С., Дагис А.А. Стратиграфия тоарских отложений Вилюйской синеклизы // Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Л.: Наука, 1967. С. 41 - 60.

Зоны юрской системы в СССР. Л.: Наука, 1982. 191 с.

Полуботко И.В., Репин Ю.С. Стратиграфия и аммониты тоарского яруса центральной части Омолонского массива // Материалы по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. Магадан.: Магадан. кн. изд-во, 1966. С. 30 - 35.

Полуботко И.В., Репин Ю.С. Биостратиграфия ааленского яруса Северо-Востока СССР // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 91 - 101.

Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974 - 1975 гг. 1978. 192 с.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978 г. 1981. 90 с.

Репин Ю.С. Нижне - и среднеюрские аммониты Северо-Востока СССР // Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1968. 382 с.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне - и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 187 с.

Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 435 с.

Buckman S.S. Yorkshire type Ammonites. London. 1930. 457 p.

Dietl G., Etzold A. The Aalenian at the Type Locality // Stuttgarter Beitr. Naturk., 1977. Serv. B. N 30. S. 1 - 13.

Frebold H. The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Lower Jurassic and lowermost Middle Jurassic Ammonites // Bull. Geol. Surv. Canada, 1960. V. 59. 33 p.

Polubotko I.V., Repin Y.S. Lower and Middle Jurassic of the North-East // News. Stratigr. V. 1. 19 N 1/2. 1988. P. 1 - 17.

Sey I.I., Kalacheva E.D. The Jurassic ammonite Pseudolioceras (Tugurites) of the Bering Province // Can. J. Earth Sci. 1986. V. 23. P. 1042 - 1045.

УДК 551.78:579 (47).

КОРРЕЛЯЦИЯ ОПОРНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ МЛЕКОПИТАЮЩИХ МИОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ С МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛОЙ

© 1993 г. Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер

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

Поступила в редакцию 25.01.92 г.

В результате анализа фауны, палеомагнитных и геологических данных установлена последовательность опорных местонахождений млекопитающих среднего сармата, мэотиса и понта Северного Причерноморья, Закавказья и Казахстана. Выявлены общие с Западной Европой фаунистические события на нижней и верхней границах валлезия и верхней границе туролия, а также некоторые отличительные черты валлезийских и туролийских фаун рассмотренных территорий.

В последнее время биостратиграфами большое внимание уделяется разработке континентальной шкалы неогена по млекопитающим и корреляции фаун различных палеозоогеографических регионов. Целью настоящей работы является анализ имеющихся материалов, которые могут быть использованы для построения региональной шкалы континентальных отложений восточного и центрального секторов северной Палеарктики и для выработки критериев корреляции ее с западноевропейской континентальной шкалой (Mein, 1990).

Поскольку фауны удаленных друг от друга областей существенно различаются, то для выработки критериев корреляции необходимо прежде всего установить изохронные уровни в развитии этих фаун и проанализировать приуроченные к ним события.

Материалом для статьи послужили в основном результаты магнитостратиграфических исследований опорных местонахождений позднеогеновых млекопитающих Северного Причерноморья (рис. 1). Особое место среди них занимают местонахождения, приуроченные к морским отложениям Восточного Паратетиса. Привлекались также некоторые местонахождения, не имевшие палеомагнитых характеристик, но с достаточно точно установленным геологическим положением внутри региоярусов Восточного Паратетиса. Основной предпосылкой для привязки всех этих местонахождений к магнитохронологической шкале явилось наличие магнитостратиграфической шкалы, разработанной для морского неогена Восточного Паратетиса (Вангенгейм и др., 1988; Певзнер, Вангенгейм, 1984).

Рассматриваемый в настоящей работе стратиграфический интервал охватывает валлезий - туролий континентальной шкалы Западной Европы.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВАЛЛЕЗИЯ

Нижняя граница валлезия определяется по первому появлению рода Hipparion в Старом Свете, и по K-Ar-датировкам возраст ее оценивается в интервале 11 - 11.5 млн. лет. Самыми древними из известных в Восточной Европе местонахождениями с остатками гиппариона – архаичной формы из группы H. primigenium – считаются Петриканы, Гидигич, Голбочика, Кутузов в окрестностях Кишинева (рис. 2). В этих же местонахождениях обнаружены остатки Microstonyx antiquus (Kaup.), Thalassitics robusta (Nordm.) и др. Кости собраны в биогермных известняках нижней части среднего сармата (бессарабия) (Лунгу, Чемыртан, 1986).

Близкие по возрасту к этим местонахождениям Бужор 1, Лапушна, Калфа в Молдове приурочены к морским и дельтовым отложениям бессарабия. Костеносные отложения имеют прямую намагниченность, образовавшуюся во второй половине эпохи магнитной полярности 11. В составе фауны этих местонахождений наряду с формами, известными в астарации, присутствуют Hipparion sarmaticum Lungu (gr. primigenium), Machairodus lascarevi Lungu (gr. aphanistus), Progonomys cathalai Shaub и др. (Певзнер и др., 1987).

Исходя из этих данных можно заключить, что время первого появления гиппарионов в Восточной Европе ограничивается датами 10.8 млн. лет (верхняя граница эпохи магнитной полярности 11) и 11.4 млн. лет (возраст нижней границы среднего сармата).

Сразу стратиграфически выше инверсии между эпохами 11 и 10, в зоне обратной полярности, располагаются костеносные горизонты в местонахождениях Бужор 2 и Варница в Молдове (Певзнер и др., 1987). В составе фауны появляются Percrocuta gigantea (Schlos.), Moldoredunca,

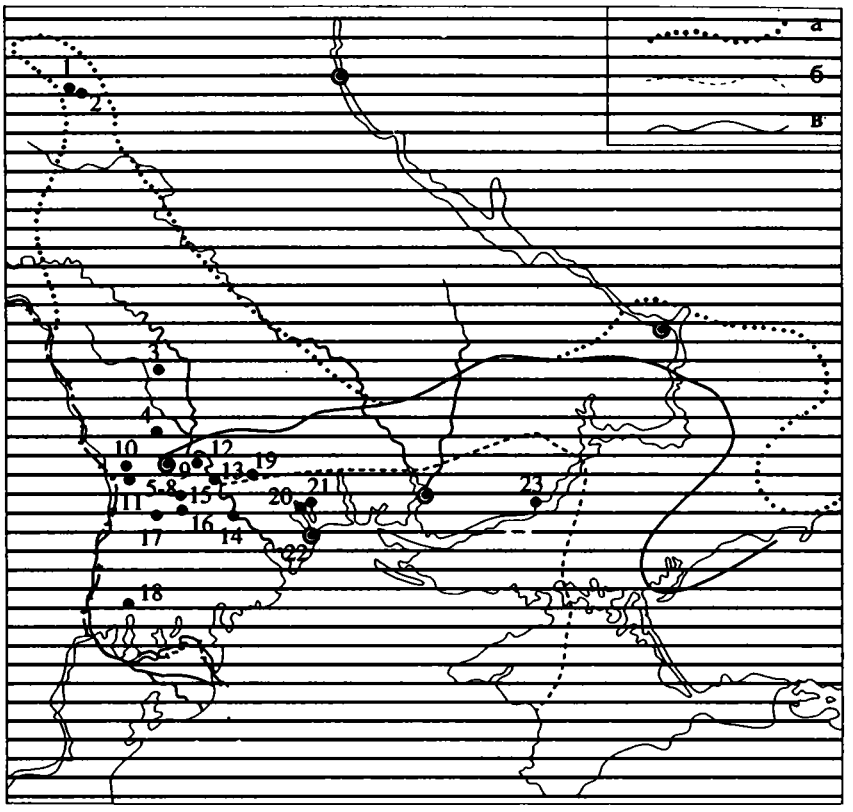


Рис. 1. *Местонахождения млекопитающих на территории Северного Причерноморья.*
1 – Грицев; 2 – Климентовичи; 3 – Распопены; 4 – Покшешты; 5 – Петриканы; 6 – Гидигич; 7 – Голбочика; 8 – Кутузов; 9 – Аташаска; 10 – Бужор; 11 – Лапушна; 12 – Калфа; 13– Варница; 14 – Чобручи; 15 – Кайнары; 16 – Тараклия; 17 – Чимишлия; 18 – Виноградовка; 19 – Гребеники; 20 – Новая Эметовка; 21 – Старая Кубанка; 22 – Одесса (16 Станция Большого Фонтана, лектостратотип понта); 23 – Берислав.
а – Предполагаемая береговая линия моря второй половины среднесарматского века; б – предполагаемая береговая линия в начале позднего сармата; в – предполагаемая береговая линия позднесарматского моря (по Колесникову, 1940).

вторая форма гиппариона – H. aff. verae. Количество астарацких форм сокращается, но постоянно присутствуют Lagomeryx и Euprox.

Все перечисленные местонахождения образовались вблизи береговой линии среднесарматского моря во время регрессии, когда в Галицийском заливе море отступило от широты г. Ровно, по крайней мере до линии Бужор–Варница. После чего последовала новая трансгрессия на север и Галицийский залив восстановился в прежних размерах.

К местонахождениям Бужор 2 и Варница близки по возрасту местонахождения Грицев и Климентовичи в Хмельницкой области Украины. В Грицеве кости позвоночных залегают в карстовых трещинах в биогермных известняках и глинах, перекрывающих биогермы и содержащих раковины среднесарматских моллюсков. Костеносные отложения имеют обратную намагниченность. В составе фауны Hipparion ex gr. primigenium, H. sp., Lagomeryx, Euprox, Amphilagus, Percrocuta (Dinocrocuta) gigantea, Dorcatherium (Короткевич, 1988; Семенов, 1989; Лунгу, устное сообщение).

Сравнивая фауны Климентовичей и Грицева, Е.Л. Короткевич (1988, с. 110) считала, что "общие формы из обоих местонахождений если не идентичны, то очень близки в видовом отношении, на этом основании Климентовичи и Грицев помещены в единое фаунистическое подразделение..., а возраст этих местонахождений определен началом среднего сармата...". Однако присутствие двух форм гиппарионов в Грицеве и обратная намагниченность вмещающих кости отложений противоречат такой датировке. Как показывают палеомагнитные исследования полных разрезов среднего сармата, их нижняя часть имеет прямую намагниченность (эпоха 11), а верхняя – обратную (эпоха 10). Таким образом, местонахождение Грицев, а соответственно и Климентовичи, не могут быть древнее середины бессарабия. Архаический облик фауны этих местонахождений (присутствие большого числа форм, общих с астарацием) по сравнению с примерно одновозрастным местонахождением Варница в Молдове объясняется, вероятно, приуроченностью их к разным ландшафтным зонам: если в фауне Варницы значительное место занимают представители открытых пространств, то в

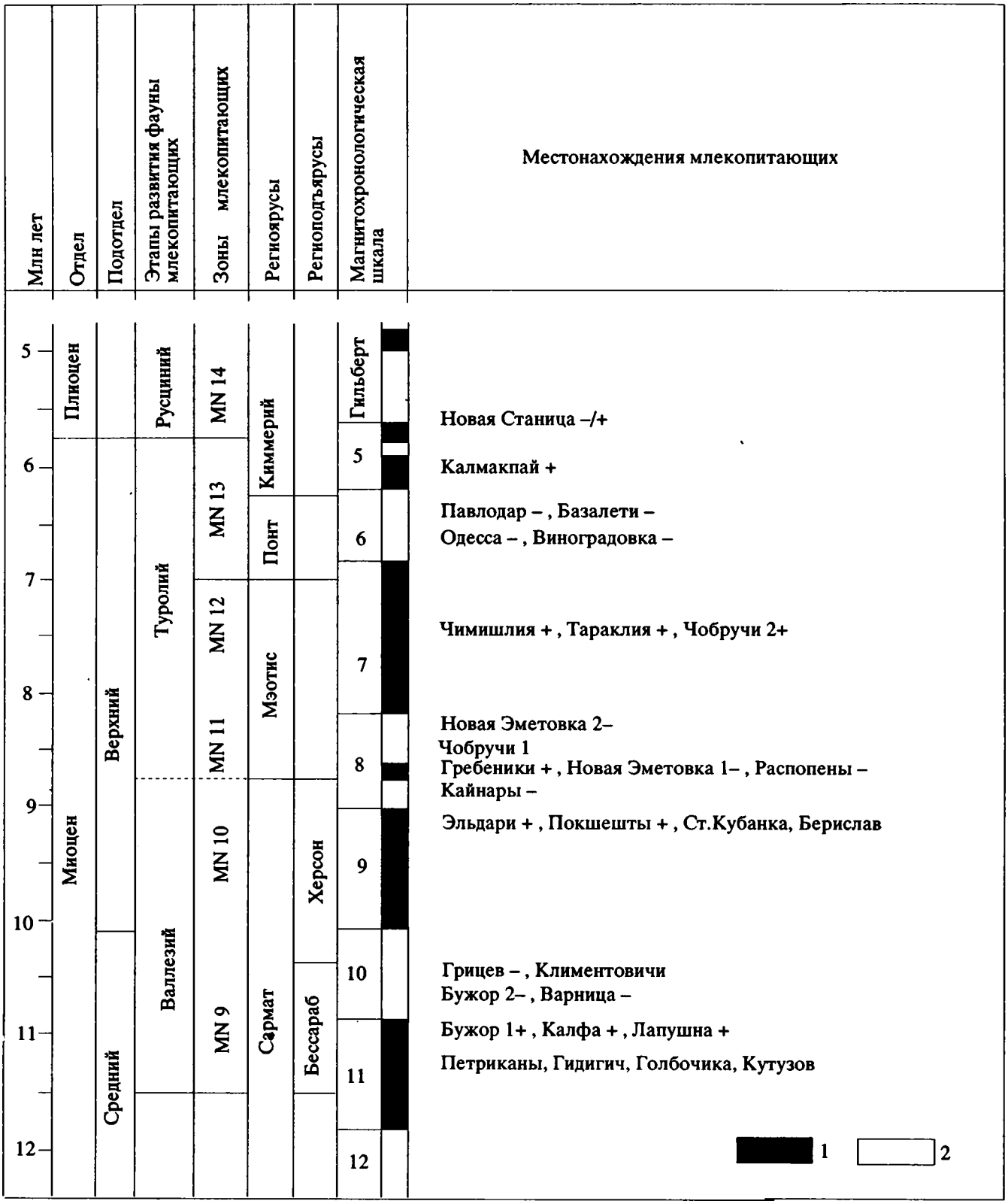


Рис. 2. *Положение местонахождений млекопитающих в магнитохронологической и стратиграфических шкалах. 1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность; " + " – прямая намагниченность; " – " – обратная намагниченность.*

Грицеве до 80% форм – обитатели теплых влажных лесных биотопов (Короткевич, 1988).

Из позднесарматских местонахождений, связанных с морскими отложениями, палеомагнитная характеристика получена для Эльдари в Закавказье и местонахождения Кайнары в Молдове.

Судя по положению в разрезе, костеносный горизонт Эльдари относится к верхней части херсона, а в магнитохронологической шкале – к верхней части эпохи магнитной полярности 9 (Вангенгейм и др., 1989). В фауне Эльдари присутствуют две формы гиппариона – Hipparion eldaricum Gab. (группа H. primigenium) и H. sp. с длинным протоконом, Diceros gabuniai Zisk., близкий к мелким архаичным валлезийским носорогам Турции, включавшимся в вид D. neumayri, Chilotherium (Acerorhinus) zernovi (Boriss.), Percrocuta (Dinocrocuta) gigantea (Schlos.) и др. Примечательно появление архаичной газели, Graecoryx, Procapreolus. Из жираф присутствует Palaeotragus (Achtiaria) borissiaki (Alex.) – один из наиболее поздних и специализированных представителей подрода Achtiaria (Година, 1979).

К верхней части морского верхнего сармата приурочено и местонахождение Старая Кубанка на левом берегу Куяльницкого лимана. К этому же стратиграфическому уровню следует отнести местонахождение Берислав в Херсонской обл. Украины, которое Е.Л. Короткевич (1988) и Ю.А. Семенов (1989) датировали началом херсона. Сейчас оно недоступно для изучения, так как находится на территории Каховского водохранилища. Костеносный горизонт приурочен к морским отложениям верхнего сармата. Анализ палеогеографической обстановки показывает, что в начале позднего сармата территория, где расположено местонахождение, была покрыта морем. Береговая линия бассейна перед началом позднесарматской трансгрессии проходила значительно севернее (см. рис. 1), поэтому оно могло образоваться только во время регрессивной фазы развития позднесарматского бассейна, т.е. в конце херсона.

В целом фауна этих местонахождений сходна. В ней появляются Gazella, Procapra, Graecoryx, Samotherium. Гиппарионы представлены в Бериславе Hipparion cf. verae Gab., в Старой Кубанке – H. verae и H. giganteum Grom. Эти два вида чрезвычайно характерны для фаун конца позднего сармата и, возможно, начала мэотиса.

Местонахождение Покшешты (Молдова) приурочено к континентальным отложениям балтской свиты, залегающим на морском среднем сармате. Костеносный горизонт имеет прямую намагниченность и сопоставляется нами с эпохой магнитной полярности 9.

Исходя только из палеомагнитных данных, определить более точное положение этого местонахождения в пределах девятой палеомагнитной эпохи не представляется возможным. Однако, судя по тому, что фауна Покшешт близка фауне Берислава, можно предположить, что оба эти местонахождения принадлежат одному стратиграфическому уровню – верхам верхнего сармата (конец эпохи магнитной полярности 9).

К самому концу позднего сармата мы относим местонахождение Кайнары в Молдове. Оно приурочено к обратно намагниченным морским отложениям с раковинами позднесарматских моллюсков. В составе фауны этого местонахождения Progonomys woelferi Bachm. et Wilson, Parapodemus lugdunensis (Schaub) и др. (Лунгу, 1990). Используя только палеомагнитные данные, это местонахождение можно было бы поместить или в начало херсона (конец эпохи 10), или в конец (начало эпохи 8), поскольку обратная намагниченность свойственна только этим интервалам верхнего сармата. Однако, учитывая регрессивный характер разреза, можно заключить, что это местонахождение образовалось в конце херсона. Оно моложе верхней границы эпохи магнитной полярности 9 и древнее эпизода прямой полярности начала эпохи 8.

Фауна Кайнар имеет много общих форм с фауной местонахождения Кофидиш в Австрии: Anurosorex kormosi Bachm. et Wils., Petenyia dubia Bachm. et Wils., Peteniella repenningi Bachm. et Wils., Spermophilinus bredai (Mayr.), Parapodemus lugdunensis Schaub, Progonomys woelferi Bachm. et Wils., Kowalskia orientalis Lungu (по определению П. Мэна – K. cf. falbuschi). Местонахождение Кофидиш относится к самому концу валлезия (Mein, 1990). Учитывая такое сходство, вероятно, и фауну Кайнар можно считать финальным валлезием. В таком случае верхняя граница валлезия практически совпадает с верхней границей херсона (8.8 - 8.7 млн. лет).

Западноевропейские исследователи верхнюю границу валлезия в магнитохронологической шкале помещают вблизи границы палеомагнитных эпох 9 и 8. Данные по местонахождению Кастеллиос (Греция) свидетельствуют о том, что эта граница проходит в начале эпохи 8 (Вангенгейм и др., 1988). Возраст верхней границы валлезия по K-Ar-датировкам местонахождения Марага (Иран) определяется в интервале 9.1 - 8.7 млн. лет (Bernor *et al.*, 1980).

ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЛЛЕЗИЯ

Сравнивая восточноевропейские фауны валлезия с фаунами более западных областей Европы, можно отметить следующие черты сходства и различия. Фауны раннего валлезия (зона MN 9) в общем весьма сходны. В их составе присут-

ствует большое число форм, характерных для предшествующего фаунистического этапа – астарация, особенно многочисленны лагомериксы. Гиппарионы представлены группой Hipparion primigenium, хотя к концу этого этапа, по-видимому, проявляется их экологическая дифференциация и в некоторых местонахождениях имеются уже две формы гиппарионов. С самого начала валлезия кроме гиппариона появляется Microstonyx.

В позднем валлезии (зона MN 10), как и в Западной Европе, значительно меньше астарацких реликтов, появляется Adcrocuta, в самом конце – Parapodemus.

В качестве отличий от Западной Европы можно отметить более раннее, уже в конце валлезия, появление Procapreolus, Gazella, Procapra, Graecoryx, Microstonyx major – форм открытых пространств, представителей типичной гиппарионовой фауны пикермийского типа. Возможно, несколько раньше, чем в Западной Европе, появляется Progonomys.

Чрезвычайно характерной чертой валлезийских фаун Восточной Европы (особенно поздних) является большая численность хилотериев, достигающая часто фоновых значений. Также характерный элемент валлезия – подрод Achtiaria, который в более поздних фаунах замещается подродом Palaeotragus. Для фаун второй половины позднего сармата весьма характерна ассоциация двух видов гиппарионов – Hipparion verae и H.giganteum, возможно, переходящая в ранний мэотис.

Определить положение границы между ранним и поздним валлезием (зонами MN 9 и MN 10) по отношению к региоярусам Восточного Паратетиса мы в настоящее время не можем, поскольку в интервале от верхов бессарабия до, по крайней мере, середины херсона отсутствуют четко датированные местонахождения млекопитающих. В Западной Европе какие-либо абсолютные датировки этой границы отсутствуют.

Появление в сарматских фаунах ряда форм, характерных для развитых гиппарионовых фаун, и ошибочная датировка началом позднего сармата таких местонахождений, как Берислав, привело некоторых исследователей, в частности Е.Л. Короткевич (1988), к сопоставлению позднего сармата с ранним туролием (MN 11). Уточнение возраста Берислава показывает, что эти формы появились лишь в конце позднего сармата, хотя и несколько раньше, чем в Западной Европе. Это свидетельствует о том, что смена экологических группировок не была синхронна в разных регионах (разных ландшафтных зонах) и не может поэтому служить критерием корреляции разнопровинциальных фаун. Напомним, что некоторые из форм, характерных для развитых гиппарионовых фаун, отмечены уже в ранневалезийских фаунах Турции и Центральной Азии, где обстановка была значительно более аридной, чем в то же время в Европе, в районах, примыкающих к Паратетису, и основное ядро типичной гиппарионовой фауны сформировалось там раньше.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ТУРОЛИЯ

В морских отложениях мэотиса не известно местонахождений с остатками наземных млекопитающих. Однако в Северном Причерноморье имеются местонахождения, приуроченные к континентальной толще, мэотический возраст которой определяется ее стратиграфическим положением. Она залегает на морском верхнем сармате и перекрыта морскими отложениями нижнего понта. Следует отметить, что самые нижние горизонты этой толщи еще могут относиться к концу сармата, моменту, когда в более южных районах еще существовал сарматский бассейн, а здесь уже накапливались континентальные отложения.

К наиболее древним местонахождениям, связанным с этой толщей, относится Новая Эметовка 1 (левый берег Хаджибейского лимана). Костеносный горизонт приурочен к нижней части толщи отложений аллювиальной равнины. В фауне этого местонахождения присутствует гиппарион, который имеет морфологические особенности зубов, близкие к Hipparion moldavicum Grom. Т.В. Крахмальная (1987) ставит его в основание линии Hipparion moldavicum Grom.; присутствует H. verae Gab.; впервые отмечается Palaeoryx sp. (Крахмальная, 1989).

Костеносные отложения в Новой Эметовке 1 имеют обратную намагниченность (Крахмальная и др., 1988), которая могла образоваться в начале эпохи магнитной полярности 8. Точное положение костеносного горизонта по отношению к эпизоду прямой полярности в начале этой эпохи определить нельзя, так как в данном разрезе он не был установлен. Если костеносный слой окажется стратиграфически ниже эпизода, то его следует датировать самым концом сармата, а если выше – началом мэотиса, поскольку граница сармат/мэотис совпадает с нижней границей этого эпизода (Вангенгейм и др., 1988).

Судя по систематическому составу и морфологическим особенностям отдельных видов фауна млекопитающих Новой Эметовки 1 имеет переходный характер между туролием и валлезием (например, присутствие Hipparion sp., имеющего сходство с H. moldavicum, с одной стороны, и Achtiaria – с другой).

В местонахождении Гребеники (Одесская обл.) костеносные слои приурочены к нижней части толщи континентальных отложений,

залегающей на морском верхнем сармате. В составе фауны – Hipparion verae Gab., H. giganteum Grom. (Габуния, 1959), Machairodus ex gr. giganteum (Сотникова, устное сообщение), Palaeotragus pavlowae God. Последняя, по мнению А.Я. Годиной (1979), сочетает в скелете признаки подродов Palaeotragus и Achtiaria. В отношении датировки этого местонахождения имелись разногласия: одни исследователи относили его к мэотису (Габуния, 1959), другие – к позднему сармату (Короткевич, 1988).

Отложения костеносного горизонта намагничены прямо. Скорее всего, эту зону прямой полярности можно сопоставить с эпизодом прямой полярности в начале эпохи 8. И если такая корреляция верна, то эти отложения следует относить к самому началу мэотиса.

В несколько иных геолотических условиях располагается местонахождение Распопены (север Молдовы) с фауной, близкой к только что рассмотренным (Певзнер и др., 1987). Костеносные отложения входят в состав континентальной балтской свиты, которая в этом районе залегает на осадках морского среднего сармата. В фауне млекопитающих следует особо отметить присутствие высоко специализированного вида Palaeotragus moldavicus God., одного из наиболее поздних представителей подрода Achtiaria (Година, 1979). Гиппарион представлен H.giganteum.

Вмещающие костные остатки отложения имеют обратную намагниченность образовавшуюся в начале эпохи 8. Как и в Новой Эметовке, определить положение костеносного слоя по отношению к эпизоду прямой полярности эпохи 8 не удалось.

Вероятно, детальное морфологическое изучение остатков животных, общих в трех рассмотренных выше местонахождениях, позволило бы по степени эволюционного развития видов уточнить положение местонахождений друг относительно друга и в магнитохронологической шкале по отношению к эпизоду прямой полярности эпохи 8, а соответственно и по отношению к границе сармат/мэотис.

В местонахождении Чобручи (юго-восток Молдовы) выделяется два костеносных горизонта. Нижний из них (Чобручи 1) приурочен к гравийно-песчаной пачке базальной части отложений аллювиальной равнины. Последние залегают на морских прямо намагниченных отложениях верхнего сармата и ниже по течению Днестра перекрываются морскими осадками понта. Для костеносных гравелитов нижнего горизонта не удалось получить палеомагнитную характеристику. В гравелитах найдены многочисленные остатки преимущественно мелких млекопитающих, в числе которых особо важно отметить присутствие Valerimys sp., Occitanomys neutrum (Лунгу, 1990). По данным Л.К. Габуния (1959), по-видимому, из этого же слоя происходят остатки Hipparion cf. verae, Helladotherium duvernoyi Gaud. Иктитерия из нижнего (?) горизонта Ю.А. Семенов (1989) отнес к Ictitherium (Paraictitherium) pannonicum Kretz.

Присутствие Valerimys, Occitanomys, Helladotherium, Ictitherium pannonicum свидетельствует о принадлежности этой фауны к туролию.

Точное положение местонахождения Чобручи 1 по отношению к границе сармат/мэотис, как и рассмотренных выше, по имеющимся данным определить не представляется возможным. Однако, учитывая более прогрессивный облик чобручской фауны по сравнению с позднесарматской кайнарской при явной их преемственности, местонахождение Чобручи 1 с большой долей уверенности можно датировать началом мэотиса.

Приведенные данные еще раз подтверждают, что граница валлезий/туролий близка границе сармат/мэотис.

Следующий статиграфический уровень характеризует местонахождение Новая Эметовка 2. Костеносный слой этого местонахождения приурочен к средней части аллювиальной толщи, на 9 - 10 м выше нижнего слоя – Новой Эметовки 1. Как показали палеомагнитные исследования (Крахмальная и др., 1988), верхний костеносный горизонт (Новая Эметовка 2) относится к той же зоне обратной полярности, что и нижний (Новая Эметовка 1). Всю эту зону мы сопоставляем с эпохой магнитной полярности 8. Исходя из положения в разрезе и в магнитохронологической шкале, эту часть разреза аллювиальной толщи можно без сомнения датировать ранней половиной мэотиса.

В фауне Новой Эметовки 2 присутствуют Adcrocuta eximia (Roth. et Wagn.), Ictitherium pannonicum Kretz., Hipparion moldavicum Grom., Palaeotragus rouenii Gaud., впервые отмечается Procobus melania Khom. (Короткевич, 1988; Семенов, 1989; Крахмальная, 1989). Присутствие всех этих видов и общий облик фауны в целом позволяет считать ее типично туролийской.

С верхней половиной допонтической континентальной толщи связаны широко известные местонахождения Тараклия и Чимишлия в Молдове. Костеносные отложения обладают прямой намагниченностью, которая образовалась в эпоху магнитной полярности 7, сопоставляемой нами с верхней половиной мэотиса. В пределах палеомагнитной эпохи 7 установить точное положение костеносных горизонтов на основании имеющихся данных нельзя. К сожалению, до сих пор фауна этих местонахождений, за исключением отдельных групп, изучена недостаточно, а старые определения требуют ревизии. В обоих местонахождениях многочисленны антилопы, в том числе трагоцерины, присутствуют Nyaenicti-

therium venator Sem., Ictitherium pannonicum Kretz., Hipparion moldavicum Grom., Palaeotragus rouenii Gaud.; в Тараклии – Samotherium (Габуния, 1959; Семенов, 1989). Этот комплекс представляет собой фауну, типичную для развитого туролия. К этому же уровню относится верхний костеносный прямонамагниченный горизонт местонахождения Чобручи (Чобручи 2) с Hipparion moldavicum.

Местонахождения млекопитающих, связанные с морскими отложениями понта, известны из Одессы (16 станция Большого фонтана, лектостратотип понта) и окрестностей г. Болграда (Виноградовка) на Украине. Костеносные отложения в этих местонахождениях приурочены к самым нижним горизонтам понта и имеют обратную намагниченность, образовавшуюся в эпоху магнитной полярности 6. Фауна представлена только мелкими млекопитающими (Топачевский и др., 1988). По составу фауна Одессы имеет большое сходство с фауной венгерского местонахождения Полгарди, относимого к позднему туролию. Фауна Виноградовки, по-видимому, представляет более ксерофитные биотопы. Отличительной чертой этих фаун является появление Polonomys – рода, до сих пор не известного из местонахождений, предшествовавших русциниюю.

Крупные млекопитающие в отложениях морского понта представлены единичными находками в Северном Причерноморье. Они принадлежат Deinotherium giganteum Kaup., Aceratherium incisivum Kaup., Diceros pachygnathus Wagn., Paracamelus sp. и др. (Габуния, 1959; Короткевич, 1988).

С континентальными аналогами понта связаны два местонахождения, для которых получены пале омагнитные характеристики – Базалети в Грузии (Вангенгейм и др., 1989) и Павлодар (Гусиный Перелет) в Казахстане (Вангенгейм и др., 1984). Костеносные отложения в обоих местонахождениях имеют обратную намагниченность.

В местонахождении Базалети наряду с типичными для туролия Северной Евразии родами присутствует ряд эндемичных форм полорогих (Меладзе, 1967).

Известная павлодарская фауна представляет азиатский вариант поздней гиппарионовой фауны. Она включает наряду с широко распространенными в Евразии родами (Adcrocuta, Chilotherium, Plesiogulo и др.) много общих форм с фауной туролия северокитайской провинции "доркадоидес" (Kurten, 1952) (Yuorlovia asiaticus God., Martes poleosinensis, Sinotherium, Hyaenictitherium и др.), а также весьма эндемичный комплекс грызунов.

В магнитохронологической шкале местонахождения Одесса и Виноградовка могут быть однозначно помещены в начало палеомагнитной эпохи 6, поскольку они твердо привязаны к морской шкале Восточного Паратетиса. Определить точное положение внутри эпохи 6 Павлодара и Базалети в настоящее время не представляется возможным.

Стратиграфически выше Павлодара располагается местонахождение на р. Калмакпай в Восточном Казахстане, приуроченное к отложениям карабулакской свиты. В составе фауны присутствуют последние представители родов Adcrocuta, Hyaenictitherium, Plesiogulo и др. Уровень эволюционного развития форм, общих с павлодарской фауной, также подтверждает послепавлодарский возраст местонахождения Калмакпай. Очевидно, эта фауна может быть помещена в самый конец туролия. Костеносные отложения намагничены прямо (Yakheemovich *et al.*, 1990) и сопоставляются с началом палеомагнитной эпохи 5.

С концом эпохи 5 и началом эпохи Гильберт сопоставляется местонахождение Новая Станица на Иртыше. В составе фауны присутствуют Baranomys, Microtodon, Promimomys – роды, характерные для русциния (Зыкин и др., 1991).

Для верхней границы туролия в настоящее время нет прямых K-Ar-датировок. В магнитохронологической шкале различные авторы ее помещают вблизи верхней границы эпохи магнитной полярности 5. Данные по последним двум местонахождениям свидетельствуют о том, что верхняя граница туролия располагается внутри палеомагнитной эпохи 5 и ее возраст оценивается около 5.5 - 5.6 млн. лет.

ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРОЛИЯ

В целом туролийская фауна Восточной Европы и Северной Азии близка к западноевропейским фаунам относительно аридной зоны. Как и в Западной Европе – это расцвет типичных обитателей саванных и саванно-степных биотопов. В начале туролия появляются Valerimys, Occitanomys, Helladotherium, Protoryx, гиппарионы группы mediterraneum. Характерны Microstonyx major (Gerv.), многочисленные газели, трагоцерины, гипотрагины, широко распространены палеотрагины. Численность хилотериев уменьшается по сравнению с валлезийскими фаунами, они уступают место ацератериям, однако в азиатском секторе Палеарктики хилотерии остаются характерными элементами комплексов до конца туролия, иногда достигая фоновых значений (например, в Калмакпае).

На границе туролия и русциния, как и в Западной Европе, вымирают такие роды, как Tetralophodon, Deinotherium, Chilotherium, Aceratherium, Plesiogulo, Adcrocuta, все иктитерии и ряд других.

Рис. 3. *Появление и вымирание некоторых характерных форм млекопитающих в восточном и центральном секторах северной Палеарктики.*

I – одновременно с Западной Европой; II – появление раньше, чем в Западной Европе; 1 – первое появление; 2 – вымирание.

В отличие от Западной Европы, где наблюдалось чрезвычайное разнообразие гиппарионов (до 5 видов), в Восточной Европе одновременно существовало не более трех видов. Род Samotherium исчезает в Западной Европе уже в начале туролия, в Восточной Европе и Казахстане он сохраняется до конца туролия.

В западноевропейской шкале в туролии выделяется три зоны – MN 11 - 13. На нашем материале наиболее уверенно можно выделить зону MN 13 по появлению "Cricetus", Trischizolagus, Apodemus, Paracamelus. Ее нижняя граница не моложе нижней границы понтического региояруса Восточного Паратетиса и основания палеомагнитной эпохи 6.8 млн. лет).

Что касается разграничения зон MN 11 и MN 12, то в настоящее время данных для решения этого вопроса недостаточно: отсутствуют четкие фаунистические критерии этой границы и нет радиологических датировок. Тем не менее можно отметить, что в восточноевропейских фаунах выделяется две группы местонахождений, несколько отличающихся по составу фауны. Более древняя из них (Гребеники, Новая Эметовка 1, Чобручи 1, возможно, Распопены) характеризуется фауной, имеющей как бы переходный характер от туролия к валлезию, но уже содержит ряд типично туролийских форм. Вторая группа (Новая Эметовка 2, Тараклия, Чимишлия) характеризуется фауной развитого туролия. Граница между этими фаунистическими группировками несколько древнее основания палеомагнитной эпохи 7 (древнее 8 млн. лет). Соответствует ли эта граница границе зон MN 11/12 – покажут дальнейшие исследования.

Проведенный анализ фауны и палеомагнитных данных по опорным местонахождениям Восточной Европы и некоторым районам Северной Азии и сравнение с данными по Западной Европе показал, что крупные фаунистические рубежи – границы ярусов континентальной шкалы изохронны. В качестве критериев для корреляции восточно- и западноевропейских фаун следует принять появление мигрантов, не связанных непосредственно с ландшафтными перестройками, и эволюционный уровень развития общих форм. Из событий, общих с Западной Европой, можно назвать следующие (рис. 3): I. Появление Hipparion, Microstonyx – нижняя граница валлезия. II. Появление Valerimys, Occitanomys, Helladotherium, Hipparion ex gr. mediterraneum – нижняя граница туролия. Кроме того, в Восточной Европе на этой же границе происходит эволюционный переход Palaeotragus (Achtiaria) → P. (Palaeotragus), Machairodus ex gr. aphanistus → M. giganteus III. Вымирание Deinotherium, Tetralophodon, Chilotherium, Aceratherium, Plesiogulo, иктитериев (s.l.), Adcrocuta; появление Baranomys, Microtodon – верхняя граница туролия.

ЛИТЕРАТУРА

Вангенгейм Э.А., Габуния Л.К., Певзнер М.А., Цискаришвили Г.В. Стратиграфическое положение местонахождений гиппарионовой фауны Закавказья в свете данных магнитостратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 70 - 77.

Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А., Хоревина О.В. Граница миоцен-плиоцен в Западной Сибири и Центральной Азии // . С. 167 - 171.

Вангенгейм Э.А., Мусхелишвили Л.В., Певзнер М.А., Цискаришвили Г.В. Положение верхней границы валлезия в стратиграфической шкале Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 67 - 74.

Габуния Л.К. К истории гиппарионов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 570 с.

Година А.Я. Историческое развитие жираф. Род Palaeotragus. М.: Наука, 1979. 114 с.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 78 - 86.

Колесников В.П. Верхний миоцен // Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 229 - 373.

Короткевич Е.Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1988. 160 с.

Крахмальная Т.В. Гиппарионы позднемиоценовой фауны Новой Эметовки // Материалы по некоторым группам позднекайнозойских позвоночных Украины. Киев, 1987. С. 8 - 11 (Препринт АН УССР, Ин-т зоологии, 87.12).

Крахмальная Т.В. Копытные позднемиоценовых териофаун Новой Эметовки: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Киев : Ин-т зоологии АН УССР, 1989. 25 с.

Крахмальная Т.В., Светлицкая Т.В., Чепалыга А.Л. Новые данные о териофауне и геологии Новой Эметовки // Вестник зоологии, 1988. №5. С.32 - 37.

Лунгу А.Н. Ранние этапы развития гиппарионовой фауны континентального обрамления Паратетиса: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Тбилиси: Геол. Ин-т АН ГрузССР, 1990. 36 с.

Лунгу А.Н., Чемыртан Г.Д. Фауна наземных позвоночных рифовой полосы окрестностей г. Кишинева // Плиоцен-антропогеновая фауна Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 42 - 50.

Меладзе Г.К. Гиппарионовая фауна Аркнети и Базалети. Тбилиси: Мецниереба, 1967. 168 с.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Соотношение континентальной шкалы позднего миоцена Западной Европы со стратиграфическими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 69 - 79

Певзнер М.А., Лунгу А.Н., Вангенгейм Э.А., Басилян А.Э. Положение валлезийских местонахождений гиппарионовой фауны Молдавии в магнито-

хронологической шкале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 50 - 59.

Семенов Ю.А. Иктитерии и морфологически сходные гиены неогена СССР. Киев: Наукова думка, 1989. 176 с.

Топачевский В.А., Чепалыга А.Л., Несин В.А., Рековец Л.И., Топачевский И.В. Микротериофауна (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) лектостратотипа понта // Допов. АН УРСР. 1988. № 4. Сер. 5. С. 90 - 93.

Bernor R.L., Woodburne M.O., Van Couvering J.A. A contribution to the chronology of some Old World Miocene faunas based on hipparionine horses // Geobios. 1980. N 13, facs 5 P. 705 - 739.

Kurten B. The Chinese Hipparion fauna // Comm. Biol. Soc. Sci. Fenn. 1952. T. XIII. № 4. 82 p.

Mein P. Updating of MN zones // European Neogene Mammal Chronology / E.H. Lindsay *et al.*.. N.Y.: Plenum Press, 1990. P. 73 - 90.

Yakheemovich B.L., Suleimanova F.I., Borisov B.A. et al. Neogene correlation of East Paratethys, Zaissan depression and Arctic Basin via Fore-Urals // Global events and Neogene evolution of the Mediterranean. Abstracts. Sabadell: Inst. Paleont. 1990. P. 375 - 376.

УДК 561.252+581(479).

ПАЛИНОЛОГИЯ И ФИТОПЛАНКТОН НИЖНЕГО ОЛИГОЦЕНА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

© 1993 г. Н. И. Запорожец

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

Поступила в редакцию 05.03.91 г.

Охарактеризованы палинокомплексы и органикостенный фитопланктон пшехского и соленовского горизонтов, а также базальных слоев свиты Морозкиной балки опорного Кубанского разреза и слоев этого же возрастного интервала, вскрытых скв. 29 в пределах Ставропольского свода. Дано сравнение их с соответствующими комплексами нижнеолигоценовых отложений Армении (Ланджарский разрез) и Северного Устюрта (ащеайрыкский и чеганский разрезы).

Разрез палеогена на левом берегу р. Кубани напротив г. Черкесска по полноте и насыщенности органическими остатками, особенно микропланктоном, один из лучших на юге бывшего СССР. По планктонным фораминиферам и нанопланктону его отдельные интервалы хорошо сопоставляются с подразделениями палеогена общей шкалы, что позволяет рассматривать этот разрез в качестве опорного при корреляции отложений разнофациальных зон Крымско-Кавказской области и соседнего Казахстана.

В статье предложено расчленение нижнеолигоценовой части Кубанского разреза[1] по диноцистам, зеленым водорослям, пыльце и спорам, и сравниваются изученные комплексы с комплексами этого же возраста из морских отложений Еревано-Ордубадской зоны Армении и Североустюртского прогиба.

Опробованный интервал включает верхнюю часть белоглинской свиты, относящуюся по планктонным фораминиферам и наннопланктону к верхнему эоцену – зоны Globorotalia centralis–Globigerina gortanii (P17) и Discoaster barbadiensis (NP18-20), пшехские слои, остракодовый пласт (полбинские слои), а также глины нижней части горизонта Морозкиной балки (рисунок) относятся к нижнему олигоцену, так как в основании пшехских слоев встречен комплекс планктонных фораминифер зоны Globigerina tapuriensis (P18) и наннопланктона зон Ericsonia subdisticha и Helcosphaera retuculata (NP21 и 22). Остракодовый пласт и глины, его перекрывающие, относятся к зоне Sphenolithus predistentus (Крашенинников, Музылев, 1975; Гоцадзе, Чиковани, 1989) (NP23). Общая мощность опробованного разреза ~ 50 м, из которых 40 м приходятся на пшехские слои и 3 м – на остракодовый пласт.

Кроме Кубанского разреза были также изучены пробы из подошвы майкопской серии, непосредственно с контакта ее и белоглинской свиты, а также из остракодового пласта, вскрытых скв. С-29 в юго-западной части Ставропольского свода, где они были отобраны с глубин 242 и 205 м.

Белоглинская свита в долине р. Кубань представлена плотными или комковатыми белыми, иногда зеленовато-белыми мергелями, пшехские слои – чередованием светло-серых или оливково-серых известковистых или слабоизвестковистых глин, окрашенных иногда с поверхности в охристые тона ярозитом. В глинах встречаются рассеянные конкреции сидерита, множество деформированных раковин планорбелл, костные остатки и жаберные крышки рыб. Остракодовый пласт сложен светло-серым неслоистым мергелем, образованным в основном остатками кокколитофорид и остракод. Перекрывающие слои горизонта Морозкиной балки представлены темно-серыми глинами с маломощными более светлоокрашенными мергелистыми просечками.

В пробе, отобранной из белых с зеленоватым оттенком мергелей в 1 м ниже кровли белоглинской свиты (проба 18-б), палинокомплекс беден и представлен в основном пыльцой сосен (>95%) с небольшим участием таксодиевых и единичными пыльцевыми зернами Cedrus, Glyptostrobus, Sciadopitus, Ephedra (в том числе E. cheganica), Podocarpys, Quercus, Magnolia и спорами полиподиевых папоротников.

Исключительным богатством отличается органостенный фитопланктон, насчитывающий 83 различных таксона (4 из них – зеленые водоросли). В количественном отношении фитопланктон более чем в 2.5 раза превышает количество

[1] Приведенные ниже подразделения майкопской серии Кубанского разреза даны по В.А. Гроссгейму (Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Ленинград: Недра, 1982. С. 271 - 272).

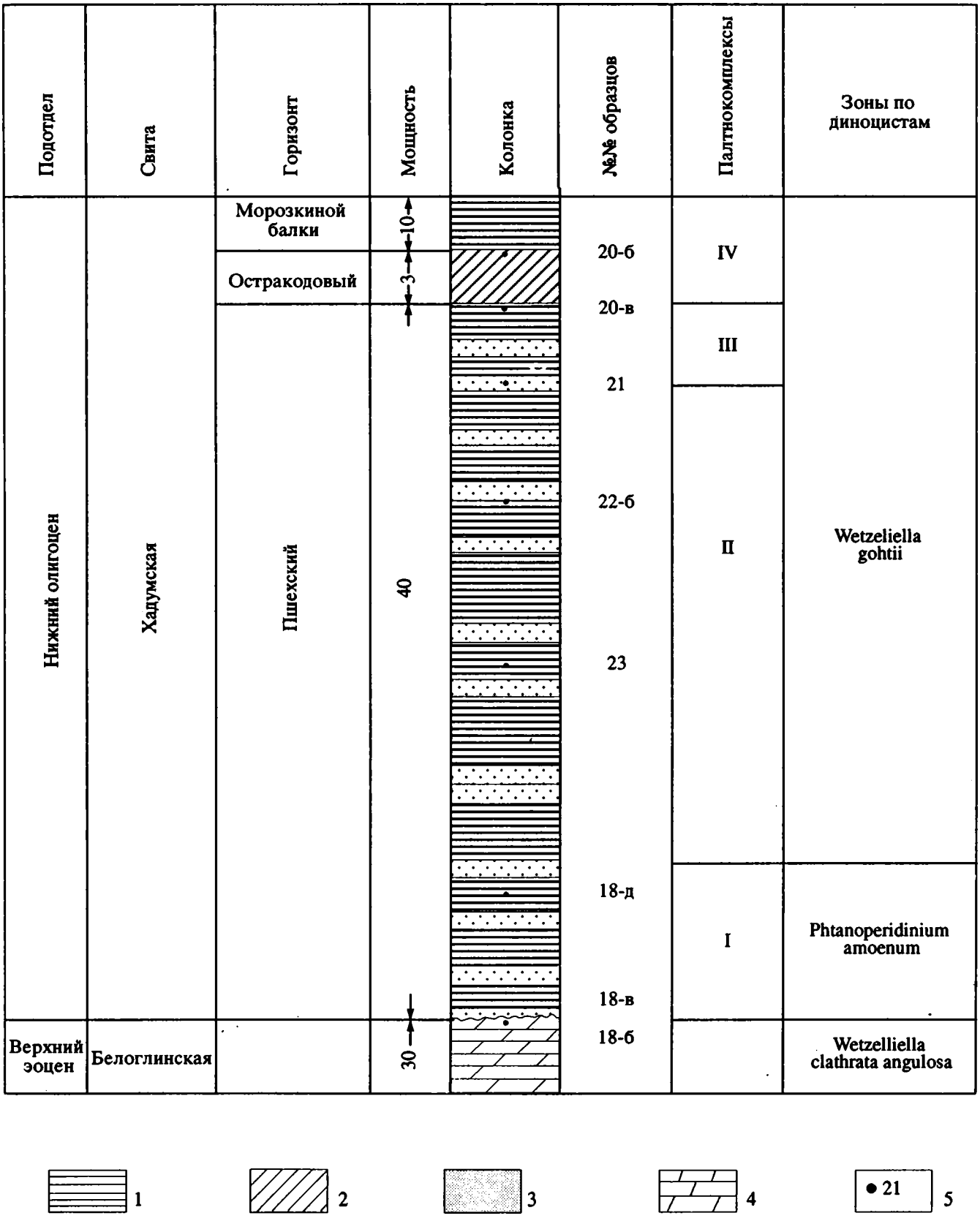


Рис. *Разрез нижнеолигоценовых отложений на левом берегу р. Кубань у г. Черкесска.*
1 – глина и алевриты; 2 – мергели остракодового пласта; 3 – пески и слабо сцементированные песчаники; 4 – карбонатные глины; 5 – место отбора пробы по колонке и ее номер.

палиноморф высших растений и систематически несравненно более разнообразен. Высокий коэффициент мористости свидетельствует о том, что формирование осадков происходило в открытом море нормальной солености в удалении от побережья. Особенностью комплекса, в том числе отличающей его от комплексов верхних горизонтов эоценовых отложений Казахстана и Армении, является полная редукция представителей группы Wetzeliella – Charlesdowniea – Kisselevia, включая и индекс-вид верхнеэоценовой зоны Charlesdowniea clathrata angulosa. Однако присутствие зеленых водорослей "Lanjaria" и Tytthodiscus beloglinensis, а также других видов динофлагеллат, входящих в зональный комплекс – Areosphaeridium diktyoplokus, A. arcuatum, Deflandrea leptodermata, Thalassiphora pelagica, Dapsilidinium pastielsii, Pyxidiella scabrosa, Lejeunecysta hyalina и др., позволяет говорить о верхнеэоценовом возрасте верхов белоглинской свиты. Основной фон комплекса составляют Impagidinium, Cleistosphaeridium, Pyxidiella, cf. Canningia, Spiniferites (массовое количество, в том числе S. ramosus и S. pseudofurcatus с их подвидами), Thalassiphora, Deflandrea, Microdinium, Operculodinium, Pentadinium, Tectatodinium. В единичных экземплярах встречены Systematophora, Hystrichokolpoma (H. salacia H. cinctum), Homotriblium, Selenophemphix (S. nephroides и S. selenoides), Phelodinium, Lejeunecysta, Lentinia, Lophocysta, Pentadinium laticinctum, Batiacasphaera, Lingulodinium, Heteraulacacysta campanula, Milliuododinium tenuitabulatum, Planoperidinium gracile, Cordosphaeridium latispinosum, C. microtriainum, Eisenackia, Cannosphaeropsis, Fibrocysta, Oligosphaeridium и др.

Проба из скв. С-29, отобранная непосредственно в подошве пшехских слоев, характеризует фацию прибрежной зоны, и среди растительных микрофоссилий резко преобладают палиноморфы высших растений. Их соотношение с фитопланктоном в пропорции 60 : 1. Комплекс спор и пыльцы богат и насчитывает свыше 60 таксонов. Резко доминирует пыльца голосеменных (>90%), однако таксодиевые по количеству не уступают сосновым. В спектре пыльцы этой группы есть ряд видов, распространенных в олигоцене, – Tsuga crispa, Picea tobolica. Среди покрытосеменных, составляющих >10%, преобладает пыльца березовых, особенно граба, буковых (Quercus sp., Q. graciliformis, Castanopsis), заметна роль ореховых и сумаха. Остальные таксоны – Acer, Liquidambar, Comptonia, Myrica, Ericaceae, Ilex и др. встречены в единичных зернах. По составу палиноморф описанный комплекс близок комплексу нижней части пшехских слоев кубанского разреза.

Фитопланктон беден и включает формы, в большинстве своем проходящие из эоцена в олигоцен, – Lejeunecysta hyalina, Phelodinium, виды Deflandrea, Diconodinium, Palaeocystodinium golzowense, cf. Scriniodinium, среди них и зеленые водоросли – Ptanospermella, Cymatiosphaera.

Комплекс палиноморф высших растений из пшехских слоев кубанского разреза отражает по существу единую умеренно-теплолюбивую флору с участием субтропических форм, характерную для раннего олигоцена южных районов Бореальной области, где получили широкое развитие листопадные, хвойно-широколиственные мезофильные леса. Отдельные слабо выраженные на Северном Кавказе фазы аридизации устанавливаются по несколько большему участию в некоторых интервалах кубанского разреза пыльцы эфедры в сочетании с обильно встречающейся пыльцой сосны и сумаха. Заметно меняющееся в отдельных интервалах опорного разреза количественное отношение тех или иных палиноморф, особенно доминирующих, дает основание для выделения по крайней мере трех палинокомплексов, характеризующих базальную, среднюю и верхнюю части пшехских слоев.

Нижний палинокомплекс характеризуют пробы 18-в и 18-д, отобранные из самого основания майкопской серии и в 7.0 м выше ее подошвы. Он близок по составу палинокомплекса пробе, отобранной с глубины 242 м из скв. С-29. Для описываемого интервала характерно резкое преобладание пыльцы голосеменных, что обычно для рубежа эоцена и олигоцена в разрезах юга бывшего СССР. На Кубани пыльцы голосеменных от 80 до 92%, причем, если в основании разреза доминирует пыльца сосны, то выше от подошвы – таксодиевых. В спектре покрытосеменных преобладает пыльца буковых и гамамелиевых, а выше – сумаха (до 45%), дуба и трехбороздноporовой пыльцы неустановленного систематического положения (в количестве до 20% каждого из них от общего количества пыльцы покрытосеменных). Кроме перечисленных таксонов в небольших количествах присутствует пыльца Cedrus, Sciadopitys (до 2%), Glyptostrobus, Ephedra fusiformis, E. cheganica, а также другие виды эфедры (1%), Podocarpus, в том числе P. nagaeformis, Castanopsis, Fothergilla, Hamamelis (в том числе H. scotica), Corylopsis, Liquidambar, Carya, Juglans, Engelhardtia, Cyclocarya, Myrica, Nyssa, Magnolia, Palmae, Platanus, Araliaceae, Tilia, Ilex, Moraceae. В пробе 18-д более заметно участие пыльцы березовых, особенно граба, появляется характерная для олигоцена пыльца Carya glabraiformis, Juglans sieboldianiformis и др. Более заметную роль в спектре ореховых играет Engelhardtia.

Комплекс диноцист изученного интервала отличается исключительным разнообразием (>80 видов), хотя в количественном отношении он заметно уступает фитопланктону белоглинского горизонта, составляя <10% всех палиноморф. В целом комплекс характеризуется сочетанием видов, проходящих из эоцена и представленных как

в раннем олигоцене, так и в олигоцене вообще, с видами, вымирающими в его начале. Присутствует в единичных экземплярах W. symmetrica, а также форма, похожая на Wetzeliella gochtii – вид, обычно появляющийся на более высоких стратиграфических уровнях олигоцена. Поэтому требуется дальнейшее изучение этого таксона. Большинство видов фитопланктона – обитатели открытого моря, и лишь массовое появление cf. Canningia может быть свидетельством некоторого нарушения морского режима бассейна седиментации. К группе таксонов с наибольшей общей численностью и видовым разнообразием относятся Deflandrea (D. phosphoritica, D. leptodermata, D. heterophlycta, D. arcuata), Areosphaeridium (A. diktyoplokus, A. pectiniforme, A. arcuatum), Spiniferites (S. pseudofurcatus, S. ramosus, S. wetzelii). Остальная группа видов, встреченных в единичных экземплярах, представлена Selenopemphix nephroides, Samlandia chlamidophora, Pyxidiella scabrosa, Palaeocystodinium golzowense, cf. Lentinia wetzelii, Thalassiphora delicata, Th. pelagica, Lingulodinium, Operculodinium, Cleistosphaeridium, Hystrichokolpoma salacia, H. cinctum, H. rigaudiae, Millioudodinium tenuitabulatum, Dapsilidinium pastielsii, Tectatodinium, Cannosphaeropsis, Systematophora, Cordosphaeridium microtriainum, Selenopemphix coronata, S. nephroides, Diphyes colligerum, Impagidinium, Microdinium, Turbiosphaera, Stoverocysta, Rottnestia borussica, Homotriblium sp., H. floripes, Lejeunecysta globosa и др. (табл. 1). Эту часть разреза мы еще относим к зоне Phthanoperidinium amoenum. Хотя сам индекс-вид был встречен единично только в образце 18-д, остальной состав комплекса этого интервала свидетельствует о его принадлежности к этой зоне. В группе зеленых водорослей и акритарх в единичных экземплярах присутствуют Crassosphaera, Tytthodiscus beloglinensis, Micrhystridium. Граница между зонами Phthanoperidinium amoenum и Wetzeliella gochtii проходит в 2-х-метровом интервале разреза, ограниченном пробами 18-д и 18-е, условно совпадая с границами I и II палинокомплексов. На этом уровне из фитопланктона исчезает Tytthodiscus beloglinensis – таксон, крайне редко проходящий в олигоцен. Сокращается видовое разнообразие Phthanoperidinium и Heteraulacacysta. Что же касается состава фитопланктона в пробе 18-е, то он по существу не отличается от основной части разреза пшехских слоев, залегающих выше слоя с пробой 18-д.

Палинокомплекс средней части пшехских слоев (пробы 18-е, 19, 22 и 23) характеризуется заметным преобладанием пыльцы голосеменных, особенно таксодиевых, при некотором сокращении ее участия в более высоком из этих двух уровней. В спектре покрытосеменных доминирует пыльца буковых, сумаха и двух видов трехбороздной пыльцы неустановленного систематического положения. В отличие от комплексов других интервалов пшехских слоев, роль термофильных элементов крайне невелика, присутствуют лишь Castanopsis, Quercus graciliformis, Q. conferta, Engelhardtia, Moraceae, Liquidambar, Hamamelis, Araliaceae. В палинокомплексе, хотя и в небольшом количестве, так же как и в пробе с глубины 242 м в скв. С-29, отмечаются таксоны, известные из раннеолигоценовых отложений юга бывшего СССР, Казахстана и Западной Сибири – Tsuga crispa, T. tadaeformis, Ephedra cheganica, Quercus williamsoniana, Juglans sieboldianiformis, Carya glabraeformis.

Фитопланктон средней части пшехских слоев немногочислен, но разнообразен (~40 видов). Здесь нет каких-либо заметно доминирующих таксонов. Встречены оба индекс-вида раннего олигоцена – Phthanoperidinium amoenum и Wetzeliella gochtii, а также W. symmetrica. Таким образом, описываемый интервал уже бесспорно может быть включен в зону, индексируемую W. gochtii. Присутствие, хотя и единичное, Pediastrum и Micrhystridium в сочетании с Azolla может косвенно указывать на слабое распреснение бассейна. В целом в состав комплекса входят следующие таксоны: Spiniferites ramosus, Lejeunecysta paratenella, L. hyalina, Hystrichostrogilon membraniforum, Batiacasphaera baculata, Areosphaeridium pectiniforme, A. arcuatum, Heteraulacacysta campanula, Palaeocystodinium golzowense, Dapsilidinium pastielsii, Hystrichokolpoma rigaudiae, Cordosphaeridium inodes, Phthanoperidinium comatum, Deflandrea phosphoritica, Thalassiphora pelagica, Tectatodinium, Achomosphaera, cf. Cannosphaeropsis, Millioudodinium, Homotriblium и др.

Палинокомплекс самой верхней части пшехского горизонта (пробы 21 и 20-в, отобранные соответственно 4.5 и 1 м ниже подошвы остракодового пласта) отмечается заметным увеличением роли пыльцы покрытосеменных, особенно с приближением к остракодовому пласту, отражая начавшееся потепление, которое еще более контрастно проявилось в соленовское время. В спектре голосеменных, составляющем 60% всего комплекса, преобладает пыльца таксодиевых, а в спектре покрытосеменных – дуба, сумаха и трехбороздно-поровой пыльцы неустановленной принадлежности (>10%) и в меньшей степени граба, ильма, комптонии, энгельгардтии и карии. Роль пыльцы березовых падает, зато более разнообразна, хотя и в единичных зернах присутствующая, пыльца термофильных широколиственных – Moraceae, Fothergilla, Liquidambar, Cyclocarya, Ilex, Nyssa, Elaeagnus, Castanopsis.

Фитопланктон этого уровня немногочислен, но исключительно разнообразен. Встречены оба нижнеолигоценовых зональных индекс-вида – Wetzeliella gochtii и Phthanoperidinium amoenum, но совершенно не отмечаются цисты группы Cyclonephelium и Canningia, обильно насыщающие комплекс фитопланктона выше-

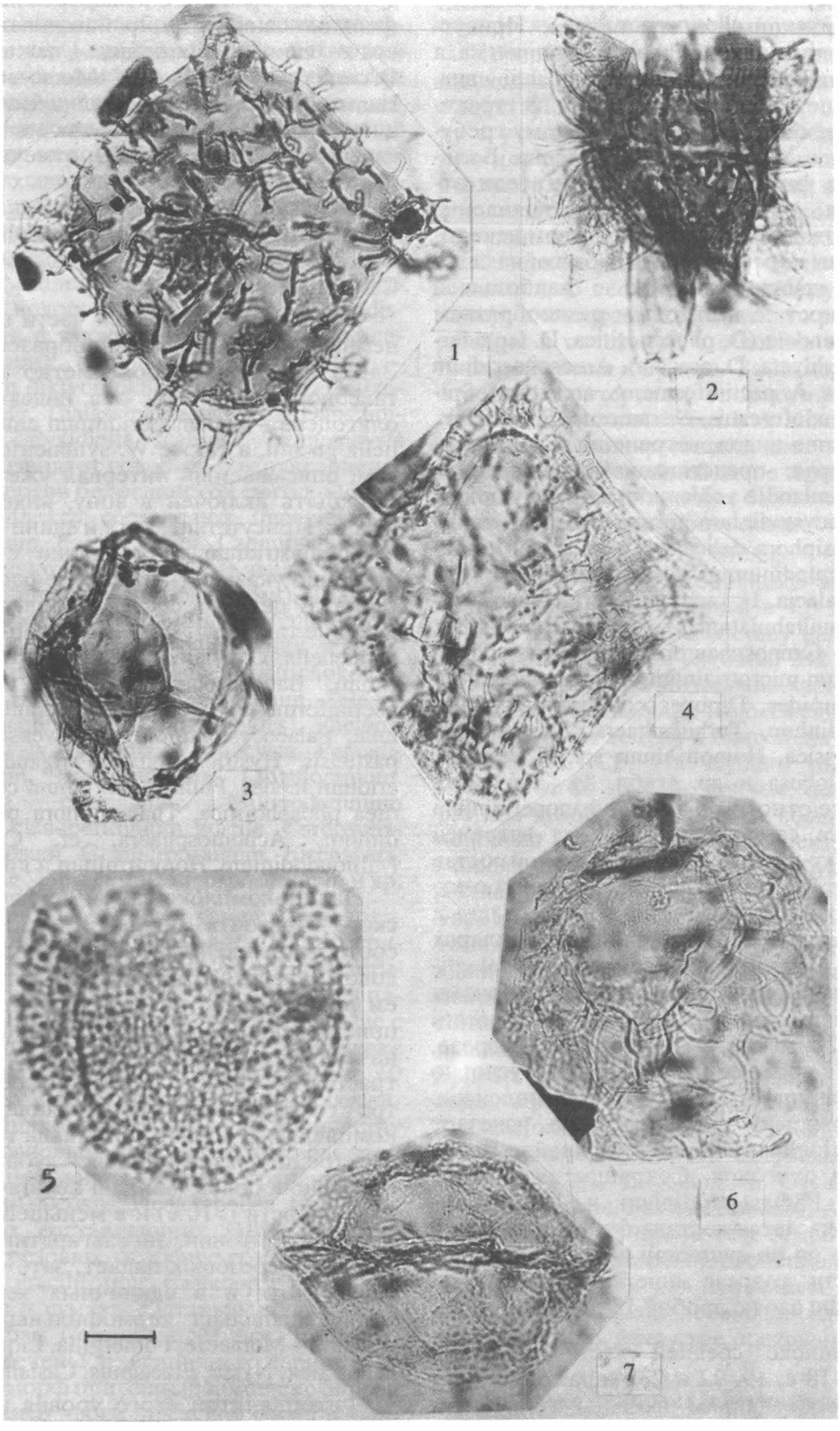


Таблица 1. *Фитопланктон олигоценовых отложений Кубанского разреза.*

Длина масштабной линейки для фигуры 5 - 10 мкм, для остальных фигур – 20 мкм

1 – Wetzeliella gochtii Costa and Downie, обр. 23-Куб/85, пшехские слои; 2 – Hystrichokolpoma cinctum Klump, обр. 18[б]Куб/85, белоглинская свита; 3 – Thalassiphora delicata Williams and Downie, обр. 23-Куб/85, пшехские слои; 4 – Charlesdownia clathrata (Eisenack) Lentin and Vozzhennikova, обр. 60 Ч/Д, ащеайрыкская свита; 5 – Batiacasphaera baculata Drugg, обр. 22 ащ.; 6 – Adnatosphaeridium sp., обр. 22 ащ.; 7 – Heteraulacacysta porosa Bujak, обр. 21 ащ.

лежащего остракодового пласта. Преобладают таксоны, характеризующие условия открытого моря, нормальносоленого – Areosphaeridium pectiniforme, Spiniferites ramosus, Millioudodinium tenuitabulatum, Lejeunecysta hyalina, а также зеленые водоросли – Crassosphaera, Cymatiosphaera, Ptanospermella, "Lanjaria". Из других таксонов в отдельных экземплярах встречены Distatodinium tenerum, Hystrichokolpoma salacia, Heterosphaeridium cf. H. conjunctum, Impletosphaeridium, Palaeocystodinium golzowense, Batiacasphaera, Homotriblium, Cannosphaeropsis, Dapsilidinium pseudocolligerum, Deflandrea leptodermata, Selenopemphix nephroides, Gelatia inflata, Lentinia wetzelii, Apteodinium emslandense. Виды Thalassiphora и Deflandrea, а также представители ветцелиелловой группы практически исчезают на подходе к остракодовому пласту.

Фитопланктон остракодового пласта как в кубанском разрезе, так и на Ставропольском своде таксономически довольно богат (более 40 видов). Ведущей группой этого статиграфического уровня становится ряд Cyclonephelium–Glaphyrocysta – Adnatosphaeridium (+Canningia). Последняя играет определяющую роль в этом фитопланктонном комплексе. Крайне незначительно присутствие представителей родов ветцелиелловой и дефландровой групп. Много Impagidinium, Deflandrea, cf. Hexagonifera, Paucisphaeridium. В отдельных экземплярах отмечены Hystrichokolpoma salacia, Spiniferites, Operculodinium, Microdinium, Thalassiphora pelagica, Gerlachidinium aechmophora, Leptodinium, Selenophemphix nephroides, Cleistosphaeridium, Tectatodinium, Rottnestia borussica, Eatonecysta, Homotriblium, Stoverocysta и др.

Палинокомплекс остракодового пласта – четвертый в кубанском разрезе – заметно отличается от комплекса того же пласта более северного района – Ставропольского свода. В первом доминируют голосеменные, особенно Taxodiaceae, хотя как и в северном разрезе заметна роль буковых (включая пыльцу термофильных видов – Quercus graciliformis – Q. conferta). О том, что полбинскому веку отвечает фаза потепления, свидетельствует присутствие пыльцы Engelhardtia, Rhus, Castanopsis, Palmae, Moraceae. Кроме Ulmaceae, других таксонов пыльцы умеренно теплолюбивых широколиственных мало, не много пыльцы Betulaceae и Juglandaceae.

Палинокомплекс остракодового пласта Ставропольского свода значительно богаче и носит еще более термофильный характер, особенно благодаря массовой встречаемости пыльцы Fagaceae (до 50% от общего содержания) и в том числе Quercus graciliformis (до 40%). В целом же количество пыльцы покрытосеменных вдвое больше, чем голосеменных. Много Juglandaceae (особенно Carya), Rhus, Acer. Разнообразен спектр термофильных форм, хотя и встречающихся в единичных экземплярах – Moraceae, Ilex, Magnolia, Palmae, Castanopsis, Nyssa (в том числе N. granulata). По сравнению с палинокомплексом из пшехских слоев еще меньше Betulaceae.

Коэффициент мористости[2] остракодового пласта высок, и в целом фитопланктон как по количеству, так и по видовому разнообразию не уступает комплексу палиноморф высших растений.

Вторая половина соленовского века, отвечающая периоду накопления нижних горизонтов свиты Морозкиной балки, также оставалась теплой. Отражением этого служит соотношение количества пыльцы голосеменных и покрытосеменных, которое почти равно (52 и 48%), при заметном увеличении содержания пыльцы термофильной группы, особенно Moreceae (до 10%). Пыльцы сосны несколько больше, чем таксодиевых (соответственно 28 и 32%), много пыльцы Carpinus (до 18%). В небольшом количестве присутствует пыльца характерных раннеолигоценовых видов – Carya glabraeformis, Juglans polyporata, Ulmus crassa, Ephedra cheganica, Tilia tomentosiformis. Единично отмечается пыльца Picea, Cedrus, Glyptostrobus, Betula, Alnus, Corylus, Pterocarya, Cyclocarya, Quercus graciliformis, Q. sibirica, Fagus, Myrica, Comptonia, Ilex, Hamamelidaceae, Liquidambar, Fothergilla, Nyssa, Rhus, Platanus. Спор немного (табл. 2).

Фитопланктона мало, и он беден по сравнению с остракодовым пластом (до 20 таксонов). Здесь большую роль играет Spiniferites, много Cyclonephelium и Canningia, присутствует зональный индекс-вид Wetzeliella gochtii, а также Hystrichokolpoma salacia, Prolixosphaeridium, Distatodinium, Impagidinium, Areosphaeridium. Из акритарх встречен Micrhystridium.

Палинокомплексы высших растений и комплексы органикостенного фитопланктона кубанского разреза занимают промежуточное положение между соответствующими комплексами этого возрастного интервала Армении и Казахстана (Крашенинников, Музылев, 1975; Крашенинников и др., 1989).

В разрезах всех этих регионов фиксируется максимальное похолодание на рубеже эоцена и олигоцена, когда пыльца голосеменных становится доминирующей (до 90% и более).

Кубанские палинокомплексы более термофильные, чем казахстанские, приближаясь к армянским по разнообразию субтропических компонентов. Обычно в отличие от последних в них значительно меньше пыльцы эфедры и кедра, приуроченных там к фазам ксерофитизации. От казахстанских их отличает очень низкое содержание пыльцы тсуги, а также березовых и ореховых и, наоборот, превалирование буковых и

[2] Коэффициент мористости – отношение количества морского органикостенного фитопланктона к общему количеству палиноморф (споры и пыльца + органикостенный фитопланктон).

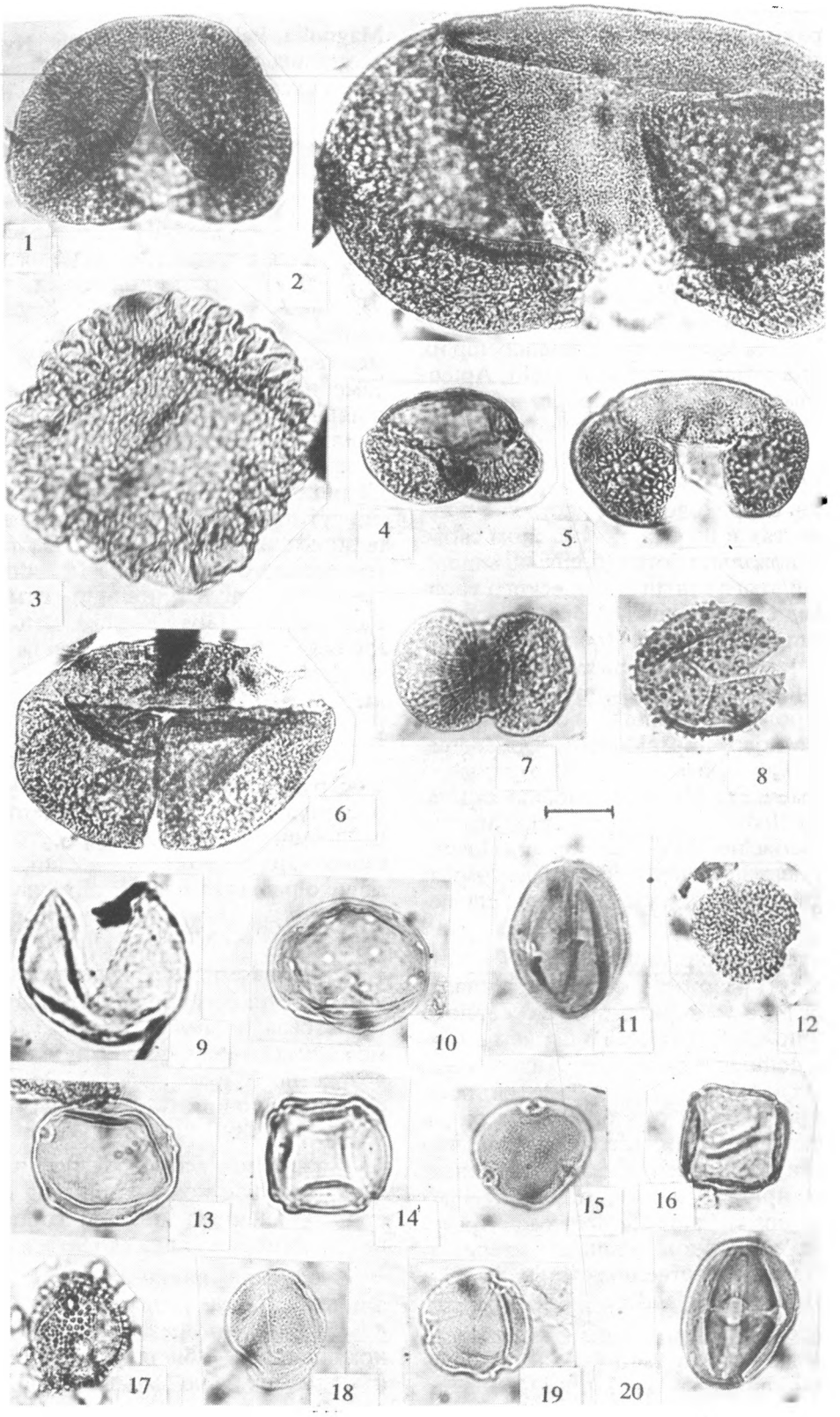


Таблица 2. *Пыльца и споры олигоценовых отложений Кубанского разреза, ацеаирыкская свита (Северный Устюрт).*

Длина масштабной линейки для фигур 9, 14 – 10 мкм, для остальных фигур – 20 мкм.

1 – Cedrus sp., обр. 22 ащ.; 2 – Picea tobolica Pan., обр. 21 ащ.; 3 – Tsuga crispa Zakl., обр. 22 ащ.; 4 – Pinus sp., обр. 55 Ч/Д; 5 – Pinus koraiensis Zakl., обр. 55 Ч/Д; 6 – Picea alata Zakl., обр. 55 Ч/Д; 7 – Podocarpus kazakhstanica Zakl., обр. 55 Ч/Д; 8 – Osmunda sp., обр. 21 ащ.; 9 – Taxodiaceae, обр. 55 Ч/Д; 10 – Juglans polyporata Vojcel, обр. 21 ащ.; 11 – Fagus sp., обр. 24 ащ.; 12 – Corylopsis crassa Lubm., обр. 24; 13 – Carpinus sp., обр. 21 ащ.; 14 – Alnus sp., обр. 55 Ч/Д; 15 – Tilia grandireticulata Zhezhel., обр. 22 ащ.; 16 – Ulmis sp., обр. 24 ащ.; 17 – Ilex sp., обр. 27 ащ.; 18 – Hamamelis scotica Simpson, обр.; 19 – Nyssa granulata Pan., обр. 21 ащ.; 20 – Pokrovskaja originalis Boitzova, обр. 24 ащ.

особенно сумаха. Во всех изученных регионах пик потепления приходится на соленовский горизонт. В палинокомплексах заметно снижается количество и разнообразие пыльцы голосеменных при большем обилии буковых, особенно вида Quercus graciliformis. Может быть некоторым исключением является проба 20-б из острокодового пласта Кубани, где количество пыльцы голосеменных преобладает.

Более влажный в целом климат Предкавказья в олигоцене подтверждается и высоким содержанием пыльцы таксодиевых, особенно в среднем из трех комплексов пшехских слоев. Во всех разрезах перечисленных выше регионов на границе эоцена и олигоцена происходит изменение количественного соотношения органикостенного фитопланктона и палиноморф высших растений в пользу последних.

Комплексы фитопланктона повсеместно чрезвычайно богаты, и их таксономическое разнообразие слабо изменяется с переходом от эоцена к олигоцену в Армении и на Северном Кавказе при сохранении нормально морских условий седиментации в бассейнах. Лишь в ащеайрыкских отложениях Устюрта разнообразие фитопланктона заметно падает, особенно в интервалах разреза, отвечающих обмелению и распреснению бассейна. Общей чертой всех фитопланктонных комплексов является появление в соленовский век специфической группы цист, объединенных в ряд Cyclonephelium–Glaphyrocysta–Adnatospheridium (+Canningia), имеющий определенное корреляционное значение (Крашенинников, и др. 1989; Ахметьев, Запорожец, 1992).

В изученных районах в раннем олигоцене с большой долей достоверности очерчиваются границы двух диноцистовых зон – Phthanoperidinium amoenum и Wetzeliella gochtii. Зона W. symmetrica хорошо фиксируется только в устюртских разрезах, где, благодаря частому изменению уровня моря и его солености, вообще более четко выделяются различные по таксономическому составу диноцистовые фации.

Подводя итоги всему сказанному выше, можно сделать следующие выводы:

1. В четырех изученных подразделениях верхнего эоцена - нижнего олигоцена опорного разреза по р. Кубань – белоглинской свите, пшехских слоях, остракодовом пласте и нижней глинистой части свиты Морозкиной балки, выделены четыре палинокомплекса, принадлежащих единой теплоумеренной мезофильной листопадной флоре с некоторыми субтропическими ингредиентами. Комплексы отличаются друг от друга доминирующими компонентами спектров и большей или меньшей долей участия пыльцы термофильных растений. Первые три характеризуют пшехские слои, четвертый – наиболее теплолюбивый – соленовский горизонт (остракодовый пласт) и низы горизонта Морозкиной балки. Данных для характеристики комплекса белоглинской свиты Кубанского разреза пока недостаточно, однако в своей верхней части он близок комплексу низов пшехских слоев, отражая похолодание на рубеже эоцена и олигоцена (абсолютное преобладание пыльцы голосеменных).

2. Выделены три зональных комплекса диноцист, характеризующих переходный интервал от верхнего эоцена к олигоцену и всего нижнего олигоцена: Wetzeliella clathrata angulosa, Phthanoperidinium amoenum и Wetzeliella gochtii. Зону Wetzeliella symmetrica в качестве самостоятельной в кубанском разрезе зафиксировать не удалось (не было отмечено первое появление индекс-вида вне зоны W. gochtii). Каждая из трех выделенных зон установлена в разрезах Северо-устюртского прогиба, разрезах Южной Украины, Карпат, Центральной и Северной Европы (Вялов, 1964; Крашенинников, Музылев, 1975; Крашенинников и др., 1989).

3. По комплексу цист динофлагеллат и по палинокомплексам высших растений, как и по другим группам микрофоссилий, белоглинская свита сопоставляется с чеганской, а пшехские слои – с ащеайрыкской Северного Устюрта. Остракодовый пласт и глины нижней части горизонта Морозкиной балки хорошо сопоставляются с соленовским горизонтом в его полном объеме, выделенном в скв. 3006 (северо-западное Приаралье) (Ахметьев, Запорожец, 1992; Крашенинников, Музылев, 1975; Крашенинников и др., 1989).

4. Можно говорить об единой тенденции климатических изменений в раннем олигоцене, прослеживаемой во всех трех исследованных регионах (Северный Кавказ, Армения, Казахстан) (Крашенинников и др., 1989). На рубеж эоцена и олигоцена приходится пик похолодания, затем климат становится все более теплым, но переменно-влажным, если судить по периодической смене в доминирующей группе таксонов сосновых и таксодиевых. Самому теплому климату изученного интервала отвечает время накопления слоев соленовского горизонта.

5. Совместное изучение в нижнеолигоценовых отложениях палиноморф морского и наземного происхождения открывает широкие перспективы для корреляции морских и континентальных отложений нижнего олигоцена юга бывшего СССР и соседних регионов Русской платформы и Туранской плиты, позволяя одновременно прийти к определенным суждениям о климатических ограничениях в латеральном распространении важнейших видов фитопланктона.

6. Органикостенный фитопланктон верхнего эоцена и нижнего олигоцена Кубанского разреза, весьма разнообразный в систематическом отношении, с преобладанием таксонов – обитателей

открытого моря, практическое отсутствие в разрезе специфических видов зеленых водорослей и акритарх (Micrhystridium, Pediastrum), указывающих на резкое обмеление бассейна или его заметное опреснение, подтверждают выводы тех геологов, которые отрицают существование сколько-нибудь обширных площадей, выведенных из-под уровня моря на месте современного Главного Кавказского хребта в раннеолигоценовое время.

ЛИТЕРАТУРА

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Климаты олигоцена востока Крымско-Кавказской области и Казахстана (по анализу макрофлоры, палинокомплексов и комплексов фитопланктона) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 3. С. 5 - 23.

Вялов О.С. О сводном подразделении майкопской толщи // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 23 - 25.

Гоцадзе В.И., Чиковани А.А. О перидиниевых водорослях и наннопланктоне хадумской свиты Северо-Западного Кавказа // Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии. Тр. 33-й сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 30 - 35.

Крашенинников В.А., Музылев Н.Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 212 - 224.

Крашенинников В.А., Запорожец Н.И., Кургалимова Г.Г. Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена (океаны и континенты) // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 199 - 220.

УДК 551.791(262.5/8).

РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ

© 1993 г. П. В. Федоров

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

Поступила в редакцию 16.04.92 г.

Рассматривается биостратиграфическое подразделение бакинских (в Каспии) и чаудинских (в Эвксине) отложений, их соотношение и возможная корреляция с соответствующими слоями Средиземного моря. При этом делается попытка увязать разрезы Чауды Керченского полуострова и Приазовья с разрезом Гурии, учитывая палеомагнитные данные.

Геологическая история Каспийского и Черного морей все еще остается недостаточно изученной. Это относится прежде всего к раннему плейстоцену[1] (табл. 1), где многие ее страницы, особено в Эвксинской области, представляются не вполне ясными.

Каспий, начиная с киммерия (плиоцен), развивался как изолированный озерный бассейн, сбрасывающий периодически свои воды в Азово-Черноморскую впадину. В то же время Эвксин представлял собой внутриконтинентальное море, в истории которого отразились основные этапы развития Средиземного моря и Каспия.

Геологическая летопись Каспийского и Черного морей отражает богатую событиями историю этих уникальных бассейнов. Она чрезвычайно перспективна для решения ряда крупных региональных и общих вопросов стратиграфической корреляции и палеогеографии юго-востока Европы.

На границе плиоцена и эоплейстоцена произошли изменения в гидрологическом режиме Черноморского бассейна, которые выразились в возобновлении его связи с областью Средиземного моря. Так, если в плиоцене-эоплейстоцене (киммерии, куяльнике и гурии) происходил односторонний сброс вод во впадину Средиземного моря, то начиная с чауды и в течение всего плейстоцена имели место вторжения средиземноморских вод в Черное море.

Рассмотрим главнейшие события раннего плейстоцена в Эвксино-Каспийской области. В конце эоплейстоцена в Каспии произошла глубокая послеапшеронская (тюркянская) регрессия. Тюркянские аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения, залегающие между морскими апшеронскими и бакинскими осадками, вскрыты бурением в Куринской низменности, на дне моря, в пределах Бакинского архипелага, в Северном Дагестане, Нижнем Поволжье, в Западном Туркменистане.

Они обнажаются в антиклинальных структурах северного борта Куринской впадины и в Западном Туркменистане. Естественно, что в сторону Каспийской впадины тюркянские отложения сокращаются в мощности и постепенно выклиниваются. Повсюду тюркянские отложения залегают с размывом на апшеронских и более древних породах и связаны постепенным переходом с бакинскими осадками. Наличие в них фауны остракод бакинского типа позволяет рассматривать их в качестве самых низов бакинского горизонта.

Менее отчетливые следы послеплиоценовой регрессии наблюдаются в области Черного моря.

Непосредственное налегание чаудинских отложений на гурийские наблюдается в Гурии (Западная Грузия), где между ними имеются переходные (натанебские) слои, содержащие в основном гурийскую фауну моллюсков и редкие предковые формы чаудинской фауны.

В последнее время на шельфе Болгарии и на юго-западе Украины установлено налегание чаудинских (Дмитриев, Говберг, 1979; Крыстев и др., 1990; Куприн и др., 1984) отложений на гурийские. При этом в ряде мест чаудинские морские отложения залегают на континентальных образованиях, свидетельствующих о перерыве в осадконакоплении между гурией и чаудой. Несомненно, что и в Черноморской области на границе плиоцена и эоплейстоцена произошла регрессия, но следы ее менее отчетливы, нежели в Каспии. Нижний плейстоцен Каспия построен довольно сложно. Рассматривая тюркянскую континентальную свиту как основание бакинского горизонта, необходимо отметить, что граница палеомагнитных эпох Матуяма–Брюнес располагается в самых низах морских нижнебакинских слоев (или в верхах тюркянской свиты, тогда как эпизод Харамилье отмечен в верхах апшерона. Следовательно, все бакинские отложения находятся в пределах эпохи Брюнес, а тюркянская свита должна отвечать верхам эпохи Матуяма.

[1] Эоплейстоцен здесь не рассматривается.

Таблица 1. Геологическая корреляция плейстоцена Каспийского, Черного и Средиземного морей (схема)

<table>
<tr><th colspan="2">Шкала МСК</th><th colspan="2">Средиземное море (по литературным данным в интерпретации автора)</th><th colspan="2">Черное море (по материалам автора и литературным данным)</th><th colspan="2">Каспийское море (по материалам автора)</th></tr>
<tr><td colspan="2">Голоцен</td><td colspan="2">Фландрий (максимальная фаза)</td><td colspan="2">Черноморий</td><td colspan="2">Новокаспий</td></tr>
<tr><td rowspan="12">Плейстоцен</td><td rowspan="4">Верхний</td><td colspan="2">Фландрий (первая фаза)</td><td colspan="2">Новоэвксин (трансгрессия от –90 до –30 м)</td><td rowspan="2">Хвалынь</td><td>верхняя Хвалынь</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Грималдийская регрессия до – 120 - 130 м</td><td colspan="2" rowspan="2">Посткарангат (регрессия до –90 м)</td><td>нижняя Хвалынь</td></tr>
<tr><td colspan="2">Ательская регрессия</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Тиррен</td><td>шебба</td><td rowspan="3">Карангат</td><td rowspan="2">верхний (главный) карангат</td><td colspan="2">Верхний Хазар</td></tr>
<tr><td>реджише</td><td colspan="2">Регрессия</td></tr>
<tr><td>дуира</td><td>нижний карангат</td><td rowspan="3">Нижний хазар</td><td>нижний Хазар – III (косож)</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Средний</td><td colspan="2">Регрессия</td><td colspan="2">Регрессия</td><td>регрессия</td></tr>
<tr><td colspan="2">Трансгрессия (мезотиррен)</td><td rowspan="3">Эвксино-узунлар</td><td>узунлар</td><td>нижний Хазар – II (сингиль)</td></tr>
<tr><td colspan="2">Регрессия</td><td>древний эвксин поздний</td><td>регрессия</td></tr>
<tr><td colspan="2">Палеотиррен</td><td>фаза регрессии</td><td rowspan="2">нижний Хазар – I(палеосингиль)</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Нижний</td><td colspan="2" rowspan="2">Римская регрессия (миндель)</td><td>палеоузунлар</td></tr>
<tr><td colspan="2">Венедская (римская) регрессия</td><td>древний эвксин ранний</td><td colspan="2">Венедская (уштальская) регрессия</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">“Милацций” (теплый кромер)</td><td rowspan="4">Чауда</td><td>эпичауда</td><td rowspan="3">Баку</td><td>урунджик</td></tr>
<tr><td>верхняя чауда (мыс Чауда, кавказское побережье)</td><td>верхнее Баку</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="3">Регрессия (гюнц)</td><td>нижняя чауда (мыс Чауда, сев. берег Таманского п-ова)</td><td>нижнее Баку</td></tr>
<tr><td>болгарская чауда (регрессия, шельф)</td><td>тюркянская регрессия</td></tr>
<tr><td>гурийская “чауда” (?)</td><td colspan="2" rowspan="2">Апшерон</td></tr>
<tr><td colspan="2">Эоплейстоцен</td><td colspan="2">“Калабрий”</td><td colspan="2">Гурий</td></tr>
</table>

Геологические данные, и прежде всего тектонические несогласия, а также существенный перелом в эволюции фауны моллюсков позволяют говорить о длительности тюркянской регрессии, которая представляется крупным событием в истории Каспия.

Значительное понижение уровня изолированного Каспийского бассейна, вероятно, связано с общими климатическими изменениями, выразившимися в аридизации климата в конце эоплейстоцена. Следами такого иссушения и потепления являются широко развитые в Северном Прикаспии и Причерноморье красноцветных континентальных образований, в частности скифских глин, залегающих на апшероне. Характер отложений тюркянской свиты свидетельствует об обильном поступлении речных и талых ледниковых вод с горных сооружений Средней Азии и Кавказа. Так, на севере Дагестана в скважинах, пробуренных около Кизляра, Черного Рынка, Крайновки, тюркянские отложения содержат крупные гальки и валуны (судя по обломкам до 10 - 15 см в диаметре) кристаллических и метаморфических пород Главного Кавказского хребта (Федоров, 1978).

Древний аллювий Палео-Амударьи, соответствующий тюркянской свите, обнажающийся в купольных структурах Западного Туркменистана, представлен грубыми песками и гравием. Последующее накопление нижнебакинских отложений, представленных во всех частях бассейна характерными тонкослоистыми буровато-серыми глинами и алевритами с тонкими прослоями охристых песков, происходило в условиях более влажного климата, о чем свидетельствует спорово-пыльцевые данные.

Мелкорослость и тонкостворчатость раковин моллюсков Didacna parvula Nal., D. catillus Eichw. и состав фауны остракод указывают на общее опреснение бассейна, связанное с усилением притока вод с суши и увеличением объема водной массы во время раннебакинской трансгрессии.

Значительные мощности нижнебакинских отложений, достигающие 300 - 400 м, а реже и более, их весьма однородный литологический состав в пределах всего бассейна дает основание говорить о длительном и широком развитии раннебакинской трансгрессии, которая распространилась во все понижения рельефа и проникла по Манычской ложбине во впадину Азовского и Черного морей. После некоторого перерыва (возможно, регрессивной фазы) началось накопление верхнебакинских отложений, связанных с дальнейшей трансгрессией моря, которая была относительно кратковременной, но, вероятно, превзошла раннюю фазу по уровню (и площади).

Верхнебакинские отложения, известные в естественных разрезах и скважинах, представлены грубыми известняками-ракушечниками, конгломератами, песками, реже алевритами мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Они содержат обычно крупные, массивные раковины Didacna rudis Nal., D. carditoides, Andrus., реже D. eulachia (Bog.) Fed.

Характер отложений, обогащенность их карбонатным цементом и массивность раковин может служить указанием на сравнительно высокие температуры воды и насыщенность ее солями кальция.

С заключительной трансгрессивной фазой связано отложение урунджикских слоев, представленных песками, ракушечниками, реже алевритами мощностью в несколько метров с раковинами крупных Didacna eulachia (Bog.) Fed., D. pravoslavlevi Fed., D. kolesnikovi Fed., D. ex gr. nalivkini Wass.

Впервые D. eulachia появляется в верхах нижнего баку (Мишовдаг, средняя часть разреза балки Нефтяная), часто присутствует в верхнебакинских отложениях и занимает вместе с перечисленными выше формами господствующее положение в урунджикских слоях, которые известны в Западном Туркменистане (ур. Урунджик), на Челекене, а в Куринской низменности – на Мишовдаге (балка Нефтяная) (Федоров, 1978).

На склонах юго-восточного Кавказа эти слои слагают самостоятельную абразионно-аккумулятивную террасу высотой 180 - 200 м, расположенную ниже верхнебакинской (220 - 230 м). Урунджикские раковины отмечены Г.И. Поповым (1983) в северо-западном Прикаспии и Приазовье и известны в верхнечаудинских слоях мыса Чауда (Федоров, 1963; 1979).

На брахиантиклинальных складках Караджа и Дуздаг в северной части Куринской низменности верхнебакинские и урунджикские отложения перекрыты пластом розоватого вулканического пепла мощностью 1 - 2 м, для которого известен возраст (по трекам) около 0.5 - 0.6 млн. лет. Вероятно, этому времени отвечает финал раннего плейстоцена в области Понто-Каспия, который соответствует концу глобального потепления климата накануне миндельского (окского) оледенения.

Последнее вызвало глубокую регрессию океана, Средиземного моря и Эвксина (римская, или венедская, регрессия).

Следы венедской регрессии в бассейне Черного моря установлены бурением (Горецкий, 1966) в низовьях Дона, Днепра и других рек. Венедские отложения и их аналоги (как и миндель вообще) традиционно относятся к раннему плейстоцену. Однако характер этих осадков и их палеонтологическая характеристика свидетельствуют о принципиально новых физико-географических условиях, установившихся после завершения бакинско-чаудинского седиментационного цикла. Отмечается существенный перелом в эволюции

фауны солоновато-водных моллюсков на этом рубеже и появление еще в самом конце бакинского века некоторых предковых форм, характерных для хазарского времени.

Все это указывает на целесообразность переноса венедской свиты (как и римской регрессии) в основание среднего плейстоцена с приблизительной датировкой 0.4 - 0.5 млн. лет.

Нижний плейстоцен Каспия (или бакинский горизонт), включающий в себя тюркянскую континентальную свиту, нижнебакинские, верхнебакинские и урунджикские слои, в палеомагнитной шкале располагается от самой верхней части эпохи Матуяма до нижней части эпохи Брюнес и, вероятно, соответствует интервалу времени от 0.8 (возможно, несколько более) до 0.5 млн лет.

Необходимо отметить, что длительное развитие бакинской трансгрессии, протекавшее в условиях увлажнения климата (раннее баку), привело к образованию обширного бассейна, существовавшего позднее в обстановке более теплого, но, вероятно, не аридного климата (позднее баку).

В заключительную фазу развития басейна (урунджик) происходит некоторое увлажнение.

Эвксинский бассейн пережил гораздо более сложную историю, однако изучение ее затруднено неполнотой геологической летописи. Здесь нет полных естественных разрезов, где можно было бы наблюдать последовательность осадко накопления, а буровые материалы, в том числе и на шельфе, не всегда содержат характерную фауну.

Отложения с типичной чаудинской фауной моллюсков известны в весьма ограниченных местах Кавказского побережья (Гурия, район Туапсе, мыс Идукопас) и на юге Керченского полуострова (мыс Чауда). В последнее время они установлены на шельфе Черного моря (Димитров, Говберг, 1979; Крыстев и др., 1990; Куприн и др., 1984). Все это заставляет с большой осторожностью расшифровывать раннеплейстоценовую летопись этого бассейна.

Разрез мыса Чауда со времен Н.И. Андрусова (Андрусов, 1965) считается стратотипическим. Чаудинские отложения лежат здесь с размывом на майкопских породах, приподнятых более чем на 10 м над уровнем моря. Этот разрез рассмотрен в работах П.В. Федорова (1963; 1978).

В самом основании чаудинские слои представлены песками, галечниками, алевритами, мощностью до 3 - 4 м. Они содержат: Didacna baericrassa Pavl., D. parvula Nal., D. aff. pallasi Prav., D. aff. olla Liv., Monodacna subcolorata Andr., Dreissena caspia Eihw., Dr. polymorpha Pall., Dr. tschaudae Andrus, Viviparus pseudoachatinoides Pav., Micromelania caspia Eichw., Pisidium sp. Первые две формы, а также дрейссены и вивипарусы составляют основу фауны бакинских (или чаудинско-бакинских отложений террасы на северном берегу Таманского полуострова, включая мыс Ахиллион (Литвинова).

Выше развиты континентальные суглинки мощностью 2 - 3 м, несущие в кровле следы почвообразования. Они несогласно перекрыты слоистыми известняками – ракушечниками и рыхлыми песчаниками, мощностью 0.5 - 4 м, содержащими комплекс чаудинских ископаемых. Наиболее полно они представлены в прослоях рыхлых песчаников, в том числе и самом верхнем, превращенном в результате выветривания в пески. Здесь присутствуют: Tschauda tschaudae (Andrus), Didacna pseudocrassa Pavl., D. rudis Nal., D. cf. eulachia (Bog) Fed., D. carditoides Andrus., D. plesiochora Davit., D. pleistoplura Davit., D. olla Livent. Реже встречаются Didacna aff. subpyramidata Prav., D. pallasi Prav., а также Monodacna cazecae Andrus., Dreissena polymorpha Pall., Dr. tschaudae Andrus., Theodoxus pallasi Lindh. Многие из приведенных раковин одеты в карбонатную корочку желто-бурого цвета, что связано с последующей концентрацией на мертвых створках углекислого кальция в условиях его высокого содержания при сравнительно высоких температурах (Федоров, 1979). Важно отметить, что в такую корочку облечены как плиоценовые реликты – Tschaudia, Didacna pleistopleura и др., так и D. pseudocrassa, D. rudis и др. Вся эта масса ракуши находится в коренном залегании.

Сравнение приведенных форм с фауной из чаудинских слоев Гурии, лежащих выше натанебского горизонта, показывает их несомненное сходство. При этом на мысе Чауда значительную роль играют бакинские иммигранты – Didacna parvula Nal., D. carditoides Andrus., D. rudis Nal., а в Гурии встречаются местные формы – Tschaudia guriana Livent., Didacna crassa supsae Newessk. и др. Характерно, что на мысе Чауда присутствуют Didacna cardituides Andrus., D. rudis Nal., D. eulachia (Bog) Fed., сходные с аналогичными формами из верхнебакинских и урунджикских отложений Западного Туркменистана и Азербайджана. Кроме того, в собственно чаудинских отложениях Гурии, вслед за предшествовавшими исследователями, мне приходилось встречать типичные Didacna baericrassa Pavl., что характерно и для разреза мыса Чауда и Кавказского побережья.

Все сказанное не говорит еще о синхронности указанных отложений мыса Чауда и Гурии, ведь согласно палеомагнитным данным первые из них соответствуют палеомагнитной эпохе Брюнес, а вторые – эпохе Матуяма. Кажется очевидным, что отмеченные в разрезе Гурии моллюски обитали здесь уже с самого начала чаудинского времени, поскольку они генетически связаны с предковыми формами из подстилающих натанебских отложений. Присутствие же аналогичных раковин в верхней чауде мыса Чауда указывает на более подзнее распространение здесь чаудин-

ской трансгрессии. Представляется возможным надстраивать разрез Гурии разрезом мыса Чауда.

Следовательно, накопление низов чаудинских отложений Черного моря началось еще до 0.7 млн. лет назад, а закончилось, вероятно, около 0.5 млн. лет назад, если сопоставлять верхнечаудинские отложения мыса Чауда с верхнебакинскими слоями каспия, включая уруджик (Федоров, 1979).

Рассмотрим теперь соотношение отложений мыса Чауда и северного берега Тиманского полуострова, где от мыса Ахиллион вдоль его северного берега до мыса Пекла прослеживается терраса высотой около 35 - 40 м, сложенная светло-желтыми песками, залегающими на дислоцированных сарматских породах. Сверху развит сложно построенный покров суглинков с несколькими горизонтами погребенных почв (Федоров, 1978). В песках содержится фауна моллюсков бакинского типа – Didacna parvula Nal., D. baericrassa Pavl., D. catillus Eichw., D. catillus – rudis Nal., D. pseudocrasa Pavl., а также Dreissena caspia Eichw., Viviparus preudoachatinoides Pavl., Margaritiferamoldavica Tshep. и др. Преобладают здесь Didacna parvula Nal., мелкие D. catillus Eichw., характерные для нижнебакинских отложений Северо-Западного Прикаспия и Нижнего Поволжья.

Сходная фауна известна из бакинских песков, залегающих в основании берегового разреза у хутора Малый Кут на западе Таманского полуострова (Федоров, 1963). Следует напомнить также, что в западной части Манычской долины на глубине до –40 м вскрыты бакинские отложения Didacna rudis Nal. Наконец, на северном берегу Азовского моря, вблизи устья Миусского лимана в отложениях известной в литературе "платовской" террасы встречаются довольно тонкостворчатые крупные плоские Didacna cf. carditoides Andrus., D. cf. eulachia (Bog.) Fed., и D. cf. nalivkini Wass. Кровля этих отложений у бровки находится на высоте 9 - 10 м над уровнем моря. Сверху развит сложно построенный покров континентальных суглинков.

Платовские слои, по мнению Г.И. Попова (1983) и Н.А. Лебедевой, относятся к нижнему баку. Автор считал их ранее более молодыми, соответствующими низам древнего эвксина или уруджику (Федоров, 1978).

Повторное изучение названных форм и сравнение их с возможными аналогами из нижнего плейстоцена Каспийского и Черного морей показало, что вернее всего они могут соответствовать уруджикским слоям или самым верхам бакинского горизонта, т.е. финалу нижнего плейстоцена.

Каково же стратиграфическое соотношение рассмотренных отложений Приазовья? Несомненно, что на северном берегу Таманского полуострова мы имеем наиболее древние слои – нижнебакинские. Здесь они подняты и их современное положение не соответствует прежнему уровню моря. Вероятно, несколько подняты, но во всяком случае не опущены и платовские слои. Положение бакинских отложений в ложе Манычской долины может указывать на низкий уровень базиса эрозии. Что касается бакинских отложений у хутора Малый Кут, то здесь можно говорить об опускании этого участка.

Основываясь на палеонтологических данных и учитывая степень тектонических деформаций, можно говорить о том, что впадина Азовского моря в первую половину раннего плейстоцена была занята проточным солоноватоводным бассейном, принимавшем воды из раннебакинского Каспия. Сброс вод в Черноморскую впадину, где располагался Чаудинский бассейн, находившийся на более низком уровне, осуществлялся по проливу, не совпадавшему полностью с современным Керченским проливом. Следами такого стока, вероятно, являются нижнечаудинские галечники, пески и глины с Didacna parvula Nal. и др. разреза мыса Чауда, которые явно указывают на низкое положение уровня Черного моря. Можно предполагать, что в течение всего этого времени в области Черного моря обитала чаудинская фауна моллюсков, остатки которой сохранились в разрезе Гурии. Однако ее миграции во впадину Азовского моря препятствовало не только опреснение последнего, но и разница в уровнях.

Материалы бурения на западном шельфе Черного моря свидетельствуют о широком распространении здесь чаудинских отложений (Крыстев и др., $1990_{1,2}$; Куприн и др. 1984).

Первоначальные данные П.С. Димитрова и Л.И. Говберг (1979) о чаудинских отложениях на шельфе Болгарии в пределах изобат 80 - 100 м были позднее дополнены новыми материалами, согласно которым чаудинские глины и глинистые пески с характерной фауной моллюсков занимают значительные площади на мелководьях шельфа на глубинах от 10 до 80 - 40 м. Не исключено, что прибрежная фация этих отложений распространялась и на сушу, но позднее была размыта. Поэтому не снят вопрос о чаудинском возрасте 100-метровой абразионной террасы побережья Болгарии (Федоров, 1963). На шельфе Болгарии (Куприн и др., 1984) чаудинские отложения подразделяются на две части: нижнюю – преимущественно глинистые пески, реже с галькой мощностью 5 - 7 м и верхние, представленные глинами мощностью 3 - 4 м, которые содержат богатый комплекс крупных, часто массивных раковин Tschaudia tschaudae (Andrus.), Didacna pseudocrassa Pavl., Dreissena tschaudae Andrus. Для нижних слоев характерна также Didacna pleistopleura Davit. Видовой состав и облик раковин весьма близок к тем формам, которые известны в разрезе Гурии и верхней чауды мыса Чауда, что дает право для их корреляции.

Современное положение чаудинских отложений на внешней части шельфа указывает на сравнительно низкое положение уровня моря. С другой стороны, литологический состав верхней чауды здесь свидетельствует о глубинах, вероятно, превышаьших 50 м, на которых происходило накопление тонко отмученных глин. Ясно, что нижнечаудинские слои отлагались в условиях еще более низкого уровня в самом начале раннечаудинской трансгрессии.

Вновь обратимся к рассмотрению разреза мыса Чауда. Если чаудинские отложения здесь моложе одноименных слоев Гурии, то приходится допускать, что в основном бассейне ниже палеомагнитной границы Матуяма–Брюнес уже обитала чаудинская фауна моллюсков.

В условиях нарастающей трансгрессии началось выполнение эрозионных ложбин Палео-Керченского пролива, одним из следов которого является понижение в основании нижнечаудинских отложений разреза мыса Чауда. Экологические условия в этом проливе, через который происходил сброс слабосоленых вод из Азовской впадины, не благоприятствовали обитанию здесь чаудинской фауны черноморской части бассейна. В это же время на месте современной Гурийской возвышенности располагался довольно глубокий залив, где происходило накопление глинистых осадков и обитала богатая чаудинская фауна. Последующее развитие трансгрессии и продвижение береговой линии в область Азовского моря дали возможность этой фауне распространиться на северо-восток и затопить юг Керченского полуострова.

Континентальные отложения, залегающие на мысе Чауда между нижними песками и алевритами с нижнебакинской фауной и верхними прибрежно-морскими ракушечниками с богатой чаудинской фауной, свидетельствуют о некотором перерыве. Можно предполагать, что перед вторжением сюда чаудинского моря поток по проливу иссяк и здесь, как на соседних территориях, начали формироваться покровные образования. Это могло произойти в результате поднятия части Керченского полуострова и перемещения потока в другое русло (вероятно, восточнее). Как уже говорилось выше, следами такого поднятия являются высокое положение здесь палеогеновых глин.

В отличие от мыса Чауда в Гурии осадконакопление чаудинских (как и гурийских) глин происходило, видимо, непрерывно и только в конце начались поднятия, которые вывели эти отложения выше уровня моря.

В пределах Гурийской возвышенности на горе Цвермагал на высоте около 150 м известны охристые пески с бедной морской фауной моллюсков, представленной Cardium cf. edule L. (Cerastoderma glaucum), Scrobicularia cf. plana (Costa), Paphia sp., залегающие на чаудинских отложениях. Эти пески были отнесены автором (Федоров, 1982) к самым верхам чауды в качестве эпичаудинских слоев[2]. Позднее, в результате детальных работ В.В. Янко (1989), было установлено, что в кровле верхнечаудинских отложений высокой террасы кавказского побережья (мыс Идукопас) и разреза мыса Чауда присутствуют морские бентоносные фораминиферы, свидетельствующие об осолонении моря.

Следует напомнить, что еще Н.И. Андрусовым (1904) в Дарданеллах у Галлиполи (1965), а позднее более полно Б. Керодреном (Keraudren, 1979), там же и у Мюрефте Хора, было отмечено налегание морских слоев со средиземноморской фауной на отложения с чаудинской фауной. При этом Б. Керодрен указывает на постепенную смену солоноватоводной фауны морской. Все это дает основания говорить об осолонении Черного моря во время максимума чаудинской трансгрессии в условиях поступления средиземноморских вод через Мраморное море.

Это было первое, после понта, проникновение фауны в Эвксинскую область, которое ознаменовало новые для всего плейстоцена черты развития Черного моря. Эти характерные закономерности заключались в последовательном развитии в его впадине сначала солоноватоводных трансгрессий, связанных с обильным притоком речных вод и сбросом из Каспия в поздне- и послеледниковье, а позднее – трансгрессий, вызванных подпором со стороны Средиземного моря в максимумы глобальных межледниковых трансгрессий.

Несомненно, что этот подпор последовательно наростал еще в солоноватоводную (каспийскую) фазу трансгрессии.

Такие явления прослеживаются также в эвксиноузунларских первой и второй трансгрессиях, и еще более отчетливо в новоэвксинской (солоноватоводной) и новочерноморской (средиземноморской) трансгрессиях. Сейчас можно признать, что так же развивались события и в раннем плейстоцене. По-видимому, своего наивысшего уровня Чаудинский бассейн достиг в конце развития трансгрессии. Однако проникнуть в Азовскую впадину чаудинская фауна, видимо, не смогла и северная граница ее распространения фиксируется на мысе Чауда и, вероятно, около мыса Тузла в юго-западной части Таманского полуострова, где сохранились прибрежные конгломераты с окатанными обломками киммерийских раковин и чаудинскими Tschaudia tschaudae Andrus. (Федоров, 1988). Лишь некоторые позднечаудинские (и позднебакинские) формы все же смогли найти себе экологические ниши. Не исключено поэтому, что отложения "платовской" террасы на северном берегу Азовского моря могут отвечать этому моменту трансгрессии.

[2] А.Л. Чепалыга называет их караденизскими.

Присутствие чаудинских отложений на берегах Мраморного моря и Дарданелл позволяет предполагать, что чаудинский солоноватоводный бассейн мог распространяться и в область Эгеиды, непосредственно перед развитием там максимума межледниковой трансгрессии Средиземного моря.

Рассматривая глобальные межледниковые трансгрессии сквозь призму истории Черного моря. представляется возможным говорить, что они имели место во второй половине раннего плейстоцена (поздняя чауда и эпичауда), дважды в среднем плейстоцене (палеоузунлар и узунлар), в начале позднего плейстоцена (карангат) и в середине голоцена (черноморий).

Очевидным является соответствие двух последних – тиррену и фландрию (максимальной фазе), тогда как более ранние трансгрессии нуждаются в дополнительном обосновании, хотя не исключено, что они отвечают соответственно палеотиррену и теплому кромеру "милаццию".

Если основываться на палеомагнитных данных, чауда Гурии, вероятно, должна соответствовать тюркянской свите и самым верхам апшерона, так как в ее низах известен эпизод Харамильо. Это указывает на бóльшую древность гурийской чауды (во всяком случае, ее низов) по сравнению с низами бакинского горизонта.

Тогда приходится допускать, что появление в Понто-Каспии фауны Didacna Richwald первоначально произошло в юго-восточной части Черноморской впадины. Но геологические данные по Манычской долине противоречат возможности миграции этой фауны в Каспии (Горецкий, 1966; Попов, 1983). Здесь отчетливо видно обратное направление миграции вместе со стоком каспийских вод в Черное море. Не менее убедителен и состав фауны в чаудинских отложениях мыса Чауда, высокой террасы кавказского побережья и верхов гурийской чауды, где существенную роль играют бакинские формы. Любопытно, что и в позднем плиоцене происходил сброс вод из Каспия в Эвксинскую обл. (акчагыл - куяльник, апшерон - гурий).

Предположение о том, что в самом конце плиоцена, после сброса в Гурийский бассейн апшеронских вод, произошла кратковременная миграция чаудинских кардиид в Каспий, представляется необоснованным. Более вероятной является идея о параллельном развитии этих фаун в обоих бассейнах.

Поднятые вопросы требуют еще дальнейших исследований и прежде всего на шельфе и континентальном склоне Черного и Каспийского морей.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н.И. Избранные труды. Т. IV. М.: Наука, 1965 (1904-1905). С. 143 - 162.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 410 с.

Димитров П.С., Говберг Л.И. Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеографии болгарского шельфа Черного моря // Геоморфология. 1979. № 2. С. 81 - 89.

Крыстев Т.И., Лимонов А.Ф., Сорокин В.М., Старовойтов А.В. Проблемы чауды болгарского Черноморского шельфа // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: Болгарск. Акад. наук, 1990_1. С. 349 - 361.

Крыстев Т.И., Григорьев А.В., Федоров П.В. Биостратиграфия плейстоцена болгарского черноморского шельфа и проблема трансгрессивно-регрессивных циклов Черного моря // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: Болгарск. Акад. наук, 1990_2. С. 340 - 348.

Куприн П.Н., Самсонов А.И., Бабак Е.В., Варущенко А.Н., Монахов И.Б., Федоров П.В. Строение и биостратиграфическое расчленение четвертичных отложений шельфа Болгарии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Вып. 3. Т. 59. С. 31 - 40.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 213 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 88. 197 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 163 с.

Федоров П.В. О развитии моллюсков вида Didacna Eichwald в нижнем плейстоцене Понто-Каспия и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 3. С. 79 - 87.

Федоров П.В. Некоторые дискуссионные вопросы плейстоценовой истории Черного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. № 1. С. 108 - 117.

Федоров П.В. Проблема колебаний уровня Черного моря в плейстоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 4. С. 56 - 61.

Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия (классификация, экология, стратиграфия, история развития): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук, М.: МГУ, 1989. 51 с.

Keraudren B. Le Plio-Pleistocene marin et oligohalin en Grece // Rev. geol. dynam. et Geogr, Phys. 1979. V. 21. P. 17 - 28.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

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

В журнале предусматриваются резделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами).). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалами между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено и заключение эксперта.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей будут предъявляться повышенные требования. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экз. должен представлять основу. Фотографии: один экземпляр монтируется автором в виде макета, другой (чистый) – прилагается отдельно. На чертежах, картах, резрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. Необходимо указывать масштаб на всех картах, планах, профилях. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилия автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие:
а) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи;
б) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках дается ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др. 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слов (напр. Стратиграфические исследования ..., 1990).

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

1) Английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;

2) Все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;

3) Предпочитаемую Вами английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);

4) Список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в Вашей статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

Т (размер 23 × 17)

Сдано в набор 20.10.93 г. Подписано к печати 22.12.93 г. Формат бумаги $60 \times 88^1/_8$
Офсетная печать Усл. печ. л. 18.0 Усл. кр.-отт. 55 тыс. Уч.-изд. л. 19.2 Бум. л. 18.0
Тираж 300 Зак. 3462 Цена 15 р. 00 к.

Отпечатано во 2-ой типографии издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

15 р. 00к.
Индекс 73390

ISSN 0869-5938 Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, том 1, №1