

Том 1, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 1993

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 1 № 5 1993 Сентябрь - Октябрь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

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

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

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 1, номер 5, 1993

Симптоматика экологических кризисов

Н. Н. Каландадзе, А. С. Раутиан 3

Геохимия и возраст глиноземистых гнейсов кольской серии архея Балтийского щита

*К. Х. Авакян, М. И. Буякайте,
Л. Ф. Добржинская, С. М. Ляпунов* 9

Возраст юпитийского магматизма Северного Приладожья (Южная Карелия)

А. М. Ларин, Э. П. Кутявин 15

Строение и обстановки осадконакопления безыменской свиты рифея Туруханского поднятия Сибири

П. Ю. Петров 20

Динамика разнообразия бентосной фауны на границе кембрия и ордовика на территории Восточно-Европейской платформы и ее обрамления

Л. Е. Попов 33

Таксономический состав акритарх и климат в раннем тремадоке балтийской фитопланктонной провинции

Н. А. Волкова 39

Основные рубежи в эволюции лудловских граптолитов

Т. Н. Корень 44

Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья и ее корреляция с флорами Центральной Ангариды

С. В. Наугольных 53

Палеогеоботанические основы зонального расчленения континентальных флороносных толщ (на примере верхней перми Печорского бассейна и Приуралья)

И. А. Игнатьев 63

Эволюция планктонных фораминифер тепловодной области Тихого океана в палеогене

И. А. Басов 72

О пограничных слоях палеогена и неогена северо-западного Сахалина

*Б. А. Сальников, Н. Я. Брутман,
В. Н. Кузнецова, Л. А. Попова* 81

Ранневиллафранкский этап в развитии фауны млекопитающих Северной Евразии

И. В. Вислобокова, М. А. Ербаева, М. В. Сотникова 87

CONTENTS

Volume 1, Number 5, 1993

Symptoms of Ecological Crises

N. N. Kalandadze, A. S. Rautian 3

Geochemistry and Age of Aluminiferous Gneisses of the Archean Kola Group of the Baltic Shield

*K. Kh. Avakyan, M. I. Buyakaie,
L. F. Dobrzhinetskaya, and C. M. Lyapunov* 9

The Age of the Jotnian Magmatism of the North Ladoga Region

A. M. Larin and E. P. Kutyavin 15

Structure and Sedimentation Environments of the Riphean Bezymyanni Formation in the Turukhansk Uplift, Siberia

P. Yu. Petrov 20

Dynamics of Benthic Fauna Diversities at the Cambrian – Ordovician Boundary on the East European Platform and its Fringing

L. E. Popov 33

Early Tremadocian Acritarch Taxonomic Composition and Climate of the Baltic Phytoplankton Province

N. A. Volkova 39

Main Boundaries in the Evolution of the Ludlovian Graptolites

T. N. Koren' 44

Flora of the Kungurian Stage of the Middle Cis-Urals and Its Correlation with the Central Angaraland Floras

S. V. Naugol'nykh 53

A Paleobotanical Basis for the Zonal Subdivision of Continental Plant-Bearing Beds (Upper Permian of the Pechora Basin and Cis-Urals as an Example)

I. A. Ignatiev 63

Evolution of Planktonic Foraminifers of the Warm-Water Pacific in the Paleogene

I. A. Basov 72

Paleogene-Neogene Boundary Layers in Northwestern Sakhalin

*B. A. Sal'nikov, N. Ya. Brutman,
V. N. Kuznetsova, L. A. Popova* 81

The Early Villafranchian Stage in the Development of the Mammals' Fauna of Northern Eurasia

I. A. Vislobokova, M. A. Erbaeva, and M. V. Sotnikova 87



Эволюция биосферы

УДК 577.4:551.762.2

СИМПТОМАТИКА ЭКОЛОГИЧЕСКИХ КРИЗИСОВ

© 1993 г. Н. Н. Каландадзе, А. С. Раутиан

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

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Приводится перечень эмпирически наблюдаемых на материале палеонтологической летописи и реконструированных симптомов экологического кризиса, установленных в результате исследования глобального кризиса континентальных биоценозов в середине мела и крупнейшего палеонтологически документированного кризиса в сообществе наземных тетрапод в ранней - средней юре.

Мы живем в эпоху прогрессивно развивающегося антропогенно стимулированного экологического кризиса, угрожающего не только биосфере Земли, но и цивилизации. Как известно, единственный опыт, которым располагает человечество, — это опыт истории (Блок, 1986). Поэтому важнейшую роль приобретают исследования по реконструкции истории биосферы на материале геологической летописи, и в частности исследования предпосылок, закономерностей протекания и последствий экологических кризисов геологического прошлого Земли (Соколов, 1983, 1988). Опираясь на эти знания, можно предвидеть характер негативных последствий переживаемого нами кризиса и разработать адекватную стратегию поведения в условиях его прогрессивного развития.

Более того, уже полученные результаты, прежде всего в Палеонтологическом институте РАН, недвусмысленно свидетельствуют о краткости кризисных эпох лишь в геологическом масштабе времени. Что касается вызревания предпосылок экологических кризисов и их релаксации, то эти процессы оказываются даже геологически длительными. Поэтому для верной оценки временных масштабов кризиса, с которым столкнулось человечество, обращение к геологической истории представляется абсолютно необходимым. Особую роль в этих условиях приобретает исследование экологических кризисов достаточно отдаленного прошлого, позволяющее познакомиться, хотя и косвенно, с их долгосрочными последствиями.

Важным шагом в указанном направлении представляется формулирование симптомов экологических кризисов. Они, по существу, являются синдромом (Федонкин, 1991), выражающим в

самой общей форме закономерности протекания кризисных процессов в биосфере Земли. Предлагаемый ниже перечень симптомов обобщает результаты исследования двух крупных, но разнохарактерных экологических кризисов геологического прошлого.

Первый из них — это глобальный кризис континентальных биоценозов суши и пресных водоемов в середине мела, исследованный в лаборатории членистоногих Палеонтологического института РАН (Расницын, 1972, 1988, 1989, 1990; Жерихин, Сукачева, 1973; Калугина, 1974, 1977; Родендорф, Жерихин, 1974; Калугина, Жерихин, 1975; Жерихин, 1978, 1979, 1980, 1987; Жерихин, Калугина, 1980; Жерихин, Расницын, 1980; Дмитриев, Жерихин, 1988). Особенно тщательно он изучался на материале ископаемых насекомых, но показано участие в нем и других компонентов биоты: высших растений (Мейен, 1987; Вахрамеев, 1988), некоторых других групп наземных беспозвоночных (двустворчатые и брюхоногие моллюски, двустворчатые и ракушковые раки, хелицеровые и др.) и позвоночных (рыбы, амфибии, рептилии, птицы и млекопитающие) животных. По крайней мере для насекомых и высших растений этот кризис был крупнейшим за всю последующую историю биосферы. Позвоночные отреагировали на него значительно слабее (Каландадзе, Раутиан, 1983, 1993а). Данные по этому кризису позволили В.В. Жерихину сформулировать концепцию биоценотической регуляции филогенеза, в которой главное внимание обращено на регулирующее воздействие структуры адаптивных зон и экологических ниш сформированного, исторически сложившегося в процессе продолжительного филоценогенеза (Вахрушев, 1988) и устойчиво воспроизводимого (Раутиан, 1993)

сообщества организмов на процессы филогенеза таксонов, входящих в состав его биоты. Разрушение структуры сообщества, в соответствии с этой концепцией, провоцирует экологический кризис. Эту концепцию можно рассматривать в качестве важного шага на пути построения теории эволюции сообществ организмов (а не только реконструкции частных филоценогенезов), об отсутствии и необходимости создания которой писали многие авторы (Завадский, 1968; Тимофеев-Ресовский и др., 1969; Дювинье, 1979; Шварц, 1980; Колчинский, 1990; Маргалев, 1992).

Второй кризис был обнаружен и изучался нами (Каландадзе, Раутиан, 1983, 1984, 1993а). Это крупнейший глобальный палеонтологически документированный кризис в сообществе наземных (не морских) тетрапод ранней - средней юры. Он, напротив, не сопровождался заметными кризисными явлениями в других компонентах сухопутной биоты, и прежде всего растительности, а продолжительность его апогея заметно превосходила таковую для биоценотического кризиса в середине мела. Независимо от нас этот же кризис обнаружил М. Бентон (Benton, 1985, 1987, 1988), который, впрочем, не пытался его содержательно интерпретировать. Данные по этому кризису позволили нам сформулировать:

1. Представление о значительной автономии сообщества наземных тетрапод, которые оказались не столько компонентами конкретных биоценозов, сколько сообществом сборщиков урожая, производимого обычно несколькими, иногда очень многими биоценозами. Эти соображения хорошо согласуются с уже упоминавшимся отсутствием в эпоху юрского кризиса синхронной реакции других компонентов биоты, а в середине мела – относительно слабой реакцией позвоночных на кризис в континентальных биоценозах. Человек, вышедший исторически из сообщества наземных тетрапод, демонстрирует ту же основную экологическую стратегию, но в чудовищно гипертрофированной форме, превратившись в своего рода суперпотребителя (если угодно – суперконсумента) всевозможных ресурсов, включая невозобновимые минеральные ресурсы Земли. Именно экологическая стратегия потребителя, не слишком заинтересованного в сохранении каждого отдельного производителя, которым, в конечном счете, является биоценоз, в сочетании с относительно слабой зависимостью от состояния каждого конкретного биоценоза, истощив который можно перейти к эксплуатации следующего, вызвала в своем крайнем выражении конфронтацию человека с биосферой.

2. Эвристическую модель сопряженной эволюции сообщества и слагающей его биоты, ее таксономического и экологического разнообразия. Она дополняет концепцию В.В. Жерихина механизмом обратной связи, демонстрируя роль процессов филогенеза в формировании, разруше-

нии в ходе кризиса и восстановлении структуры сообщества, его адаптивных зон и экологических ниш после кризиса.

Очевидны существенные различия этих двух крупных экологических кризисов. Первый охватывает биоценозы суши в целом, хотя и не все их компоненты в равной степени. Второй – избирательно касается всех компонентов лишь одной, хотя и большой группы организмов, обладающих значительной автономией и специфической функцией в экономике природы. Тем более примечательным представляется практически полное совпадение симптомов этих кризисов. Во избежании недоразумений необходимо отметить, что речь идет, разумеется, лишь о качественном совпадении симптомов. Некоторые формальные количественные методы анализа динамики таксономического и экологического разнообразия, применявшиеся к материалу по ископаемым насекомым и тетраподам, оказываются взаимно неприменимыми в силу филогенетической, биоценотической и тафономической специфичности групп, а также разной степени изученности материала.

Интерес к исследованию исторических предпосылок юрского кризиса заставил нас, в частности, обратиться к изучению предыдущего менее крупного и существенно более скоротечного экологического кризиса в сообществе наземных тетрапод, который имел место в самом конце поздней перми (Olson, 1989; Сенников, 1991). Предварительные результаты этой работы (Каландадзе, Раутиан, 1992б, в, 1993б) свидетельствуют о том, что и в этом случае по крайней мере большая часть выявленных нами симптомов выполняется.

Первая попытка составления перечня из семи симптомов для кризиса в середине мела была вызвана необходимостью сравнить их с таковыми для только что обнаруженного юрского кризиса. На качественном уровне совпадение оказалось полным (Каландадзе, Раутиан, 1983). Для более подробного анализа юрского кризиса, благодаря продолжению работ палеознтомологами и нами, перечень симптомов удалось вдвое увеличить. Совпадение по-прежнему было практически полным. Исключение составил лишь симптом (1.5), касающийся зоогеографической ситуации накануне кризиса (Каландадзе, Раутиан, 1993а). Последнее обусловлено отсутствием глобальных зоогеографических реконструкций по насекомым для нижнего мела. Для наземных (не морских и не летающих) тетрапод такие реконструкции были сделаны нами для всего интервала, начиная с карбона и до плейстоцена включительно (Каландадзе, Раутиан, 1980, 1981, 1983, 1991, 1992а).

Интерес, который вызвал расширенный перечень симптомов экологического кризиса еще до его публикации, обнаружил ряд недостатков нашего перечня. Слабая систематизация симптомов внутри перечня производила ложное впечатление

их независимости, в то время как они обладают свойством целостного синдрома (Федонкин, 1991). Демонстрации в том числе и этого обстоятельства были посвящены упоминавшиеся выше модели, созданные В.В. Жерихиным и нами. В предлагаемом ниже перечне предпринимается попытка более жесткой систематизации и более точного формулирования симптомов, хотя это конечно не может заменить аргументов, содержащихся в моделях.

В предыдущих версиях перечня мы стремились в качестве симптомов использовать возможно более эмпирические (насколько это возможно в палеонтологии) характеристики экологических кризисов и избегать того, что является результатом реконструкции и не может рассматриваться на палеонтологическом материале как непосредственная данность. Ввиду высокой специфичности методов, используемых для исследования эволюции сообществ на материале палеонтологической летописи, оказалось, что эмпирические для палеонтолога симптомы практически не приложимы к рецентному экологическому материалу. Напротив, то что для палеонтолога является результатом реконструкции, часто может быть предметом непосредственного наблюдения неонтолога.

Именно так и оказалось, когда А.А. Вахрушев (1988) попытался применить наши модели, носящие характер реконструкции процессов, известных лишь по их следам в палеонтологической летописи, к анализу начальных этапов становления сообщества птиц большого города. Город, как известно, является принципиально новым типом ландшафта, не имеющего свойственного ему исторически сложившегося сообщества организмов (Клауснитцер, 1990). Поэтому первые шаги его формирования удовлетворительно моделируют начальные стадии восстановления структуры сообщества после ее разрушения в ходе экологического кризиса. Несмотря на огромную разницу пространственных, временных и таксономических масштабов процессов, реконструированных в палеонтологических моделях и наблюдаемых в городских условиях, А.А. Вахрушеву удалось подтвердить на рецентном материале ряд существенных выводов, вытекающих из этих моделей.

Сознавая необходимость подобного рода "встречного движения" экологических исследований на палеонтологическом и рецентном материале, а также идя навстречу пожеланиям наших коллег – неонтологов, мы ввели в перечень симптомы, которые, являясь результатом реконструкции на палеонтологическом материале, могут быть предметом непосредственного наблюдения или опосредованного исследования эколога, изучающего современные сообщества. Основания для этих реконструированных симптомов содержатся в цитированных выше работах палеонтологов и наших, посвященных формулированию

моделей и их косвенной проверке на материале палеонтологической летописи. В этом новом обличии перечень симптомов по существу представляет собой свод общих характеристик (эмпирически наблюдаемых на материале палеонтологической летописи и реконструированных), установленных для глобального кризиса континентальных биоценозов в середине мела и одновременно для крупнейшего палеонтологически документированного кризиса в сообществе наземных тетрапод в ранней - средней юре.

Таким образом, мы выносим на суд читатель сильно обновленный не только по форме, но и по сути перечень симптомов экологического кризиса:

1. Экологическому кризису предшествуют (подготовительная фаза по А.П. Расницыну, 1988, 1989):
 - 1.1. Возрастание темпа таксонообразования (ср. симптомы: 2.2.1, 2.2.2, 2.2.5, 3.2 и 4.2).
 - 1.2. Повышение темпа вымирания (прежде всего эврибионтных и менее специализированных ценофилов¹) при опережающем темпе таксонообразования. В результате рост числа накопленных таксонов сохраняется (ср. симптомы: 2.1, 3.1 и 4.1).

¹ Термины "ценофилы" и "ценофобы" ввел С.М. Разумовский (1981) для обозначения видов растений, соответственно входящих в сукцессионную систему и не входящих в нее. Свойство быть ценофилом или ценофобом, строго говоря, относится не к виду в целом, а к жизненной форме, в данном случае – роли ценопопуляций вида в фитоценозах данного ботанико-географического района. Вид может быть ценофилом в одном ботанико-географическом районе и ценофобом – в соседнем и наоборот. Мы используем эти термины в более широком смысле (Калайдадзе, Раутиан, 1993а), сохраняя дух, но не букву первоначальных определений.

Ценофилы – жизненные формы организмов, специализированные в ходе предшествующей коэволюции к жизни в условиях вполне определенного биотического и абиотического окружения (среды). Они образуют сформированное в ходе предшествующего филогенеза сообщество организмов, структура адаптивных зон и экологических ниш которого устойчиво воспроизводится путем самосборки из таксонов, свойственной ему биоты (флоры и фауны) в исторически типичных условиях (Шмальгаузен, 1968) среды – экотопа (Раутиан, 1993). Для ценофилов характерна высокая конкурентоспособность, но только в условиях исторически типичного для них сообщества. Девиз адаптивной стратегии ценофилов: "наша сила в согласованности действий".

Ценофобы – жизненные формы организмов, успешно выживающие в разнообразных (слабо предсказуемых) условиях весьма неустойчивой (неопределенной) абиотической и биотической среды. Они образуют (в противоположность сложившимся сообществам) группировки организмов, неопределенные как по составу биоты, так и по структуре адаптивных зон и экологических ниш. Группировки характерны для нарушенных или вновь возникающих в результате геологических процессов местообитаний, не захваченные или непригодные для жизни сформированного сообщества. Для ценофобов характерен широкий спектр разнообразных местообитаний, но невысокий уровень специализации и конкурентоспособности в частных биотопах, которые они могут занимать лишь в отсутствие конкурентного давления специализированных ценофилов. Девиз адаптивной стратегии ценофоба: "ни на кого не надейся, кроме себя".

- 1.3. Появление по границам адаптивных зон интэрзональных экологических лагун², значительная часть которых либо продолжительное время остается незакрытой, либо используется родоначальниками будущих активных разрушителей прежней структуры сообществ (ср. симптомы: 2.2.4 и 2.2.5).
- 1.4. Понижение устойчивости (повышение уязвимости) сформированных сообществ к эндогенным возмущениям и экзогенным воздействиям (ср. симптомы: 1.1 - 1.3, 1.6, 3.5 и 4.4).
- 1.5. Относительный континуум биоты всех стран, подверженных кризису. Глобальному кризису предшествует историко-биогеографическая "пангея".
- 1.6. Крупному экологическому кризису предшествует кризис меньшего масштаба (ср. симптом: 4.4).
2. Для временной окрестности экологического кризиса характерны (подготовительная, парадоксальная, драматическая и успокоительная фазы по А.П. Расницыну, 1988, 1989):
 - 2.1. Вымирание большого числа прежде широко распространенных таксонов, в том числе высокого ранга (ср. симптомы: 1.2, 3.1 и 4.1).
 - 2.2. Появление:
 - 2.2.1. большого числа таксонов, в том числе высокого ранга (ср. симптомы: 1.1, 3.2 и 4.2);
 - 2.2.2. большого числа короткоживущих (недолго встречающихся в палеонтологической летописи) таксонов, в том числе сравнительно высокого (при крупном кризисе главным образом семейственного) ранга (ср. симптомы: 1.1, 3.2 и 4.2);
 - 2.2.3. таксонов, регулярно попадающих в палеонтологическую летопись только во временной окрестности кризиса (ср. симптомы: 3.4 - 3.8);
 - 2.2.4. крупных экологических новаций, имевших в случае крупного кризиса существенные последствия для дальнейшей истории биосферы (ср. симптомы: 1.3 и 2.2.5);
 - 2.2.5. большинства будущих экологических доминантов либо до, либо после кризиса (ср. симптомы 1.1, 3.2 и 4.2).
 - 2.3. Возрастание доли и понижение ранга таксонов, достигающих современности (ср. симптомы: 2.4 и 2.6).
 - 2.4. Викарные замены ряда древних таксонов высокого ранга филогенетически преемствен-
- ными по отношению к ним таксонами того же ранга (ср. симптом: 2.6).
- 2.5. Увеличение доли филогенетических реликтов, ведущее к некоторой архаизации биоты, что особенно характерно для разгара кризиса (ср. симптомы: 3.4 - 3.8).
- 2.6. Смена экологических доминантов, выражающаяся в переходе ряда таксонов из категории редких и редчайших в категорию регулярно попадающих в палеонтологическую летопись и наоборот (ср. симптом: 3.5).
- 2.7. Резкая смена (причем тем более резкая, чем крупнее кризис) таксономического состава биоты и состава жизненных форм доминирующих типов сообществ за сравнительно короткий интервал геологического времени (ср. симптомы: 1.1, 1.2, 2.1 - 2.6, 3.2, 3.3, 4.1, 4.2). Этот симптом является частным выражением принципа порогового реагирования У.Р. Эшби (1959, 1962) и косвенно свидетельствует в пользу устойчивости сообществ организмов в геологически продолжительные межкризисные эпохи.
3. Для разгара экологического кризиса характерны (парадоксальная фаза по А.П. Расницыну, 1988, 1989):
 - 3.1. Некоторое понижение темпа вымирания, вследствие симптома 3.4 (ср. симптомы: 1.2 и 4.1).
 - 3.2. Резкое понижение темпа таксонообразования, опережающее понижение темпа вымирания и ведущее к сокращению числа накопленных таксонов (при крупном кризисе не только видов, родов, но и семейств) (ср. симптомы: 1.1, 2.2.5 и 4.2).
 - 3.3. Резкое падение разнообразия биоты, которое связано не столько с увеличением скорости вымирания таксонов, сколько с понижением скорости их появления (ср. симптом: 3.2).
 - 3.4. Понижение напряженности факторов борьбы за существование, зависящих от плотности населения (ср. симптомы: 2.2.3, 2.5 и 3.1).
 - 3.5. Разрушение прежней структуры сообществ: сукцессионной системы (если в данном типе сообществ она имеется), структуры адаптивных зон и экологических ниш (ср. симптомы: 1.4 и 4.4). При этом ценотические ограничения филогенеза³ снимаются пропорционально глубине разрушения структуры сообществ.

² Интэрзональные экологические лагуны – пограничные области адаптивных зон, конкурентно слабо защищенные их высоко специализированными стенобионтными владельцами и потому доступные для использования слабо специализированными формами из экотонных в силу их эврибионтности, но не доступные специализированным стенобионтным ценофилам. Возникают интэрзональные лагуны в результате взаимообусловленного нарастания стенобионтности и конкурентоспособности владельцев адаптивных зон в процессе их филогенетической специализации и конкурентного вытеснения ими менее специализированных и потому менее конкурентоспособных эврибионтных ценофилов (Каландадзе, Раутиан, 1984, 1993а).

³ Ценотические ограничения филогенеза – ограничения филогенеза таксона, связанные с наличием: 1) у него определенной, сложившейся в процессе предшествовавшего филогенеза экологической ниши или адаптивной зоны и 2) в его биотическом окружении (среде), сложившегося в процессе предшествующего филогенеза сообщества, обладающего определенной структурой сукцессионной системы, адаптивных зон и экологических ниш. Разрушение структуры сообщества в ходе экологического кризиса, которое отражается и на внутренней структуре адаптивных зон и экологических ниш слагающих его таксонов, снимает по крайней мере часть ценотических ограничений филогенеза последних. Эволюцию (филогенез), протекающую в условиях жестких ценотических ограничений сформированного сообщества (Вахрушев, 1988), В.А. Красилов (1969) назвал когерентной. Эволюцию в отсутствие жесткого ценотического контроля (обширные экотоны, нарушенные и кризисные сообщества) он назвал некогерентной (Родендорф, Жерихин, 1974; Жерихин, 1978 - 1987; Жерихин, Расницын, 1980; Расницын, 1988 - 1990).

- 3.6. Утрата соответствия филогенетической и экологической специализации ряда (при крупном кризисе многих) таксонов вследствие симптома 3.5.
- 3.7. Понижение экологической валентности и повышение вероятности вымирания (особенно на следующем этапе филоценогенеза вследствие симптома 4.3) высокоспециализированных ценофилов вследствие симптомов 3.5 и 3.6.
- 3.8. Повышение экологической валентности и понижение вероятности (особенно на следующем этапе филоценогенеза в условиях симптома 4.3) низкоспециализированных и эврибионтных форм из экотонов, прежде всего ценофобов, вследствие симптомов 3.5 - 3.7.
- 3.9. Выпадение из палеонтологической летописи ряда таксонов, сохраняющихся в ходе кризиса без существенных изменений вследствие симптомов 3.5 - 3.7.
- 3.10. Активное наступление экотонов на сохранившиеся участки сформированных сообществ вследствие симптомов 3.5 - 3.8.
- 3.11. Пестрая мозаика участков, сохранивших в той или иной степени прежнюю биоту и организацию сообществ, и обширных экотонов, имеющих неопределенный состав биоты, включающей родоначальников будущих экологических доминантов послекризисных сообществ (ср. симптомы: 3.5 и 3.10).
- 3.12. Широкая географическая представленность местонахождений, сопровождающаяся бедностью их биот и слабыми биогеографическими связями таксонов, вследствие редкости их повторных находок в разных местонахождениях (ср. симптомы: 3.3 и 3.11).
4. Экологический кризис завершают (драматическая и успокоительная фазы по А.С. Расницыну, 1988, 1989):
 - 4.1. Повышение темпа вымирания вследствие симптома 4.3.
 - 4.2. Резкое повышение темпа таксонообразования, опережающего темп вымирания. В результате рост накопления числа таксонов восстанавливается (ср. симптомы: 1.1 и 3.2).
 - 4.3. Повышение напряженности факторов борьбы за существование, зависящих от плотности населения (ср. симптом: 3.4).
 - 4.4. Возникновение новой биоты (сообществ нового типа), которая, если ей предшествовал крупный кризис, оказывается недолговечной и вскоре (в геологическом масштабе времени) снова ввергается в кризис, но меньшего масштаба (ср. симптом: 1.6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Блок М. Апология истории или ремесло историка. М.: Наука, 1986. 256 с.

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.

Вахрушев А.А. Начальные этапы формирования сообществ на примере синантропизации птиц // Эволюционные исследования. Вавилонские темы. Владивосток: БПИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 34 - 46.

Дмитриев В.Ю., Жерихин В.В. Изменение разнообразия семейств насекомых по данным накопленных появлений // Меловой биоценоотический кризис в эволюции насекомых. М.: Наука, 1988. С. 208 - 215.

Дювинье П. Ноосфера и будущее растительности земного шара // Отчет 12-го Международного ботанического конгресса. Л.: БИН АН СССР, 1979. С. 76 - 96.

Жерихин В.В. Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов (трахейные и хелицеровые). М.: Наука, 1978. 198 с.

Жерихин В.В. Использование палеонтологических данных в экологическом прогнозировании // Экологическое прогнозирование. М.: Наука, 1979. С. 113 - 132.

Жерихин В.В. Класс Insecta. Насекомые // Развитие и смена беспозвоночных на рубеже мезозоя и кайнозоя. Мшанки, членистоногие, иглокожие. М.: Наука, 1980. С. 40 - 97.

Жерихин В.В. Биоценоотическая регуляция эволюции // Палеонтол. журн. 1987. № 1. С. 3 - 12.

Жерихин В.В., Калугина Н.С. Насекомые в экосистемах геологического прошлого // Историческое развитие класса насекомых. М.: Наука, 1980. С. 189 - 240.

Жерихин В.В., Расницын А.П. Биоценоотическая регуляция эволюционных процессов // Микро- и макроэволюция. Тарту, 1980. С. 77 - 81.

Жерихин В.В., Сукачева И.Д. О меловых насекомонных "янтарах" (ретинитах) Севера Сибири // Докл. на 24-м Ежегод. чтении памяти Н.А. Холодковского. Вопросы палеонтологии насекомых. Л.: Наука, 1973. С. 3 - 48.

Завадский К.М. Вид и видообразование. Л.: Наука, 1968. 404 с.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. К исторической зоографии наземных тетрапод конца палеозоя - начала мезозоя // Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 93 - 102.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Межконтинентальные связи наземных тетрапод и решение проблемы шотландской фауны Элгин // Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Л.: Наука, 1981. С. 124 - 133.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Место Центральной Азии в зоогеографической истории мезозоя // Ископаемые рептилии Монголии. М.: Наука, 1983. С. 6 - 44.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Специализация таксонов и устойчивость экосистемы // Макроэволюция (материалы 1-й Всесоюз. конф. по пробл. эволюции). М.: Наука, 1984. С. 152 - 153.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Зоогеография позднего триаса и реконструкция фауны наземных тетрапод Северной Африки // Палеонтол. журн. 1991. № 1. С. 3 - 14.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Система млекопитающих и историческая зоогеография // Филогенетика млекопитающих. М.: Изд-во МГУ, 1992а. С. 44 - 152.

Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С. Важнейшие ценоотические события в пермском сообществе наземных позвоночных // Палеонтология и стратиграфия континентальных отложений перми и триаса Северной Евразии (систематика, биостратиграфия, палеогеография). Автореф. докл. М.: ПИН РАН. Тип. РАСХН. 1992б. С. 16 - 17.

- Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С.* Важнейшие ценогические события в триасовом сообществе наземных позвоночных // Там же. 1992в. С. 17.
- Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С.* Юрский экологический кризис сообщества наземных тетрапод и эвристическая модель сопряженной эволюции сообщества и его биоты // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: МАИК Наука, 1993а. С. 73 - 91.
- Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С.* Сопряженная эволюция амфибий и рептилий конца палеозоя - начала мезозоя // Проблемы эволюции биосферы. М.: Недра, 1993б. Вып. 1. С. 34 - 39.
- Калугина Н.С.* Изменение подсемейственного состава хирономид (*Diptera*, *Chironomidae*) как показатель возможного эвтрофирования водоемов в конце мезозоя // Бюл. МОИП, отд. биол. Нов. сер., 1974. Т. 79. Вып. 6. С. 45 - 56.
- Калугина Н.С.* Основные этапы экогенеза водных насекомых // Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Тез. докл. 23-й сессии ВПО. Л.: ПКОВ ВСЕГЕИ, 1977. С. 36 - 37.
- Калугина Н.С., Жерихин В.В.* Изменения лимнофауны насекомых в мезозое и кайнозое и их возможная экологическая интерпретация // История озер в мезозое, палеогене и неогене // Тез. докл. на 4-м Всесоюз. симп. по палеолимнологии. Л.: Наука, 1975. Т. 1. С. 55 - 61.
- Клауснитцер Б.* Экология городской фауны. М.: Мир, 1990. 248 с.
- Колчинский Э.И.* Эволюция биосферы. Историко-критические очерки исследований в СССР. Л.: Наука, 1990. 236 с.
- Красилов В.А.* Филогения и система // Проблемы филогении и систематики. Владивосток: БПИ ДВНЦ АН СССР, 1969. С. 12 - 30.
- Маргалев Р.* Облик биосферы. М.: Наука, 1992. 214 с.
- Мейен С.В.* Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Разумовский С.М.* Закономерности динамики биоценозов. М.: Наука, 1981. 231 с.
- Расницын А.П.* Палеонтологические находки на Таймыре // Природа, 1972. № 6. С. 94.
- Расницын А.П.* Проблема глобального кризиса наземных биоценозов в середине мелового периода // Меловый биоценогический кризис и эволюция насекомых. М.: Наука, 1988. С. 191 - 207.
- Расницын А.П.* Динамика семейств насекомых и проблема мелового биоценогического кризиса // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия. Палеонтология. М.: Наука, 1989. С. 35 - 40.
- Расницын А.П.* История палеознтомологии и история насекомых // Природа, 1990. № 6. С. 66 - 80.
- Раутиан А.С.* О природе генотипа и наследственности // Журн. общ. биологии, 1993. Т. 54. № 2. С. 132 - 149.
- Родендорф Б.Б., Жерихин В.В.* Палеонтология и охрана природы // Природа, 1974. № 5. С. 82 - 91.
- Сенников А.Г.* Ранние текодонты Восточной Европы. Дис. ... канд. биол. наук. М.: ПИН АН СССР, 1991. 270 с.
- Соколов Б.С.* Палеонтология и эволюция биосферы // Палеонтология и эволюция биосферы. Л.: Наука, 1983. С. 4 - 17.
- Соколов Б.С.* Проблемы эволюции биосферы (историзм и актуализм в проблемах глобальной экологии) // Вестн. АН СССР, 1988. № 11: С. 17 - 21.
- Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В.* Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1969. 407 с.
- Федонкин М.А.* Биосфера: четвертое измерение // Природа, 1991. № 9. С. 10 - 18.
- Шварц С.С.* Экологические закономерности эволюции. М.: Наука, 1980. 278 с.
- Шмальгаузен И.И.* Факторы эволюции. Теория стабилизирующего отбора. М.: Наука, 1968. 451 с.
- Эшби У.Р.* Введение в кибернетику. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 432 с.
- Эшби У.Р.* Конструкция мозга. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 398 с.
- Benton M.* Mass extinction among families of non-marine tetrapods. // *Nature*, 1985. V. 306. No. 6031. P. 811 - 814.
- Benton M.* Mass extinction among families of non-marine tetrapods: the data // *Mem. Soc. Geol. France*, 1987. No. 150. P. 21 - 32.
- Benton M.* Mass extinction in the fossil record of reptiles: paraphyly, patchiness and periodicity // *Extinction and Survival in the Fossil record. Syst. Assoc.*, 1988. Spec. Vol. No. 34. P. 269 - 294.
- Olson E.C.* Problems of permo-triassic terrestrial vertebrate extinctions // *Historical Biology*, 1989. V. 2. P. 17 - 35.

УДК 550.47+550.93:551.71(470.21)

ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ АРХЕЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

© 1993 г. К. Х. Авакян*, М. И. Буякайте*, Л. Ф. Добржинецкая**, С. М. Ляпунов*

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

**Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 19.11.92 г.

Приводятся результаты по геохимии и изотопному рубидий-стронциевому датированию глиноземистых гнейсов Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области.

Возраст пород оценивается в 2880 ± 50 млн. лет. Низкое значение начального отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7005 \pm 0.0004$ позволяет утверждать, что образование осадочных пород происходило из материала первичной коры (продукта мантийного магматизма) в течение чрезвычайно малого интервала времени. Химизм пород и данные об изотопном составе кислорода подтверждают это предположение.

Одной из наиболее актуальных проблем геологии докембрия является выяснение условий формирования и эволюции гранулитогнейсовых областей. Очевидно, что без детальных изотопно-геохимических исследований решить эту задачу невозможно. Меньше всего таких данных для высокометаморфизованных осадочных пород. Вместе с тем, их изучение особенно актуально, поскольку данные об осадочных формациях можно использовать для суждения о природе архейской верхней коры (Тейлор и др., 1988).

В данной статье приводятся новые данные по геохимии и изотопному Rb-Sr датированию глиноземистых гнейсов кольской серии – одного из главных стратиграфических подразделений архея северо-восточной части Балтийского щита. Она слагает Центрально-Кольскую гранулитогнейсовую область и представлена пара- и ортопородами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма. Полученные данные авторы используют не только для определения возраста гнейсов, но и для выяснения источников вещества и условий формирования этих метаосадков.

Центрально-Кольская область расположена в осевой части Кольского полуострова (рис. 1), простираясь в северо-западном направлении более чем на 250 км при средней ширине около 60 км. С северо-востока и юго-запада она граничит с архейскими зеленокаменными поясами, соответственно – Колмозеро-Вороньинским и Оленегорско-Тальинским (Авакян и др., 1984; Авакян, 1992; Добржинецкая, 1989). Северо-западная часть области сложена главным образом парапородами: гранат-биотитовыми, силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовыми и другими гнейсами, резко подчиненными им железистыми кварцитами и высокометаморфизованными известково-силикатными породами. В центральной части полуострова эти

парапороды тесно ассоциируют с ортопородами, представленными эндербитами, основными кристаллосланцами и метапироксенитами – в гранулитовой зоне, и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и горнблендитами – в зоне

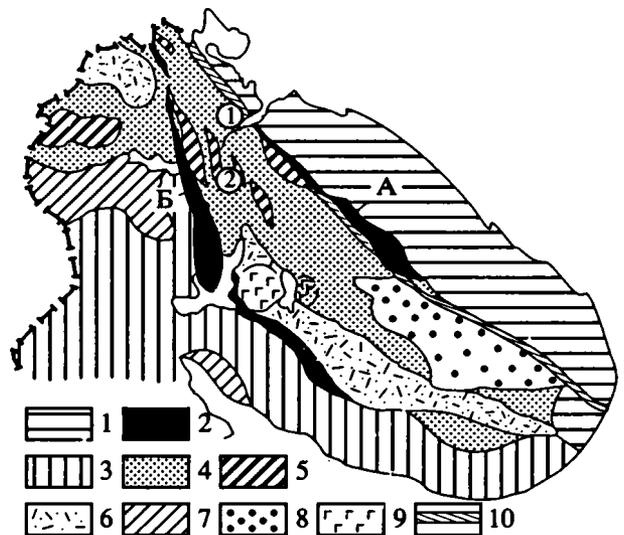


Рис. 1. Схема распространения раннедокембрийских структурно-формационных комплексов Кольского полуострова.

1 – 5 – архейские образования: 1 – мурманский гранито-гнейсовый комплекс, 2 – супракрустальные комплексы Колмозеро-Вороньинского (А) и Оленегорско-Тальинского (Б) зеленокаменных поясов, 3 – беломорский комплекс, 4 – комплекс пара- и 5 – ортопород Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области; 6 – 8 – раннепротерозойские образования: 6 – супракрустальные комплексы Печенгского и Имандра-Варзугского зеленокаменных поясов, 7 – лапландско-колвицкий гранулитовый комплекс, 8 – кейвский комплекс; 9 – палеозойский комплекс нефелиновых сиенитов; 10 – зона Мурманского сдвига. Цифрами в кружках обозначены места отбора проб: 1 – район озера Тулпьявр, 2 – район Мурдозера.

амфиболитовой фации метаморфизма. Здесь они формируют серию перемежающихся тектонических пластин, погружающихся в сторону смежных зеленокаменных поясов (Авакян и др., 1984; Авакян, 1988; Авакян, 1992; Добржинская, 1989). В этом же направлении отмечается падение степени метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации (Авакян, 1992).

Соотношения Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области с сопредельными зеленокаменными поясами неясны, но границы между ними постепенные. При этом известково-щелочные ортопороды гранулитовой и амфиболитовой фаций вытесняются слабометаморфизованными метавулканиками толеитового и коматитового составов, тогда как химизм парапород меняется незначительно.

Пара- и ортопороды неоднократно подвергались совместным деформациям и в настоящее время обладают единым стилем тектонического строения. Деформации осуществлялись на фоне регионального метаморфизма и сопровождалась мигматизацией с натриевой специализацией в ортопородах и калиевой – в парапородах (Авакян, 1992).

Возраст метаморфизма неоднократно определялся U-Pb методом по цирконам из ортопород: 2700 ± 50 млн. лет (Тугаринов, Бибилова, 1980), 2830 ± 15 млн. лет (Пушкарев и др., 1979), 2770 ± 20 млн. лет (Грачева и др., 1985). В последней работе приводится также минимальный возраст "магматогенных" цирконов из основного гранулита – 2850 ± 30 млн. лет. Глиноземистые гнейсы датировались Rb-Sr методом по породе в целом – 2660 ± 40 млн. лет (Горохов и др., 1976). Приводимые ниже новые данные по изотопии стронция, кислорода и геохимии редких и рассеянных элементов в какой-то степени проясняют время и условия формирования глиноземистых гнейсов кольской серии.

Отбор проб производился в двух районах, отдаленных один от другого почти на 70 км (рис. 1). Рубидий-стронциевая система исследовалась в 11 пробах. Шесть из них (№№ 1 - 6 в табл. 1, 2, 3 и рис. 3) были отобраны в северо-западной части Центрально-Кольской области, в районе озера Тулпьявр, а остальные пять (№№ 7 - 11) – в окрестностях Мурдозера, находящегося в ее центральной части.

Исследованные глиноземистые гнейсы представлены мелко-среднезернистыми гранат-биотитовыми (№№ 4, 5, 9, 10) и крупнозернистыми силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовыми (№№ 1, 2, 3) и шпинель-силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовыми (№ 7) разностями. Количественный (табл. 1) и химический составы минералов варьируют в широких пределах, причем магнезиальность ($Mg/(Mg + Fe)$) граната, биотита и кордиерита в гнейсах района озера Тулпьявр (соответственно: 0.21 - 0.32; 0.58 - 0.65; 0.75 - 0.76) значительно ниже, чем в аналогичных породах района Мурдозера (0.39 - 0.48; 0.73 - 0.83; 0.84 - 0.91). Расчеты по минеральным геотермометрам (Фонарев и др., 1989а, б) позволяют связать это различие с более низкой степенью метаморфизма пород северо-западной части гранулитогнейсовой области: $T = 580 \pm 30^\circ\text{C}$, $P = 4 \pm 0.5$ кбар – в породах из окрестностей озера Тулпьявр; $T = 680 \pm 20^\circ\text{C}$, $P = 6 \pm 1$ кбар – для гнейсов района Мурдозера.

Помимо глиноземистых гнейсов проанализированы (табл. 1, 2, 3, рис. 2, 3): синметаморфический гранатосодержащий гранит, слагающий лейконому в мигматизированных гнейсах; бронзит-битовнитовая (метаизвестково-силикатная) порода, образующая наряду с железистыми кварцитами редкие маломощные прослои в глиноземистых гнейсах и биотитовый плагиогнейс, распространенный лишь в зонах амфиболитовой фации метаморфизма.

Таблица 1. Количественный минеральный состав исследованных пород

№ п. п.	№ образца	Состав, объемные %
1	ТД 4	Pl(43)-Q(12)-Bi(15)-Ga(10)-Ksp(8)-Crd(7)-Sil(5)-Op(<1)
2	ТД 5/1	Pl(40)-Bi(23)-Ga(22)-Sil(7)-Q(5)-Ksp(3)-Op(<1)
3	ТД 5/2	Pl(38)-Ga(22)-Bi(14)-Sil(8)-Crd(8)-Ksp(5)-Q(5)-Opx(<1)
4	ТД 5/3	Pl(53)-Q(26)-Bi(13)-Ga(7)-Sil(1)-Op(<1)
5	ТД 5/4	Pl(49)-Q(31)-Bi(11)-Ga(8)-Sil(1)-Op(<1)
6	ТД 8	Pl(54)-Q(32)-Bi(14)-Op(<1)
7	217/1	Pl(30)-Ga(22)-Bi(18)-Q(10)-Crd(8)-Sil(5)-Ksp(7)-Spl(<1)
8	217/2	Pl(49)-Opx(44)-Cpx(5)-Q(2)-Op(<1)
9	460/1	Pl(58)-Q(23)-Bi(12)-Ga(7)
10	474/2	Pl(40)-Ga(19)-Bi(16)-Q(15)-Ksp(9)-Crd(1)-Op(<1)
11	474/3	Pl(52)-Q(33)-Ksp(6)-Ga(6)-Bi(3)

Примечание. Q – кварц, Bi – биотит, Ga – гранат, Pl – плагиоклаз, Ksp – калиевый полевой шпат, Sil – силлиманит, Crd – кордиерит, Spl – шпинель, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Op – непрозрачные минералы.

Химический состав глиноземистых гнейсов однотипен в обоих изученных районах (табл. 2). По сравнению со средними архейскими глинистыми сланцами (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) в кольских гнейсах наблюдаются более высокие содержания легких редкоземельных элементов (рис. 2а), U, Th, Hf, Zr. Линии распределения редкоземельных элементов сильно фракционированы $(La/Yb)_N = 6.3 - 27.6$ и имеют отрицательные европиевые аномалии, что не характерно для архейских осадочных пород. Кроме того, они имеют несвойственные гранулитам низкие K/Rb отношения.

В отличие от глиноземистых гнейсов инъецирующие их гранатсодержащие граниты (рис. 2б) имеют положительную европиевую аномалию, сильнее истощены тяжелыми редкоземельными элементами и обладают более низким содержанием Zr, Hf, Sc, Co (табл. 2). Биотитовый плаггиогнейс и бронзит-битовнитовая порода по химизму резко отличаются от описанных выше пород (табл. 2, рис. 2б).

Исследования ортопород, связанных с комплексом глиноземистых гнейсов и других метаосадочных пород, показало, что они представляют собой высокометаморфизованную вулканоплутоническую ассоциацию контрастного габбро-налитового состава (Авакян, 1988, 1992). Все ортопороды относятся к известково-щелочному ряду, обогащены легкими редкоземельными элементами и имеют небольшой дефицит европия. Судя по содержаниям микроэлементов, протолит глиноземистых гнейсов вполне мог образоваться при эрозии этого бимодального комплекса (Авакян, 1992). В частности, отрицательные европиевые аномалии в глиноземистых гнейсах кольской серии могут быть унаследованы от исходных изверженных пород. По-видимому, осадочные породы формировались одновременно со становлением вулканоплутонического комплекса, представляя собой его терригенную фацию. Другие возможные источники сноса в регионе не известны.

Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МАТ 260 в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН АН СССР. Основные черты использованной экспериментальной техники анализа описаны (Геохимия ..., 1993). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и концентрации Sr и Rb определялись методом двойного изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{84}Sr-^{87}Rb$. Кислотное разложение проб и выделение из них Rb и Sr проводилось из отквартованных навесок образцов весом около 200 мг методом ионообменной хроматографии. Ошибка определения отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ составляет около 1.5%, точность измерения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ не хуже ± 0.0001 . Полученные отношения нормированы по $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.37521$.

Результаты измерений приведены в табл. 3 и на рис. 3. На графике видно, что девять точек хорошо лежат на прямой, которая построена по методу χ^2 (Соколов, Буякайте, 1986). Показателем состоятельности модели прямолинейной зависимости в рамках метода χ^2 является соотношение

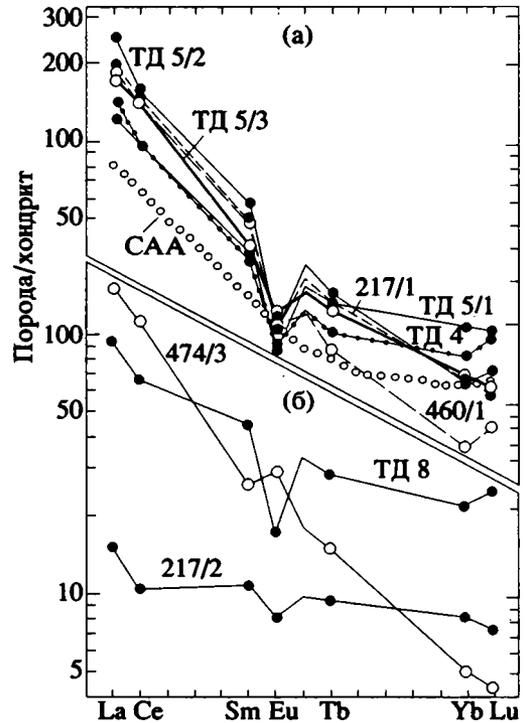


Рис. 2. Распределение РЗЭ в глиноземистых гнейсах (а) и ассоциирующих с ними породах (б) (в гранатсодержащем граните – 474/3, биотитовом плаггиогнейсе – ТД 8, бронзит-битовнитовой породе – 217/2). САА – средний архейский аргиллит (Тейлор и др., 1988). Нормировано по: Evensen et al., 1978.

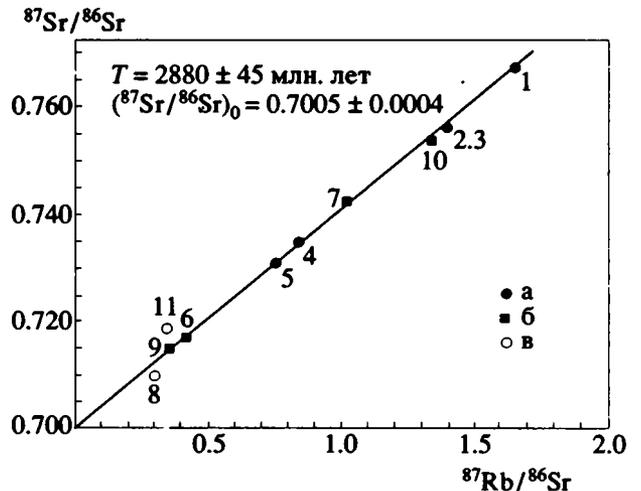


Рис. 3. Rb-Sr изохрона по породам в целом для глиноземистых гнейсов кольской серии. а – гнейсы из района оз. Тулпьявр; б – из окрестностей Мурдозера; в – точки, не попавшие на изохрону.

Таблица 2. Химический состав глиноземистых гнейсов (1 - 5, 7, 9, 10), биотитового плагиогнейса (6), бронзит-битовнитовой породы (8) и гранатового плагиогранита (11)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	ТД4	ТД5/1	ТД5/2	ТД5/3	ТД5/4	ТД8	217/1	217/2	460/1	474/2	474/3
SiO ₂ (%)	62.06	52.04	56.00	69.06	70.24	66.37	62.55	49.75	66.35	61.89	71.25
TiO ₂	0.89	1.12	1.03	0.80	0.69	0.96	0.70	0.60	0.48	0.72	0.30
Al ₂ O ₃	18.18	24.50	21.68	14.21	14.12	15.03	17.49	11.35	16.07	16.85	15.38
FeO*	7.85	10.13	8.70	4.96	4.87	5.86	6.57	13.80	5.41	7.72	2.12
MnO	0.05	0.09	0.07	0.07	0.05	0.08	0.04	0.05	0.07	0.04	0.02
MgO	4.00	4.53	3.69	1.92	2.49	1.14	3.75	13.31	2.82	3.92	1.06
CaO	1.15	1.35	1.61	3.01	1.52	3.99	2.05	10.88	4.16	1.78	2.51
Na ₂ O	2.12	1.77	2.22	3.12	3.04	4.78	2.80	0.49	3.12	2.92	4.80
K ₂ O	2.39	2.55	2.50	1.93	1.51	1.00	2.24	0.37	1.30	2.60	1.33
P ₂ O ₅	0.03	0.10	0.13	0.07	0.01	0.20	0.01	0.01	0.18	0.01	0.01
П.п.п.	0.38	0.31	0.40	0.31	0.10	0.52	0.19	He обн.	0.24	0.21	He обн.
Сумма	99.10	98.49	98.03	99.46	98.64	99.93	98.39	100.61	100.20	98.66	98.78
La(г/т)	34	30	60	42		23	48	3.7	45		36
Ce	60	60	100	87		43	100	6.6	88		71
Sm	5.4	5.9	9	6.2		7.0	7.5	1.7	7.2		4.0
Eu	0.96	0.93	1.1	1.2		1.0	1.1	0.48	1.2		1.7
Tb	0.69	0.91	1.00	0.87		1.1	0.88	0.36	0.59		0.56
Yb	2.5	3.2	2.0	2.1		3.7	2.0	1.4	1.1		0.85
Lu	0.45	0.47	0.33	0.29		0.64	0.27	0.19	0.20		0.11
Rb	105	116	105	56	52	15	103	12	76	102	43
Sr	187	237	222	197	206	109	298	116	643	226	366
Ba	700	660	680	460		240	480	42	630		290
Hf	5.8	5.0	4.7	8.9		5.9	4.0	1.4	4.0		<2
Zr	160	150	180	200		15	103	12	130		33
Ta	0.67	0.10	1.00	0.50		0.50	0.42	0.20	0.5		<0.5
Nb	9.3	9.3	7.8	6.9		8.7	8.9	1.4	6.5		2.4
U			2.4	2.3		1.0			3.2		1.2
Th	16	11	10	9.1		2.9	34	2	8.8		3.6
Y	23	23	20	15		30	19	14	10		5.3
Sc	26	40	37	18		13	21	51	11		7.1
Co	20	16	45	30		9.8	16	59	12		11
Cr	240	290	270	500		150	150	1100	320		150
K/Rb	189	183	198	286	241	553	181	256	142	212	257
Rb/Sr	0.56	0.49	0.47	0.28	0.25	0.14	0.35	0.10	0.12	0.45	0.12
La/Th	2.1	2.7	6.0	4.6		7.93	1.4	1.85	5.1		10
La/Sc	1.3	0.8	1.6	2.3		1.77	2.3	0.07	4.1		5.1
(La/Yb) _N	9.18	6.33	20.26	13.50		4.20	16.20	1.78	27.6		28.6

Примечание. FeO* – все железо в пересчете на FeO. В числителе – порядковый номер, в знаменателе – номер образца. 1 - 6 – гнейсы амфиболитовой фации из района озера Тульяр, 7 - 11 – породы гранулитовой фации из центральной части области (район Мурдозера).

между нормированной суммой квадратов отклонений ($S = 9.84$) и предельно допустимым значением для данного количества точек ($\chi^2 = 11.07$). Изохронная модель считается состоятельной при $S_{\min} < \chi^2$. Дополнительным аргументом в пользу возрастной интерпретации прямой линии явля-

ется отсутствие корреляции в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $1/\text{Sr}$ (Фор, 1989).

Итак, придавая полученной прямой возрастной смысл, мы фиксируем возраст 2880 ± 50 млн. лет и начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7005 \pm \pm 0.0004$. Две точки, соответствующие синмета-

морфическому гранатсодержащему граниту и бронзит-битовнитовой породе, отклонились от прямой в разные стороны (рис. 3). По-видимому, это произошло из-за более молодого возраста гранитов и иного начального отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в метаизвестково-силикатной породе.

Важно подчеркнуть, что если все точки, образующие изохрону, разделить на две группы, отвечающие гранулитовой и амфиболитовой зонам метаморфизма, то получим две прямые с практически совпадающими характеристиками, соответственно: $T = 2900 \pm 80$ млн. лет, $I_0 = 0.7004 \pm 0.0006$; $T = 2870 \pm 50$ млн. лет, $I_0 = 0.7005 \pm 0.0005$. Этот факт наряду с геологическими аргументами подтверждает правомерность совместной возрастной интерпретации пород из двух столь отдаленных один от другого и различающихся по степени метаморфизма районов Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области.

Известно, что изохрона, устанавливаемая для метаосадков по образцам пород в целом, указывает на время изотопной гомогенизации, которое, в свою очередь, может соответствовать возрасту пород источника либо возрасту диагенеза или метаморфизма осадочных пород (Фор, 1989). Следовательно, интерпретация таких изохрон требует привлечения дополнительных данных.

Полученная нами датировка является одной из наиболее древних для данного региона. Она значительно древнее возраста "метаморфогенных" цирконов и в пределах ошибок совпадает с возрастом "магматогенных" цирконов из ортопород того же комплекса (Грачева и др., 1985). Поэтому мы вправе предположить, что во время проявившегося около 2.7 млрд. лет назад регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций Rb-Sr система пород в целом осталась закрытой, несмотря на изотопную гомогенизацию минералов и полную перекристаллизацию исходных глинистых осадков. Дополнительную ясность в этот вопрос внесло бы определение возраста метаморфизма с помощью Rb-Sr минеральной изохроны, но эта задача выходит за рамки данного исследования. Итак, скорее всего, возраст 2880 ± 50 млн. лет соответствует не региональному метаморфизму и не возрасту пород источника (такое возможно лишь при наличии детритовых минералов), а постседиментационному процессу диагенеза и начальному термальному метаморфизму и перекристаллизации. Именно с этими процессами обычно связана первоначальная изотопная гомогенизация осадочных пород (Фор, 1989).

Обращает на себя внимание низкое начальное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в глиноземистых гнейсах. Интересно, что на эволюционной стронциевой диаграмме ($^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ время) это начальное отношение при $T = 2900$ млн. лет находится вблизи линии развития деплетированного мантийного вещества. Имеющиеся на сегодня литературные данные (см.: Фор, 1989, с. 206) показывают, что

Таблица 3. Результаты анализов рубидия, стронция и кислорода в парапородах Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области

Номер п. п.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Rb, г/т	Sr, г/т	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Район озера Тулпьявр					
1	0.76885(875)	1.6288	104.8	187.3	7.7
2	0.75680	1.3812	113.4	238.7	—
3	0.75679	1.3822	105.4	221.8	—
4	0.73563	0.8226	55.75	196.6	9.0
5	0.73187	0.7369	52.43	206.3	—
6	0.71691	0.4011	15.15	109.4	—
Район Мурдозера					
7	0.743188	1.0062	103.4	298.3	9.4
8	0.70981	0.2976	11.92	115.9	8.9
9	0.71483	0.3442	76.4	642.9	9.3
10	0.75475	1.3084	101.6	225.7	—
11	0.71881	0.3352	43.2	366.1	—

Примечание. Значения $\delta^{18}\text{O}$ — по данным Б.Г. Покровского (ГИН РАН).

отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в архейских карбонатных породах (а значит, и в поверхностных водах) были подобны этим отношениям в мантии. Объясняют это тем, что обнажившиеся на поверхности вулканические породы были молодыми и имели низкие отношения Rb/Sr. Другими словами, образование осадочных пород происходило из материала первичной коры (продукта мантийного магматизма) в течение чрезвычайно малого интервала времени. Таким материалом вполне мог быть дометаморфический протолит ортопород кольской серии. Таким образом, данные по изотопии стронция в глиноземистых гнейсах отрицают возможность существования в данном регионе более древней сиалической коры.

Данные об изотопном составе кислорода (табл. 3) подтверждают это предположение. Установленные в глиноземистых гнейсах и метаизвестково-силикатной породе низкие значения $\delta^{18}\text{O} = 7.7 - 9.4\%$ характерны для незрелых осадков. Это лишь не намного выше, чем значения $\delta^{18}\text{O}$ в ортопородах данного региона (Бибилова, 1989).

Таким образом, близость возраста глиноземистых гнейсов, установленного Rb-Sr методом по породе в целом, к возрасту магматогенных цирконов из основных кристаллосланцев, датированных U-Pb методом (Грачева, 1985), хорошо согласуется с опубликованными ранее геологическими данными (Авакян, 1992) о том, что протолит глиноземистых гнейсов мог образоваться при эрозии продолжающей формироваться бимодальной габбротоналитовой вулканоплутонической ассоциации, представленной в настоящее время комплексом ортопород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авакян К.Х., Богданова С.В., Добржинецкая Л.Ф. и др.* Структурное положение чарнокитондов центральной части Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984. С. 123 - 133.
- Авакян К.Х.* Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 21 с.
- Авакян К.Х.* Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области. М.: Наука, 1992. 167 с.
- Бибикова Е.В.* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 190 с.
- Горохов И.М., Крылов И.Н., Байкова В.С. и др.* Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса пород Кольской серии // Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976. С. 177 - 192.
- Грачева Т.В., Авакян К.Х., Бибикова Е.В. и др.* U-Pb возраст чарнокитовой серии центральной части Кольского полуострова // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. Тез. докладов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 54 - 56.
- Добржинецкая Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
- Пушкарёв Ю.Д., Рюнгеннен Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К.* Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1979. С. 18 - 43.
- Соколов Д.Д., Буякайте М.И.* О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий-стронциевой геохронологии // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 207 - 217.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
- Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н.* Система согласованных минералогических термометров для метаморфических комплексов // Физико-химический анализ процессов минералообразования (к 90-летию академика Коржинского Д.С.). М.: Наука, 1989а. С. 96 - 126.
- Фонарев В.И., Конилов А.Н., Графчиков А.А., Авакян К.Х.* Геологическая термометрия метаморфических комплексов Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989б. С. 29 - 44.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1978. V. 42. No. 8. P. 1199 - 1212.

УДК 550.93:552.12(470.22)

ВОЗРАСТ ИОТНИЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

© 1993 г. А. М. Ларин, Э. П. Кутявин

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

Поступила в редакцию 06.02.92 г.

Полученные новые данные о Rb-Sr изохронном возрасте средних и основных пород интрузии Хопунваара – 1330 ± 50 млн. лет – имеют важное стратиграфическое значение, так как дают уточненный возраст иотния Северного Приладожья. Они свидетельствуют также о принадлежности рассматриваемых магматических образований к первому импульсу иотнийского магматизма, синхронному с процессами седиментогенеза в иотнийских грабен-синклиналях Балтийского щита. Петрохимические и изотопно-геохимические характеристики иотнийских магматических пород Северного Приладожья сближают их с типичными внутриплитными континентальными базальтоидами.

Иотнийские магматические образования среднерифейского возраста на территории Балтийского щита проявлены весьма ограниченно и преимущественно в южной его части, образуя широтный пояс малых интрузий, даек, силлов и вулканических покровов пород основного состава, протягивающийся вдоль границы с Восточно-Европейской плитой. Как правило, магматическая деятельность этого времени проходила в пределах эпикратонных наложенных впадин типа грабен-синклиналей, выполненных грубообломочными плохо сортированными красноцветными терригенными породами. В Финляндии это впадина Сатакунта, в Швеции – иотнийский комплекс структуры Дала, в Карелии – Пашский грабен, расположенный в акватории Ладожского озера. Обычно эти иотнийские грабен-синклинали пространственно ассоциируют с более ранними, относящимися к готскому тектоно-магматическому циклу, интрузиями анортозит-рапакивигранитной формации и с вулcano-плутоническими структурами Трансскандинавского гранит-порфирирового пояса.

Геохронологические данные по западной части Балтийского щита (Wein, 1975; Patchett, 1978; Lundqvist, 1979; Simonen, 1980) свидетельствуют о двух импульсах иотнийского магматизма 1350 - 1370 и 1212 - 1275 млн. лет при возрасте осадочных пород иотния (Rb-Sr и K-Ag метод), по данным А. Симонена (Simonen, 1980), – порядка 1300 - 1400 млн. лет. В ходе первого импульса были внедрены дайки Туна-долеритов района Южная Даларна (Швеция). Их Rb-Sr возраст (изохрона по образцам пород в целом), по данным П.Дж. Патчета (Patchett, 1978), равен 1371 ± 50 млн. лет. С ним ассоциируются дайки пород кислого состава (Густаф-порфиры) того же возраста. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этих магматических пород – 0.703 ± 0.002 .

Ближкие K-Ag датировки (~1350 млн. лет) приводятся для основных вулканитов салминской свиты Пашского грабена в Северном Приладожье (Хазов, 1973), но они не могут считаться достоверными, так как опубликованы без исходных аналитических данных и указания материалов, по которым производились изотопные исследования.

Со вторым импульсом магматизма связано внедрение главным образом даек и силлов пород основного состава, достаточно широко развитых на территории Центральной Швеции и Юго-Западной Финляндии, в отличие от локально распространенных даек первого магматического импульса. В Швеции это оливиновые долериты типа Асби и Сарна, с которыми нередко ассоциируют гранофиры реоморфического происхождения и гибридные породы монзонитового состава. Rb-Sr возраст этих пород (изохроны по образцам в целом и минералам для 13 объектов), по данным П.Дж. Патчета (Patchett, 1978), составляет в среднем 1220 млн. лет при вариациях от 1156 ± 15 до 1247 ± 18 млн. лет. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее контаминированных долеритах составляют 0.7032. Практически совпадающий возраст 1215 млн. лет был получен K-Ag методом (изохрона по образцам пород в целом и минералам) для дайки долеритов района Вастернорланд (Cleasson, 1987) и ритмично-расслоенного силла долеритов Улво, района Южный Норланд (Wein, 1975). Ближкие возрастные значения – 1250 - 1270 млн. лет (Rb-Sr метод и U-Pb метод по цирконам) – для диабазов впадины Сатакунта в Финляндии опубликованы в работе А. Симонена (Simonen, 1980), но без приведения исходных аналитических данных.

В северном Приладожье иотнийские магматические породы, относимые к трахибазальтовой формации (Геология ..., 1987), включают вулкани-

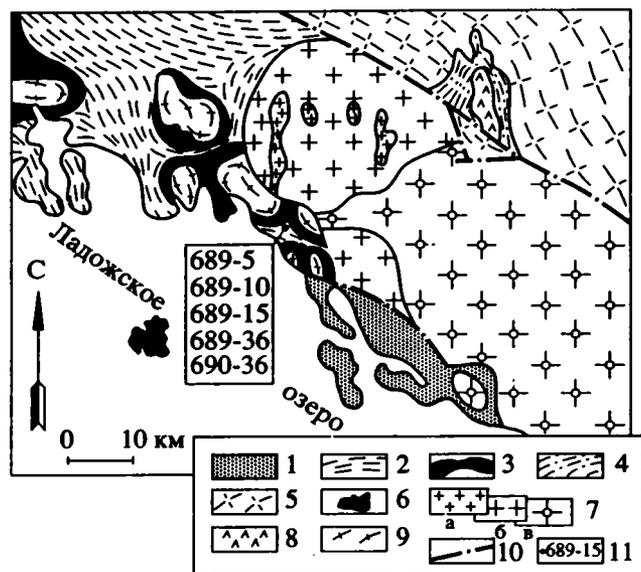


Рис. 1. Схема геологического строения Северо-Восточного Приладожья.

1 – иотнийский вулканогенно-осадочный комплекс (салминская свита); 2 – 4 – раннепротерозойские образования карелид: 2 – кварц-биотитовые, высокоглиноземистые и другие сланцы (ладожская серия), 3 – амфиболовые сланцы, амфиболиты и кварциты с горизонтами мраморов и скарнов (питкярантская свита), 4 – карбонатно-терригенно-вулканогенный комплекс (туломозерская свита); 5 – супракрустальные и гранитоидные образования Карельской гранит-зеленокаменной области (AR₂); 6 – иотнийские интрузии основного - среднего состава; 7 – Салминский массив гранитов рапакиви (PR₂); а – мелкозернистые биотитовые граниты, б – среднезернистые биотитовые граниты, в – крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты; 8 – габбродиабазы (PR₁); 9 – гнейсо-граниты куполов (AR₂ - PR₁); 10 – разрывные нарушения; 11 – места отбора геохронологических проб и их номер.

ческий комплекс лавовых покровов оливиновых базальтов салминской свиты, дайковый комплекс базальтоидов, расслоенный Валаамский силл, сложенный породами, состав которых варьирует от субщелочных габбро до кварцевых монцитов, гранодиоритов и аплитовидных гранитов, и небольшую субвулканическую интрузию Хопунваара. Геохронологические исследования иотнийских магматических пород Северного Приладожья ранее производились только для базальтов салминской свиты К-Аг методом. А.И. Кайряк и Р.А. Хазов (1967) привели существенно различающиеся датировки, полученные в разных лабораториях страны: 1100 - 1300 млн. лет (ГЕОХИ) и 1500 млн. лет (ЛАГЕД). В более поздней монографии Р.А. Хазова (1973) приводится значение возраста 1350 млн. лет. Все эти данные могут в настоящее время рассматриваться только как сугубо оценочные.

Задачей настоящей работы было датирование иотнийских магматических пород Северного При-

ладожья Rb-Sr изохронным методом. Основные вулканиты салминской свиты представляют собой с геологической точки зрения наиболее приемлемый объект для этих целей, так как являются явно разновозрастными образованиями с терригенным комплексом рассматриваемой свиты. Геологическое положение салминской свиты достаточно определено – неметаморфизованные и нескладчатые образования свиты залегают на коре выветривания гранитов рапакиви Салминского массива. Возраст гранитов Салминского массива был определен Ю.П. Шергиной и др. (1982) с использованием комплекса методов (К-Аг, Pb-Pb по цирконам, Rb-Sr изохронный) в 1550 ± 30 млн. лет. Позже он был уточнен при помощи U-Pb изохронного метода по цирконам – 1543 ± 8 млн. лет (Neymark et al., 1991). Литологостратиграфические исследования А.И. Кайряка и Р.А. Хазова (1967) подтвердили правомочность идентификации салминской свиты с типичным иотнием Швеции и Финляндии. Однако низкая степень дифференцированности этих базальтов и соответственно малые вариации Rb/Sr отношений делают их непригодными для целей датирования Rb-Sr изохронным методом по образцам пород в целом. Невозможность выделения мономинеральных фракций из этих пород, обусловленная низкой степенью их раскристаллизации, делает их непригодными также и для изохронного датирования по минералам. Поэтому в качестве объекта исследования была выбрана интрузия Хопунваара, дифференцированная по составу от субщелочных оливиновых долеритов до монцодиоритов и кварцевых монцитов, характеризующихся значительными вариациями Rb/Sr отношений от 0.10 до 0.33.

Интрузия Хопунваара представляет собой субвулканическое изометричное в плане штокообразное тело (по-видимому – некк) размером 550×750 м. Интрузия локализована в западном экзоконтакте Салминского массива гранитов рапакиви, среди метаморфических пород ладожской серии раннепротерозойского возраста (рис. 1). Геофизические данные и материалы бурения свидетельствуют о том, что интрузия прорывает на глубину граниты рапакиви Салминского массива, а также связанные с ними скарновые оловополиметаллические руды, возраст которых составляет 1550 ± 30 млн. лет по данным Rb-Sr изохронного метода (Шергина и др., 1982) и 1546 ± 20 млн. лет по данным Sm-Nd изохронного метода (Amelin et al., 1991; Ларин и др., 1992).

Состав пород варьирует от субщелочного оливинового габбродолерита до кварцевого монцонита. В контактовых зонах появляются базальтовые, трахибазальтовые и латитовые порфириты. Участками в штоке наблюдается отчетливая расслоенность, выражающаяся в субпараллельном чередовании зон, сложенных породами различного состава (Геология ..., 1987). По петрохимическим особенностям породы интрузии Хопунваара

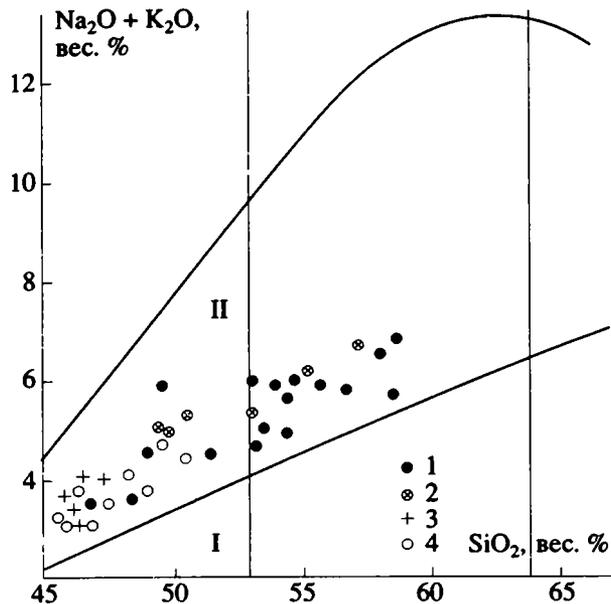


Рис. 2. Составы иотнийских магматических пород южной части Балтийского щита на классификационной диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$.

1 – интрузия Хопунваара; 2 – Валаамский силл; 3 – вулканы салминской свиты; 4 – дайки и силлы впадины Сатакунта. Поля магматических пород: I – нормального ряда, II – субщелочного ряда (Магматические горные породы ..., 1983)

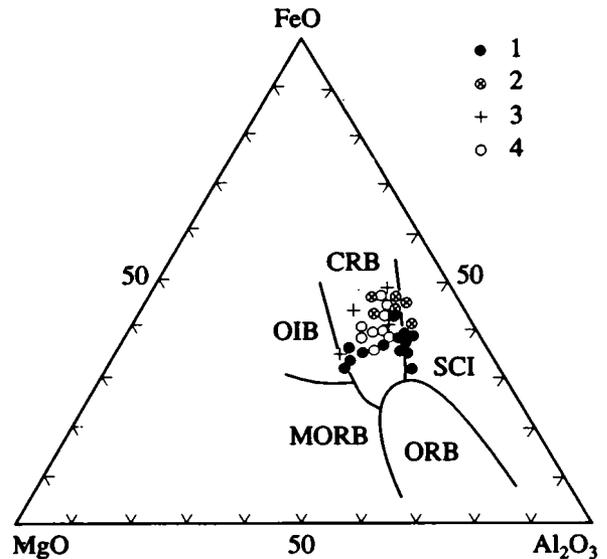


Рис. 3. Составы иотнийских магматических пород южной части Балтийского щита на диаграмме $MgO - FeO - Al_2O_3$ Т. Пирса (Pearce et al., 1977).

1 – интрузия Хопунваара; 2 – Валаамский силл; 3 – вулканы салминской свиты; 4 – дайки и силлы впадины Сатакунта.

MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, CRB – континентальные рифтовые базальты, ORB – базальты островных дуг, SCI – базальты островов спрединговых центров.

практически идентичны породам Валаамского расслоенного силла. На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис. 2) составы пород локализируются исключительно в поле развития пород субщелочной серии. Они характеризуются повышенной титанистостью ($TiO_2 = 1.24 - 4.20\%$, при среднем 2.43%), высокой железистостью ($K_f = 54.1 - 83.3$, $f = 17.3 - 24.7$), высокой щелочностью ($Na_2O + K_2O = 2.52 - 6.65\%$) при довольно значительной роли калия ($Na_2O/K_2O = 0.37 - 2.45$), высоким содержанием P_2O_5 ($0.42 - 0.96\%$), низкой глиноземистостью ($al' = 0.69 - 0.98$) и пониженной магниальностью ($MgO = 1.43 - 9.50\%$, при среднем 4.47%). С базальтами салминской свиты их сближает высокая титанистость, железистость, повышенная щелочность, пониженная глиноземистость и магниальность. Однако интервал вариаций содержаний

SiO_2 и щелочей в породах интрузии Хопунваара значительно шире (рис. 2), что, по-видимому, обусловлено, с одной стороны, процессами контаминации материалом вмещающих более кислых пород, а с другой – процессами дифференциации, в значительной мере проявившимися в этой небольшой интрузии.

Петрохимические характеристики иотнийских магматических пород Северного Приладожья и Скандинавии в наибольшей степени сближают их с континентальными субщелочными базальтами. На диаграмме Т. Пирса (рис. 3) большинство точек, отвечающих составам этих пород, попадает в поле континентальных рифтогенных базальтов.

Для осуществления Rb-Sr датирования были отобраны из керна скважин 5 валовых проб по 7 - 10 кг каждая. Химические составы исследуемых

Таблица 1. Химические составы исследованных пород интрузии Хопунваара

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
690-13	Кварцевый монцонит	58.50	1.89	12.88	12.45	0.14	1.43	4.55	3.17	3.48	0.53	0.50
689-36	»	55.35	2.23	13.93	12.28	0.13	1.96	5.40	3.67	2.77	0.71	1.07
689-5	»	54.90	2.24	14.85	11.58	0.14	3.66	5.58	3.00	2.41	0.51	0.64
689-10	»	54.31	2.45	14.60	12.43	0.15	3.74	5.96	3.00	1.86	0.54	0.50
689-10	Кварцевый монцодиорит	53.06	2.76	14.55	12.96	0.16	3.91	6.31	2.85	1.98	0.52	0.50

Примечание. Fe₂O₃* – суммарное железо, пересчитанное на Fe₂O₃.

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные для валовых проб пород интрузии Хопунваара

Номер образца	Содержание, мкг/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	Rb	Sr		
690-13	86	256	0.9589	0.72514
689-36	77	349	0.6277	0.71855
689-5	59	451	0.3780	0.71391
689-10	38	367	0.3061	0.71242
689-15	45	445	0.2942	0.71263

пород приведены в табл. 1. Они представляют собой массивные мелко-среднезернистые, иногда порфировидные породы, варьирующие по составу от кварцевого монцодиорита до кварцевого монцитита. Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда габброофитовая и пойкилоофитовая. Главными минералами являются резко идиоморфный, иногда зональный плагиоклаз (An_{55-60}), моноклинный пироксен (авгит), иногда бурая роговая обманка. Второстепенные минералы: ромбический пироксен (гиперстен), титаномагнетит, апатит, калиевый полевой шпат, кварц. Последние два минерала обычно образуют гранофировый агрегат в интерстициях или неправильной формы обособления, более мелкозернистые, чем основная масса породы. Калиевый полевой шпат сильно пелитизирован и зачастую обладает метаколлоидной и сферолитовой структурой.

Вторичные автometасоматические процессы проявлены слабо и неравномерно и выражаются в серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, актинолитизации и хлоритизации темноцветных минералов, развитии позднего буро-зеленого био-

тита. В наименьшей мере автometасоматические процессы затронули породы из образцов 689-15, 689-10, 689-5.

Оценка содержаний Rb и Sr, определение отношения Rb/Sr в исследуемых пробах проводилось рентгено-спектральным методом на рентгеновском анализаторе VRA-30 в отдельных сериях экспериментов, причем оценка содержаний производилась с точностью $\pm 10\%$, а аналитическая погрешность определения отношения Rb/Sr, методика которого описана ранее (Крылов, 1979), составляла $\pm 1.5\%$ (1σ).

Изотопный состав Sr, выделенного на ионообменной колонке после химического разложения образцов, измерялся на масспектрометре МИ-1320. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в межлабораторном стандарте SRM-987 в период работы составляло 0.71021 ± 0.00005 (1σ). Аналитическая погрешность определения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах принималась равной $\pm 0.05\%$ (1σ). Вычисление возраста и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выполнялось полиномиальным методом наименьших квадратов (Шуколюков и др., 1974).

Rb-Sr аналитические данные приведены в табл. 2 и графически представлены на рис. 4. Прямая линия, аппроксимирующая зависимость между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в исследованных образцах, характеризуется значениями среднего квадрата взвешенных отношений (СКВО), равным 0.33, что позволяет считать ее изохронной, отвечающей возрасту 1330 ± 50 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равном 0.7068 ± 0.0004 (приведенные погрешности соответствуют одному стандартному отклонению).

Полученный возраст в пределах погрешности совпадает с последними данными о K-Ar возрасте базальтов салминской свиты, приводимыми в монографии Р.А. Хазова (1973), что наряду с пространственной близостью и петрохимическим сходством этих образований подтверждает точку зрения об их комагматичности (Голубев и Светов, 1983). Вследствие этого полученная датировка имеет также важное стратиграфическое значение, так как дает уточненный возраст иотния Северного Приладожья (салминская свита и интрузия Хопунваара). Следовательно, наиболее ранние рифейские образования Карелии имеют изотопный возраст порядка 1330 ± 50 млн. лет. Кроме того, необходимо отметить, что полученная датировка свидетельствует о принадлежности рассматриваемых магматических образований Северного Приладожья к первому импульсу иотнийского магматизма, синхронному с процессами седиментагенеза в иотнийских грабен-синклиналях. Ранее основной магматизм этого времени отмечался только в одном районе Балтийского щита – в Центральной Швеции (дайки Туна-долеритов). Этот магматический импульс, проявившийся в свекокарельской области, отвечает времени завершения анорогенного этапа готского

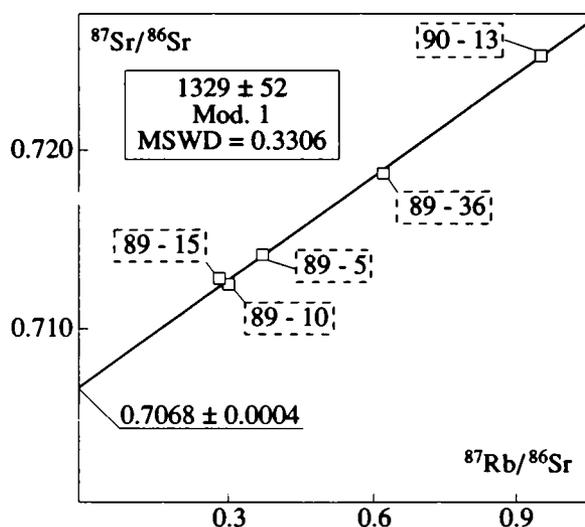


Рис. 4. Rb-Sr изохрона по образцам породы в целом для кварцевых монцититов и кварцевых монцодиоритов интрузии Хопунваара.

орогенического цикла в сопредельном свекопорожском складчатом поясе.

Повышенное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7068 ± 0.0004) пород интрузии Хопунваара по сравнению с наименее гибридизированными основными магматическими породами иотнийского возраста в Швеции ($0.703 - 0.7032$), по-видимому, в значительной мере обусловлено процессами контаминации материалом вмещающих сиалических пород с длительной короной истории. В целом же первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из неконтаминированных иотнийских долеритов Балтийского щита соответствуют значениям, характерным для внутриплитных базальтоидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология Карелии / Отв. ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.
- Кайряк А.И., Хазов Р.А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вестник ЛГУ, 1967. Вып. 2. № 12. С. 62 - 72.
- Крылов И.Н. Применение рентгено-спектрального метода для точного количественного определения Rb/Sr отношения при изохронном датировании // Изотопные методы измерения возраста в геологии. М.: Наука, 1979. С. 125 - 131.
- Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 6. С. 15 - 33.
- Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография / Отв. ред. Гоньшакова В.И. М.: Наука, 1983. Т. 1. 768 с.
- Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.
- Шергина Ю.П., Ларин А.М., Чухонин А.П. и др. Возраст Салминского массива гранитов рапакиви и связанного с ним оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. № 12. С. 64 - 76.
- Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Наука, 1974. 207 с.
- Amelin Yu.V., Larin A.M., Neymark L.A. The age of ores in the Pitkäranta region and their relation to the Rapakivi granites of the Salmi batholith, Soviet Karelia // Symposium on Rapakivi granites and Related Rocks. Abstr. Volume, Helsinki, Geol. Surv. Finland, Guide 34, 1991. P. 4.
- Cleasson S. Nd Isotope data on 1.9 - 1.2 Ga old basic rocks and metasediments from the Bothnian basin, Central Sweden // Precamb. Res., 1987. No. 35. P. 115 - 126.
- Lundqvist T. The Precambrian of Sweden. SGU, CNR 768, Upsala, 1979. 65 p.
- Neymark L.A., Amelin Ju.V., Larin A.M., Jakovleva S.Z. Geochronology and isotope geochemistry of the 1.54 - 1.57 Ga old Salmi anorthosite-rapakivi granite batholith (North Ladoga region, Soviet Karelia) // Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. Volume, Helsinki, Geol. Surv. Finland, Guide 34, 1991. P. 36.
- Patchett P.J. Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and sienites in Southern and Central Sweden. SGU, CNR 747, Upsala, 1978. 63 p.
- Pearce T.H., Gorman B. E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth Planet. Sci. Lett., 1977. V. 36. P. 121 - 132.
- Simonen A. The Precambrian in Finland // Bull. Geol. Surv. Finland, 1980, No. 304. 58 p.
- Welin E., Lundqvist T. K-Ar ages of Jotnian dolerites in Västernorrland Country, Central Sweden. GFF, 1975. V. 97. P. 83 - 87.

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные для валовых проб пород интрузии Хопунваара

Номер образца	Содержание, мкг/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	Rb	Sr		
690-13	86	256	0.9589	0.72514
689-36	77	349	0.6277	0.71855
689-5	59	451	0.3780	0.71391
689-10	38	367	0.3061	0.71242
689-15	45	445	0.2942	0.71263

пород приведены в табл. 1. Они представляют собой массивные мелко-среднезернистые, иногда порфирировидные породы, варьирующие по составу от кварцевого монцодиорита до кварцевого монцитита. Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда габброофитовая и пойкилоофитовая. Главными минералами являются резко идиоморфный, иногда зональный плагиоклаз (An_{55-60}), моноклинный пироксен (авгит), иногда бурая роговая обманка. Второстепенные минералы: ромбический пироксен (гиперстен), титаномагнетит, апатит, калиевый полевой шпат, кварц. Последние два минерала обычно образуют гранофировый агрегат в интерстициях или неправильной формы обособления, более мелкозернистые, чем основная масса породы. Калиевый полевой шпат сильно пелитизирован и зачастую обладает метаколлоидной и сферолитовой структурой.

Вторичные автometасоматические процессы проявлены слабо и неравномерно и выражаются в серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, актинолитизации и хлоритизации темноцветных минералов, развитии позднего буро-зеленого био-

тита. В наименьшей мере автometасоматические процессы затронули породы из образцов 689-15, 689-10, 689-5.

Оценка содержаний Rb и Sr, определение отношения Rb/Sr в исследуемых пробах проводилось рентгено-спектральным методом на рентгеновском анализаторе VRA-30 в отдельных сериях экспериментов, причем оценка содержаний производилась с точностью $\pm 10\%$, а аналитическая погрешность определения отношения Rb/Sr, методика которого описана ранее (Крылов, 1979), составляла $\pm 1.5\%$ (1σ).

Изотопный состав Sr, выделенного на ионообменной колонке после химического разложения образцов, измерялся на масспектрометре МИ-1320. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в межлабораторном стандарте SRM-987 в период работы составляло 0.71021 ± 0.00005 (1σ). Аналитическая погрешность определения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах принималась равной $\pm 0.05\%$ (1σ). Вычисление возраста и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выполнялось полиномиальным методом наименьших квадратов (Шуколюков и др., 1974).

Rb-Sr аналитические данные приведены в табл. 2 и графически представлены на рис. 4. Прямая линия, аппроксимирующая зависимость между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в исследованных образцах, характеризуется значениями среднего квадрата взвешенных отношений (СКВО), равным 0.33, что позволяет считать ее изохронной, отвечающей возрасту 1330 ± 50 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равном 0.7068 ± 0.0004 (приведенные погрешности соответствуют одному стандартному отклонению).

Полученный возраст в пределах погрешности совпадает с последними данными о K-Ar возрасте базальтов салминской свиты, приводимыми в монографии Р.А. Хазова (1973), что наряду с пространственной близостью и петрохимическим сходством этих образований подтверждает точку зрения об их комагматичности (Голубев и Светов, 1983). Вследствие этого полученная датировка имеет также важное стратиграфическое значение, так как дает уточненный возраст иотния Северного Приладожья (салминская свита и интрузия Хопунваара). Следовательно, наиболее ранние рифейские образования Карелии имеют изотопный возраст порядка 1330 ± 50 млн. лет. Кроме того, необходимо отметить, что полученная датировка свидетельствует о принадлежности рассматриваемых магматических образований Северного Приладожья к первому импульсу иотнийского магматизма, синхронному с процессами седиментагенеза в иотнийских грабен-синклиналях. Ранее основной магматизм этого времени отмечался только в одном районе Балтийского щита – в Центральной Швеции (дайки Туна-долеритов). Этот магматический импульс, проявившийся в свекокарельской области, отвечает времени завершения анорогенного этапа готского

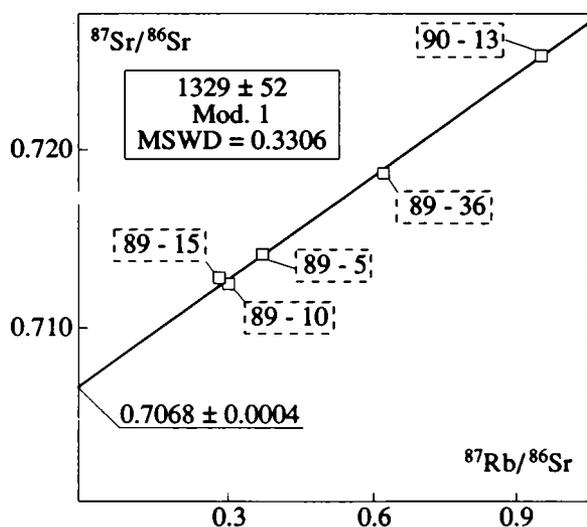


Рис. 4. Rb-Sr изохрона по образцам породы в целом для кварцевых монцититов и кварцевых монцодиоритов интрузии Хопунваара.

орогенического цикла в сопредельном свеконорвежском складчатом поясе.

Повышенное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7068 ± 0.0004) пород интрузии Хопунваара по сравнению с наименее гибридизированными основными магматическими породами иотнийского возраста в Швеции ($0.703 - 0.7032$), по-видимому, в значительной мере обусловлено процессами контаминации материалом вмещающих сиалических пород с длительной короной историей. В целом же первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из неконтаминированных иотнийских долеритов Балтийского щита соответствуют значениям, характерным для внутриплитных базальтоидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология Карелии / Отв. ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.

Кайряк А.И., Хазов Р.А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вестник ЛГУ, 1967. Вып. 2. № 12. С. 62 - 72.

Крылов И.Н. Применение рентгено-спектрального метода для точного количественного определения Rb/Sr отношения при изохронном датировании // Изотопные методы измерения возраста в геологии. М.: Наука, 1979. С. 125 - 131.

Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 6. С. 15 - 33.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография / Отв. ред. Гоньшакова В.И. М.: Наука, 1983. Т. 1. 768 с.

Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.

Шергина Ю.П., Ларин А.М., Чухонин А.П. и др. Возраст Салминского массива гранитов рапакиви и связанного с ним оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. № 12. С. 64 - 76.

Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Наука, 1974. 207 с.

Amelin Yu.V., Larin A.M., Neymark L.A. The age of ores in the Pitkäranta region and their relation to the Rapakivi granites of the Salmi batholith, Soviet Karelia // Symposium on Rapakivi granites and Related Rocks. Abstr. Volume, Helsinki, Geol. Surv. Finland, Guide 34, 1991. P. 4.

Cleasson S. Nd Isotope data on 1.9 - 1.2 Ga old basic rocks and metasediments from the Bothnian basin, Central Sweden // Precamb. Res., 1987. No. 35. P. 115 - 126.

Lundqvist T. The Precambrian of Sweden. SGU, CNR 768, Uppsala, 1979. 65 p.

Neymark L.A., Amelin Ju.V., Larin A.M., Jakovleva S.Z. Geochronology and isotope geochemistry of the 1.54 - 1.57 Ga old Salmi anorthosite-rapakivi granite batholith (North Ladoga region, Soviet Karelia) // Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. Volume, Helsinki, Geol. Surv. Finland, Guide 34, 1991. P. 36.

Patchett P.J. Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and sienites in Southern and Central Sweden. SGU, CNR 747, Uppsala, 1978. 63 p.

Pearce T.H., Gorman B. E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth Planet. Sci. Lett., 1977. V. 36. P. 121 - 132.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Bull. Geol. Surv. Finland, 1980, No. 304. 58 p.

Welin E., Lundqvist T. K-Ar ages of Jotnian dolerites in Västernorrland Country, Central Sweden. GFF, 1975. V. 97. P. 83 - 87.



Эволюция биосферы

УДК 551.3.051:551.72(571.5)

СТРОЕНИЕ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ БЕЗЫМЕНСКОЙ СВИТЫ РИФЕЯ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ

© 1993 г. П. Ю. Петров

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

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

Рассмотрено строение безыменской свиты – мощной силикокластической толщи, залегающей в видимом основании рифея Туруханского поднятия. На основании анализа текстур пород, циклического строения разрезов и реконструкций палеотечений установлено, что осадки отлагались на мелководном шельфе со штормовым режимом седиментации. Предполагается, что открытый морской бассейн простирался к север–северо-западу от района работ. В пределах безыменского бассейна выделяются обстановки внутреннего и внешнего шельфов, отделенные друг от друга переходной зоной рассеяния энергий. Показано также изменение обстановок во времени.

В последние годы интерес геологов к природе докембрийских бассейнов заметно возрос, что связано со стремлением выявить специфику этих бассейнов и разделить фаціальную (экологическую) и эволюционную составляющие, которые влияли на распределение органических остатков и орвано-седиментарных структур докембрия во времени и пространстве.

Для верхнего докембрия Северной Евразии примеры фаціального анализа приводятся главным образом в англоязычной литературе (Fairchild, 1989; Johnson, 1977; Tucker, 1977; Levell, 1980). Едва ли не единственным исключением в нашей литературе являются исследования по рифею Урала (Маслов, 1988). Однако условия и обстановки осадконакопления рассматриваются в этих работах лишь в самом общем виде, что находится за пределом требуемой степени детальности.

Цель настоящей статьи – описание строения и реконструкция обстановок осадконакопления безыменской свиты – мощной терригенной толщи, залегающей в видимом основании рифейских отложений Туруханского района. Разрез рифея Туруханского поднятия (мощностью свыше 4 км) входит в число опорных для Сибири, его региональная стратиграфическая схема, разработанная в 40-е годы, претерпела значительные изменения лишь в верхней части (Комар, Серебряков, 1969). Однако положение границы среднего и верхнего рифея в этом разрезе остается дискуссионной (Козлов и др., 1988; Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985; Комар, 1990). В настоящей статье мы проводим эту границу в основании деревнинской свиты, как это принято в современных унифицированных схемах рифея Сибири и обосновано в монографии М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова (1983).

В структуре Туруханского поднятия выделяются три субмеридионально вытянутых блока, ограниченные взбросо-надвигами и смещенные в восточном направлении на край Сибирской платформы. В пределах этих блоков рифейские отложения слагают пологопогружающиеся на запад моноклинали и местами перекрыты вендо-кембрийскими отложениями, залегающими субгоризонтально.

Отложения безыменской свиты обнажаются в двух восточных моноклиналях почти на всем их протяжении; в северной части по р. Каменная (левый приток р. Большая Шориха), в центральной части по р. Нижняя Тунгуска, в пределах Голоярской (на востоке) и Туруханской (на западе) моноклиналей и на юге поднятия по р. Сухая Тунгуска (рис. 1). В настоящей статье мы рассмотрим строение, условия и обстановки осадконакопления безыменской свиты на основании изучения всех четырех перечисленных выше разрезов, развивая те положения, которые были намечены автором на основании изучения только северного разреза (Петров, 1993; Обстановки осадконакопления, 1990).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И СОСТАВ ПОРОД БЕЗЫМЕНСКОЙ СВИТЫ

Безыменская свита представляет собой толщу сложного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, которая согласно перекрывается глинисто-карбонатными породами свиты линок, а в основании ограничена взбросо-надвигами. Верхнюю границу свиты мы определяем несколько иначе, чем наши предшественники, проводя ее ниже, по кровле последнего пласта песчаника. Именно эта граница разделяет терригенную силикокластическую толщу и согласно залегающую выше глинисто-карбонатную толщу

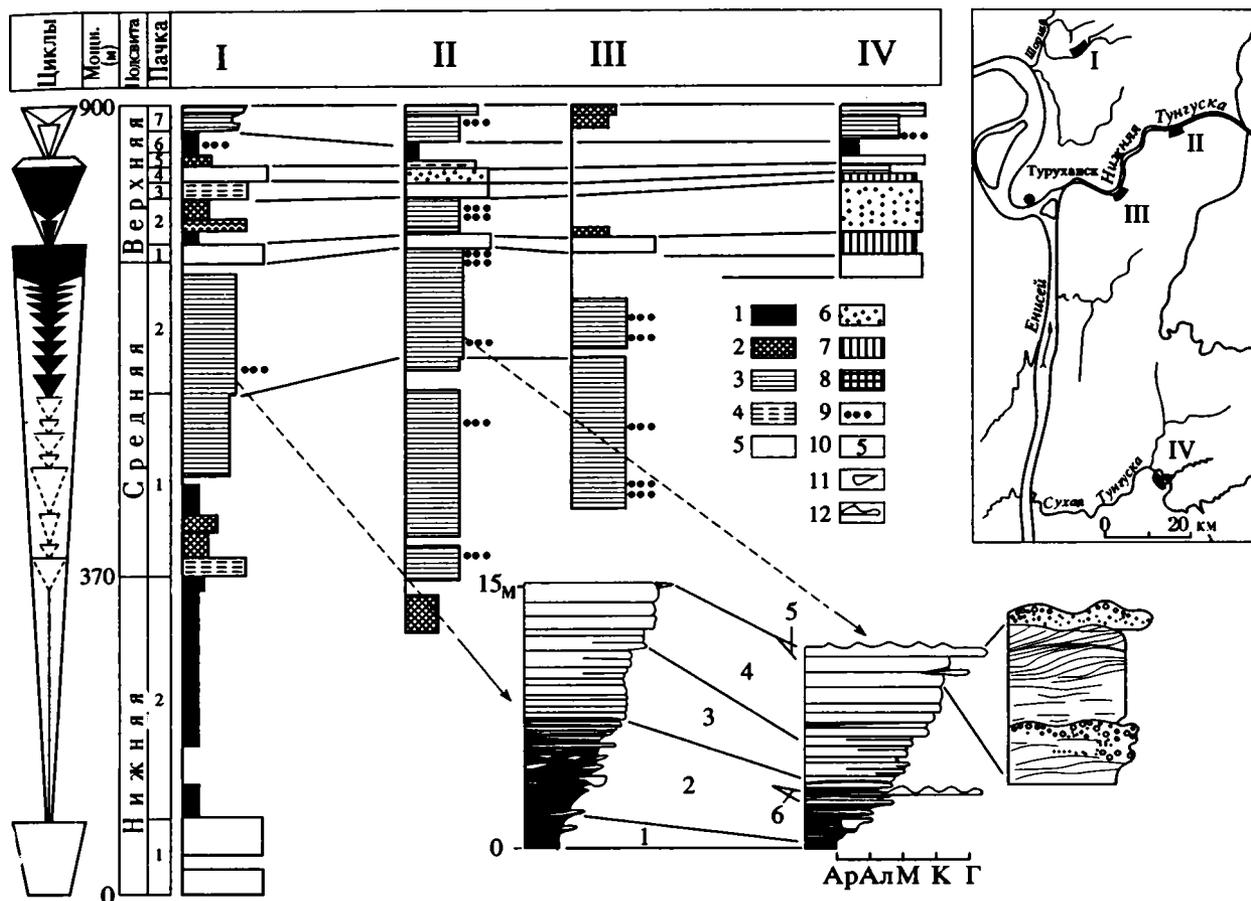


Рис. 1. Схема расположения и фациальное строение разрезов безыменской свиты.

1 - 8 – ассоциации фаций: 1 – аргиллитов, алевролитов; 2 – аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников; 3 – аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников, крупнозернистых песчаников, грубозернистых песчаников; 4 – мелкозернистых песчаников, крупнозернистых песчаников, грубозернистых песчаников; 5 – крупнозернистых песчаников, грубозернистых песчаников; 6 – крупнозернистых песчаников, грубозернистых песчаников, разнозернистых песчаников; 7 – крупнозернистых песчаников, мелкозернистых песчаников и аргиллитов; 8 – крупнозернистых песчаников, алевролитов и мелкозернистых песчаников; 9 – фашия гравийных песчаников; 10 – порядковые номера фаший, участвующих в строении цикла (см. текст); 11 – каналы размыва (текстуры Gutter casts); 12 – знаки ряби.

Ар – аргиллиты, Ал – алевролиты, песчаники: М – мелкозернистые, К – крупнозернистые, Г – грубозернистые. Ширина колонки соответствует среднему составу фаший.

свиты линок, обладающую иными текстурными признаками пород (Петров, 1993). Кроме того, указанная граница наиболее четко выражена во всех разрезах Туруханского поднятия.

В разрезе безыменской свиты выделяются три подсвиты. В наиболее мощном ее разрезе (до 900 м), вскрытом на р. Каменная, нижняя подсвита видимой мощностью 370 м состоит из двух пачек, нижняя из которых сложена светло-серыми крупнозернистыми песчаниками, а верхняя – темно-серыми алевро-аргиллитами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Средняя подсвита мощностью 350 м обладает четкой циклическостью в переслаивании алевро-аргиллитов и песчаников. В ее строении условно выделяются две пачки, в верхней из которых циклическость выражена наиболее ясно, а общая доля тонких фракций в составе пород меньше, чем в нижней. Верхняя подсвита мощностью 180 м сложена раз-

личными породами от аргиллитов до крупнозернистых песчаников при заметном преобладании последних. В ее составе выделяется семь пачек, из которых пять нижних обнаруживают значительную фашиальную изменчивость на площади, а пачки 6 и 7 фашиально хорошо выдержаны, при этом подошва пачки 6 наиболее четко прослеживается по всему району (рис. 1).

В результате срезания взбросо-надвижами различных частей безыменской свиты стратиграфический объем вскрытых ее пород убывает с севера на юг. Поэтому наиболее полный разрез свиты расположен в бассейне р. Каменная. На р. Нижняя Тунгуска отсутствует значительная часть нижней подсвиты, а на р. Сухая Тунгуска в полном объеме известна только верхняя подсвита (рис. 1). Таким образом, видимая мощность свиты уменьшается с севера на юг от 900 до 190 м. Мощность средней подсвиты заметно уменьшается

при переходе от северного разреза к разрезам центральной части района, что сопровождается заметным уменьшением мощности слагающих ее циклов. Вместе с тем в двух разрезах центральной части района (Голоярская и Туруханская моноклинали на р. Нижняя Тунгуска) изменения мощности средней подсвиты не наблюдается, остаются постоянными и мощности слагающих ее циклов, что согласуется с ранее полученными выводами о выдержанности слоев безыменной свиты для этой части района (Ивановская, Афанасьев, 1970). Верхняя подсвита хорошо выдержана по мощности в центральных и южном разрезах и незначительно увеличивается на севере за счет некоторого раздува двух нижних ее пачек (рис. 1). Как уже отмечалось, выделяющиеся в составе этой подсвиты пачки показывают значительные фациальные изменения. Также заметное изменение состава пород наблюдается и для других интервалов разреза. В самом общем виде оно выражается в увеличении доли тонких фракций (алевро-аргиллитов) в северном направлении. Другая наиболее общая тенденция изменения состава безыменной свиты состоит в возрастании доли крупнозернистых фракций (средне- и крупнозернистые песчаники) в верх по ее разрезу.

Песчаники и алевролиты безыменной свиты имеют субаркозовый состав, выдержанный по всему разрезу; содержание кварца колеблется от 70 до 80%, плагиоклаза (олигоклаз-андезин) от 10 до 20%, количество полевого шпата обычно 1 - 5%. Песчаники содержат кластогенные листочки мусковита, приуроченные к наиболее тонким фракциям. Содержание обломков пород (микрокварцитов) не превышает 5%, а минералов тяжелой фракции, среди которых наиболее распространены циркон, магнетит и турмалин, менее 0.1%. Цемент песчаников кварцевый регенерационный, реже глинистый (иллит, хлорит), более поздний по отношению к первому. Песчаники содержат небольшое количество пирита, видимо, являющегося еще более поздним, чем глинистый цемент.

Алевро-аргиллиты в глинистой части представлены иллитом и железо-магнезиальным хлоритом. Они не содержат пирита, хотя содержание рассеянного органического вещества в них достигает первых процентов (Баженова и др., 1970), что предполагает ограниченные масштабы процессов редукции сульфатов в диагенезе. Тем не менее среди алевро-аргиллитов средней подсвиты в разрезе по р. Каменная нами найдены единичные мелкие конкреции сфалерита (клеюфан).

В алевро-аргиллитах и песчаниках встречаются стяжения апатита, которые приурочены к разрезам центральной и южной частей Туруханского района и в значительно меньших количествах встречаются на севере. В алевролитах и песчаниках средней подсвиты в разрезах центральной части района (р. Нижняя Тунгуска) сравнительно широко распространен глауконит; на севере рай-

она он встречен в небольшом количестве только в крупнозернистых песчаниках.

ФАЦИИ БЕЗЫМЕННОЙ СВИТЫ

В настоящей статье под фацией, в соответствии с классическим определением Грессли, мы понимаем часть разреза, выделяемую по ряду характерных наблюдаемых признаков слагающих ее пород, благодаря которым она отличается от выше и ниже лежащих, при этом название фации дается по наиболее распространенному типу пород. Среди фаций безыменной свиты выделяются три группы. Первая группа (фации 1 - 5) является наиболее распространенной и встречается по всему разрезу свиты, образуя тесную ассоциацию. Вторая группа, представленная одной фацией (6), встречается спорадически, хотя и по всему разрезу, однако имеет резко подчиненное значение. Третья группа (фации 7 - 9) встречается исключительно в верхней подсвите в центральной и южной частях района и не известна на севере (рис. 1).

1. Фация аргиллитов – это темно-серые и черные аргиллиты с тонкой (0.1 - 1 мм) ровной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой вариациями в распределении алевритовой примеси и органического вещества. Среди обломочной части преобладают чешуйки мусковита алевритовой размерности. Нередко встречается тонкий градиционный тип слоистости. Аргиллиты слагают маломощные (1 - 20 см) пакеты с резкой границей в основании и обычно постепенной в кровле.

2. Фация алевролитов – темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники, вмещающие обособленные пласты, реже протяженные линзы темно-серых мелкозернистых песчаников мощностью 0.5 - 10 см. Для мелкозернистых песчаных пластов обычна горизонтальная слоистость, подчеркнутая тонкими (около 0.1 мм) пленками черного глинистого вещества. Пленки часто концентрируются в верхней части песчаных пластов. Для линз характерна очень пологая косая и косоволнистая слоистость, иногда слоистость градиционного типа, а также эрозионное основание. В разрезах по р. Нижняя Тунгуска породы фации содержат заметные скопления глауконита.

Описанные породы вмещают слепки каналов размыва (текстуры Gutter casts (Whitaker, 1973)), представляющие собой довольно крутые промоины глубиной 5 - 20 см и шириной до 30 см, заполненные тонкозернистым песчаником с горизонтальной или очень пологой косой слоистостью, падающей вдоль канала. Каналы изгибаются в горизонтальной плоскости, при этом на изгибах внешний борт круче внутреннего по типу речных меандр (рис. 2). Стенки канала гладкие или иштрихованные вдоль, иногда наблюдаются мелкие промоины второго порядка. Длина каналов не известна, но среди наиболее мелких из них удается наблюдать выклинивание, при котором канал быстро расширяется, выполаживается и

исчезает. Породы рассмотренной фации образуют неоднородные по составу пакеты мощностью от 2 до 10 м и связаны постепенными переходами с ниже- и вышележащими породами.

3. Фации мелкозернистых песчаников. Ее слагают серые и темно-серые мелкозернистые песчаники с резко подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники обычно образуют пакеты мощностью в 0.5 - 3 м, состоящие из пластов мощностью от 5 до 30 см, которые отделяются друг от друга тонкими (0.5 - 2 мм) прослойками черных аргиллитов (рис. 4). Поверхности пластов обычно ровные, но в некоторых случаях – в разрезе Голоярской моноклинали по р. Нижняя Тунгуска – с симметричными знаками ряби с длиной волны от 6 до 30 см. Довольно часто на поверхностях напластования можно видеть полигональные текстуры, сходные с текстурами Rhysonetron, описанными Х. Хофманном (Hofmann, 1971). Полигональные системы образованы вытянутыми песчаными телами, эллиптическими в сечении, диаметром 1 - 5 мм, расположенными внутри аргиллитовых прослоек. Они распределены равномерно по ровным поверхностям напластования или вытянуты вдоль трогов ряби (рис. 3). Внутренние текстуры песчаников в большинстве случаев горизонтально- и пологоволнисто-слоистые, довольно редко встречается мелкомасштабная косоволнистая слоистость. Слоистость маркирована тонкими (около 0.1 мм) черными пленками глинистого вещества, нередко встречается мелкий детрит этих пленок, а также аргиллитовых слоек толщиной от 1 мм до 4 см в поперечнике. Микроструктуры песчаников имеют тонкую гранулометрическую сортировку. В разрезах по р. Нижняя Тунгуска песчаники содержат глауконит. Породы фации слагают пакеты мощностью в первые метры и связаны с породами других фаций постепенными переходами.

4. Фация крупнозернистых песчаников – песчаники светло-серые, средне- и крупнозерни-

стые, слагающие обычно крупные пласты мощностью от 20 до 60 см. Для нижней части пластов характерны массивная, грубая горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость, для верхней части – косоволнистая слоистость крупных асимметричных знаков ряби амплитудой до 30 см, сравнительно редко встречается бугорчатая косяя слоистость (Dott, Bourgeois, 1982). В некоторых случаях отмечаются крупные однонаправленные косые серии без ясных осцилляций, однако углы наклонов слоев сильно изменчивы от 10° до 60°. Песчаники обладают хорошей отмытостью и окатанностью зерен. Они слагают хорошо выдержанные (на сотни метров) по простиранию пакеты с четкими границами мощностью от 3 м до нескольких десятков метров. Иногда в основании таких пакетов встречаются более мелкоплитчатые (до 10 см) песчаники сравнительно более темных тонов, содержащие обломки тонких аргиллитовых слоев. В некоторых случаях между отдельными пластами песчаника присутствуют линзы черного аргиллита мощностью 1 - 5 см, выполняющие депрессии, в которых иногда обнаруживаются стяжения апатита, а внутри песчаных пластов – обломки фосфатных конкреций. Нередко песчаники содержат рассеянные зерна глауконита. В единичных случаях на кровле пластов отмечаются знаки нагрузки.

5. Фация грубозернистых песчаников представлена светло-серыми крупно- и грубозернистыми песчаниками, иногда с рассеянными гравийными зернами. В кровле пластов часто присутствуют крупные симметричные знаки ряби с длиной волны до 50 см, на гребнях которых отмечаются наиболее грубые фракции, а в трогах иногда концентрируются зерна глауконита. Среди гравийной фракции в некоторых случаях встречаются обломки вмещающих песчаников с фосфатным цементом. В целом гравийно-песчаные отложения имеют плохую сортировку и неясную горизонтально-волнистую слоистость. Породы слагают отдельные прослой-

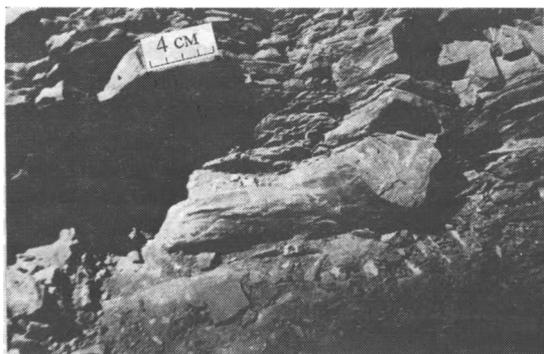


Рис. 2. Изолированный канал размыва (текстура Gutter casts) в песчано-глинистых породах фации алевролитов.

Видны две сопряженные меандры канала. Длина масштабной линейки в верхней части рисунка 4 см.



Рис. 3. Текстура Rhysonetron на кровле пласта мелкозернистых песчаников.

Системы трещин вытянуты вдоль трогов ряби. Масштабная линейка (4 см) в верхней части рисунка.

мощностью до 30 см среди пород фации крупнозернистых песчаников. Такие прослои либо имеют резкие границы, либо связаны постепенными переходами с подстилающими породами.

Как уже было отмечено, рассмотренные выше пять фаций являются наиболее распространенными в безымянской свите, они образуют строго повторяющиеся последовательности (ассоциации), которые будут рассмотрены ниже. Следующие группы фаций имеют ограниченное распространение в разрезе.

6. Фация гравийных песчаников – темно-серые крупно- и грубозернистые песчаники, плохосортированные с неясной горизонтально-волнистой слоистостью. Нередко в песчаниках встречаются гравийные зерна и пудинговые гравелиты и значительная примесь алевритового материала. Гравийные зерна иногда имеют обволакивающие пленки черного аргиллита. Песчаники слагают отдельные пласты мощностью 4 - 15 см с резкими границами, в кровле которых часто наблюдаются крупные (длиной волны до 40 см) симметричные знаки ряби. Такие пласты приурочены в основном к фации алевролитов.

7. Фация разнозернистых песчаников – светло-серые и серые песчаники, обычно слабосцементированные средне- и мелкозернистые, но нередко обладающие широким гранулометрическим спектром, в результате чего в пределах небольших слоев зернистость варьирует от мелкой до грубой, а иногда до мелкого гравелита. Быстрое изменение зернистости наблюдается как по разрезу отдельных пластов, так и по латерали. Внутри слоев нередко встречаются остаточные флазероподобные, тонкие (0.5 - 5 мм) фрагменты алевро-аргиллита, а среди грубых фракций – рассеянные обломки песчаников с фосфатным цементом размером до 5 мм. Песчаники имеют мелкомасштабную (3 - 10 см) косоволнистую слоистость и слагают изменчивые по мощности (в основном от 3 до 15 см) пласты с резкими, часто эрозийными границами внутри фации крупнозернистых песчаников.

8. Фация мелкозернистых песчаников и аргиллитов – переслаивание темно-серых мелкозернистых песчаников, часто образующих линзы до 3 см мощностью, и прослоев (около 1 мм) черного аргиллита. Внутри линз песчаников наблюдается очень пологая косая слоистость, отмеченная флазероподобными фрагментами глинистого вещества. Породы фации слагают две пачки мощностью до 20 м в южном разрезе свиты (р. Сухая Тунгуска).

9. Фация алевролитов и мелкозернистых песчаников – тонкое (через 1 - 2 см) переслаивание светло-серых и мелкозернистых песчаников с тонкой горизонтальной слоистостью, темно-серых алевролитов и прослоев толщиной 1 - 4 мм черных аргиллитов, а также подчиненных пластов темно-серых мелкозернистых песчаников с горизонтальной слоистостью, содержащих мелкие, до 2 см, обломки аргиллитов. В породах в большом количестве встречаются текстуры типа Rhysonetron,

сгущение которых ведет к возникновению характерных узловато-червечковых текстур. Породы описанной фации в ассоциации с фацией крупнозернистых песчаников слагают относительно однородную пачку мощностью 15 м в разрезе по р. Сухая Тунгуска (рис. 1).

УСЛОВИЯ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Пять наиболее распространенных фаций первой группы (в порядке их описания) слагают строго повторяющиеся последовательности, имеющие черты регрессивного цикла с монотонным увеличением зернистости вверх (рис. 1), что сопровождается и возрастанием плитчатости песчаных пластов (рис. 4). Нередко в строении конкретных циклов отсутствует фация грубозернистых песчаников, в ряде случаев из разреза выпадает и фация крупнозернистых песчаников, а иногда и фация мелкозернистых песчаников, однако при этом сокращенный цикл не теряет общих регрессивных черт. Ниже мы рассмотрим пример полного цикла. Важно отметить, что внутри цикла фации связаны непрерывными переходами, их границы проводятся нередко достаточно условно, что предполагает непрерывность изменения условий отложения осадков. Исходя из этого предположения, а также из характерных текстур пород, рассмотрим условия осадконакопления и изменения этих условий в течение времени формирования цикла.

Фация аргиллитов, залегающая по резкой границе в основании цикла, формировалась в спокойных условиях в результате медленного осаждения глинистых частиц, которое лишь изредка нарушалось вторжением незначительных количеств алеврита, образующего микрослойки. В течение таких периодических инъекций среда оставалась по-прежнему тиховодной, о чем говорит отсутствие размывов или любого изменения горизонтальной слоистости. Для фации алевролитов, залегающей выше фации аргиллитов, описанные условия нарушались отложением более значительных масс тонко- и мелкозернистых осадков, количество которых было достаточно для образования самостоятельных пластов. В течение времени их отложения в ряде случаев фиксируются паузы, маркированные тонкими пленками глинистых фракций. При этом ровная горизонтальная слоистость в пределах всего пласта песчаника указывает на выпадение песка из суспензий в спокойных придонных условиях и позволяет предполагать существование турбулентных потоков, переносящих осадки в наддонной водной толще. Такие потоки характерны для бассейнов со штормовым режимом осадконакопления (Aigner, 1985) и широко известны в современных морях. Наряду с указанными текстурами в рассматриваемой фации присутствуют мелкие локальные размывы и очень пологая косая слоистость в песчаниках, являющаяся результатом деятельности в основном однонаправленных слабых придонных потоков.

Свой вклад в интерпретацию условий накопления этой фации вносят присутствующие в ней изолированные слепки каналов размыва (текстуры Gutter casts; рис. 2). Крутые борта промоин указывают на то, что размыву подвергались уже литифицированные осадки, а отсутствие крупных обломков внутри каналов или следов их эрозии – на то, что эродирующие потоки могли переносить лишь тонкозернистые осадки. Важно подчеркнуть, что эти каналы были образованы в субаквальных условиях, так как на синхронных им уровнях не наблюдается следов осушения осадков и, что более необычно, не наблюдается и заметных размывов. Такую избирательную эрозию можно объяснить наличием локальных струеподобных потоков, стекающих по дну, с чем в общем согласуется наблюдаемое меандрирование каналов. Мы предполагаем, что такие потоки относительно высоких скоростей, достаточных для глубокой эрозии, формировались из плоского относительно слабого придонного потока. При этом незначительные эрозионные углубления дна способствовали концентрации в них придонных потоков и последующему углублению промоины, одновременно и падению скоростей потоков на поверхности осадка. Установившаяся система каналов, видимо, сохранялась в течение относительно продолжительных отрезков времени, а заполнение каналов могло происходить лишь после отмирания установившейся ранее системы течений (рис. 5). Следует отметить, что Gutter casts являются характерной текстурой среди группы темпеститов (Aigner, 1985).

Горизонтальнослоистые пакеты фации мелкозернистых песчаников, слагающие более высокие горизонты рассматриваемых циклов, накапливались в сходных с описанными выше условиях, однако количество песка, отложенное в течение одного события, было более значительным, чем в предыдущей фации, на что указывают сравнительно большие мощности песчаных пластов.

Непрерывные переходы между тремя рассмотренными фациями в разрезе цикла позволяют предполагать фациальные взаимоотношения этих фаций на площади (рис. 6). Наблюдаемые в них направленные изменения относительного количества песчаного материала, видимо, являются следствием рассеивания и потери осадков по мере удаления от источника сноса и, как результат, уменьшение мощности песчаных слоев, каждый из которых отвечал одному штормовому событию. Вероятные паузы в поступлении песчаного материала, связанные с флуктуациями скоростей потоков, должны были бы наиболее хорошо ощущаться в дистальных частях области седиментации. Такое предположение согласуется с нахождением тонких пленок глинистого вещества в песчаных пластах фации алевролитов. Текстуры Rhysonetron, приуроченные к фации мелкозернистых песчаников, видимо, были образованы в начальном диагенезе (синерезис). На это указывает довольно узкий интервал толщины слоев



Рис. 4. Фации мелкозернистых (3) и крупнозернистых (4) песчаников. Видимая мощность обнажения 2,5 м.

аргиллитов (0,5 - 1 мм), содержащих эти текстуры, что можно объяснить явлениями нагрузки внезапно отложенных песчаных пластов. Однако на основе имеющихся данных нельзя исключить возможность образования трещин в субаквальных условиях (Plummer, Gostin, 1981; Kidder, 1990).

Осадки фации крупнозернистых песчаников, залегающие в верхних частях циклов, были отложены при участии течений высоких скоростей, среди которых заметную роль играли колебательные волновые движения. Отмеченная ранее вертикальная последовательность текстур (рис. 1) представляет собой достаточно обычное явление в подобных осадках и трактуется как отражение различных стадий одного процесса (события) отложения. Так, грубая горизонтальная слоистость в основании пластов соответствует первой наиболее активной фазе этого события, а косоволнистая слоистость крупных асимметричных знаков рьяби в верхних частях пластов отвечает комбинированным потокам сравнительно меньших энергий (Nøttvedt, Kreisa, 1987; Mirow, Southard, 1991). Заметно реже встречающийся среди крупнозернистых песчаников бугорчатый тип косой слоистости указывает на незначительное распространение чисто волновых процессов. Подобные последовательности характерны для темпеститов проксимальных зон бассейна и хорошо известны как для древних, так и для современных отложений (Kreisa, 1981; Dott, Bourgeois, 1982).

Породы фации грубозернистых песчаников, находящиеся в кровле отдельных пластов фации крупнозернистых песчаников, были отложены в режиме более длительной переработки осадков волнами и течениями и могут рассматриваться как остаточные отложения (Levell, 1980; Leckie, 1988). Фация грубозернистых песчаников появляется на фоне общей тенденции увеличения зернистости в кровле отдельных пластов, слагающих наиболее верхние части циклов (рис. 1). Это могло быть связано как с дальнейшим возрастанием энергии среды, так и с уменьшением количества

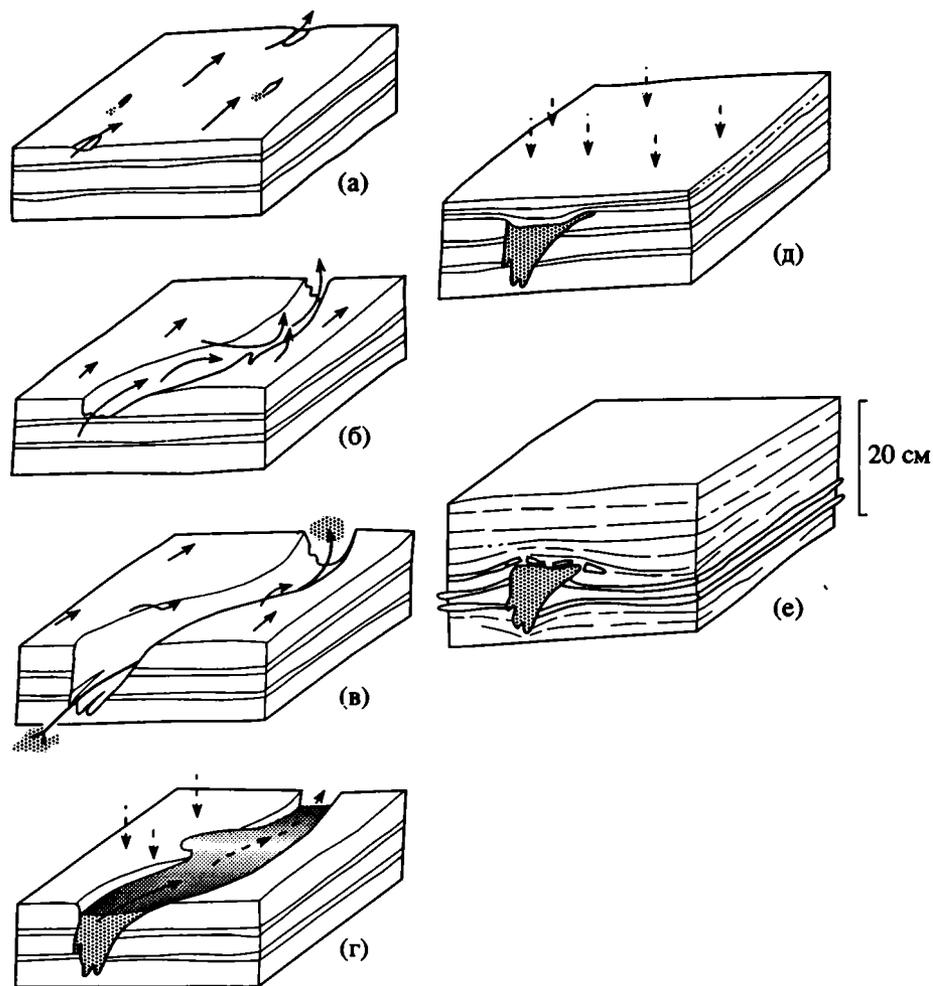


Рис. 5. Предполагаемая схема образования изолированного песчаного выполнения канала размыва (текстуры Gutter casts).

(а) – начальная стадия. Флуктуации слабого природного потока, мелкие размывы поверхности; (б) – ранняя стадия. Заложение меандр и быстрое углубление канала. Увеличение скоростей потока внутри канала и уменьшение на поверхности осадка; (в) – зрелая стадия. Сформировавшийся канал. Разница скоростей потока внутри канала и на поверхности осадка максимальна; (г) – заключительная стадия. Общее уменьшение скоростей потока. Заполнение канала тонкозернистым песком; (д) – захоронение канала. Тиховодная седиментация; (е) – современный облик песчаного выполнения. Деформация слоев – результат диагенетического уплотнения осадков.

осадков, поступающих в данную область при сохранении прежнего гидродинамического режима. В пользу сказанного свидетельствуют крупные знаки симметричной ряби, присущие данной фации. В этих условиях происходил вынос более мелких фракций, формирование полей песчано-гравийных отложений, которые предохраняли нижележащие пески от переноса.

В рассмотренном цикле четко выделяются две части, отражающие различные по энергии среды осадконакопления зоны бассейна: тиховодная (нижняя часть циклов, фация аргиллитов, фация алевролитов и фация мелкозернистых песчаников) и зона высоких энергий (верхняя часть циклов, представленная фацией крупнозернистых песчаников). Граница между такими зонами – резкий скачок энергий, примерно соответствующий базису штормовых волн. В разрезе циклов такая

граница резкая, но обычно не эрозионная, что, видимо, связано с характером вертикального распределения скоростей отливных штормовых течений.

Таким образом, описанную выше фациальную последовательность можно рассматривать как след штормовой проградации, характерной для многих темпеститов, в том числе и докембрийских (Soegaard, Eriksson, 1985; Harris, Eriksson, 1990; Jackson *et al.*, 1990). Описанный режим осадконакопления был характерен для средней подсвиты безымянской свиты и особенно хорошо был выдержан в течение времени накопления верхней ее пачки (рис. 1). Следует заметить, что средняя мощность десяти циклов верхней пачки средней подсвиты возрастает от 10 м на севере до 15 м в центральной части района. Такое возрастание происходит за счет наиболее мелкозернистых фаций, тогда как средняя мощность фации крупнозернистых песча-

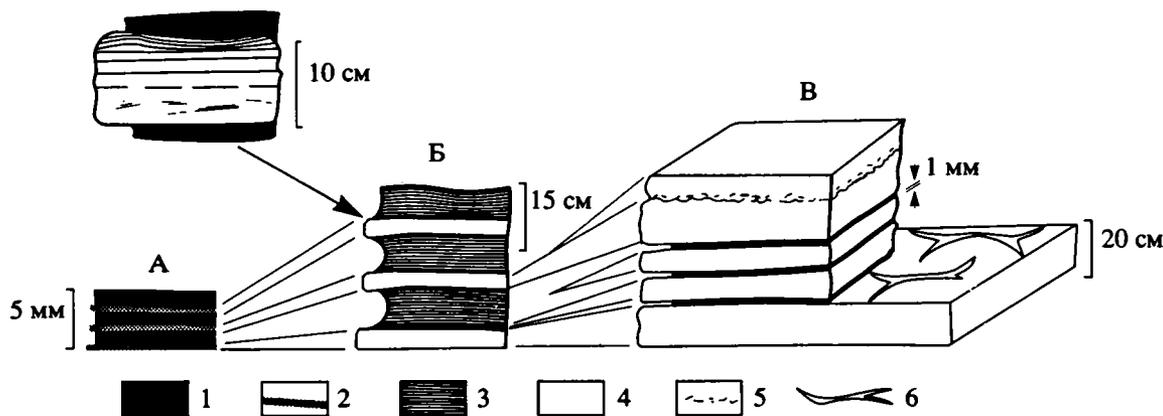


Рис. 6. Предполагаемое латеральное взаимоотношение фаций.

А – аргиллитов, Б – алевролитов, В – мелкозернистых песчаников. Породы: 1 – аргиллиты, 2 – тонкозернистый алевролит, 3 – алевро-аргиллит, 4 – мелкозернистый песчаник, 5 – мелкие обломки аргиллитовых слойков, 6 – текстуры типа Rhysonetron.

ников в том же направлении очень незначительно уменьшается с 5 до 4 м (рис. 1). Следовательно, можно говорить о более интенсивном прогибании ложа северных частей бассейна и о сравнительно больших глубинах этих частей. С такой схемой хорошо согласуется основное направление падений косой слоистости в фации крупнозернистых песчаников, показывающее перемещение осадков в бассейне, и ориентировка симметричных знаков ряби в фации грубозернистых песчаников, вытянутых параллельно изобатам бассейна (рис. 7). Замеры косой слоистости в фации крупнозернистых песчаников показывают два направления палеотечений в наиболее проксимальной части бассейна: главное север–северо-западное и перпендикулярное к нему, направленное на юго-запад. Последнее направление выявлено только для центральных разрезов и отсутствует на севере. Таким образом, в бассейне преобладали два течения: первое – основное, переносившее осадки на север–северо-запад посредством отливных штормовых потоков в глубь бассейна, и второстепенное, примерно параллельное изобатам, направленное на юго-запад. Следует заметить, что в северном разрезе наиболее открытых частей бассейна основное течение имеет более северное направление. Субмеридиональное простирание каналов размыва (текстур Gutter casts) в верхней пачке средней подсвиты предполагает, что они были образованы отливными течениями в сравнительно более дистальной части бассейна, что согласуется с общей схемой палеотечений.

Минимальный предел для глубин бассейна рассматриваемого времени не может быть меньше мощностей рассмотренных циклов. Такой подход к оценке палеоглубин используется для дельтовых циклотем, хотя при этом не учитывается темп прогибания ложа и эффект уплотнения осадков. Но совершенно очевидно, что в момент завершения цикла над поверхностью осадка должна была быть толща воды, глубину которой можно оце-

нить с помощью текстур фации крупнозернистых песчаников: бугорчатого типа косой слоистости – индикатора основания штормовых волн (Dott, Bourgeois, 1982) и длины волны симметричных знаков ряби (Komar, 1974; Diem, 1985; Miller, Komar, 1980). На основании этих критериев глубину бассейна во время формирования циклов средней подсвиты можно оценить в первые десятки метров.

Переходя к фации гравийных песчаников, напомним, что она слагает одиночные пласты среди фации алевролитов и встречается лишь изредка в нижней части циклов, выделяясь грубостью своего состава среди вмещающих ее пород (рис. 1). Характерным признаком этой фации является плохая сортировка песчаных фракций и постоянное присутствие в них глинисто-алевролитовой примеси, придающей породам темный цвет. Грубозернистый состав песчаников и развитые в кровле их пластов крупные симметричные знаки ряби указывают на господство во время накопления длиннопериодных волновых течений высоких скоростей, а глинисто-алевролитовая примесь предполагает временное непостоянство (эпизодичность) таких течений. Следует обратить внимание на то, что резкие границы этой фации ни в одном случае не являются границами первого порядка – границами циклов. Из сказанного можно предположить, что фация гравийных песчаников имеет локальное распространение на площади, что согласуется с многочисленными примерами песчано-гравийных “лоскутов”, развитых на шельфах современных морей (Leckie, 1988). Несмотря на то, что многие исследователи связывают формирование песчано-гравийных лоскутов среди тонкозернистых осадков открытого шельфа с деятельностью длиннопериодных волн, тем самым указывая на штормовой режим осадконакопления, все же остается не ясным, чем обусловлено их появление. Видимо, фация гравийных песчаников была приурочена к локальным зонам бассейна с повышенной гидродинамикой. Такое

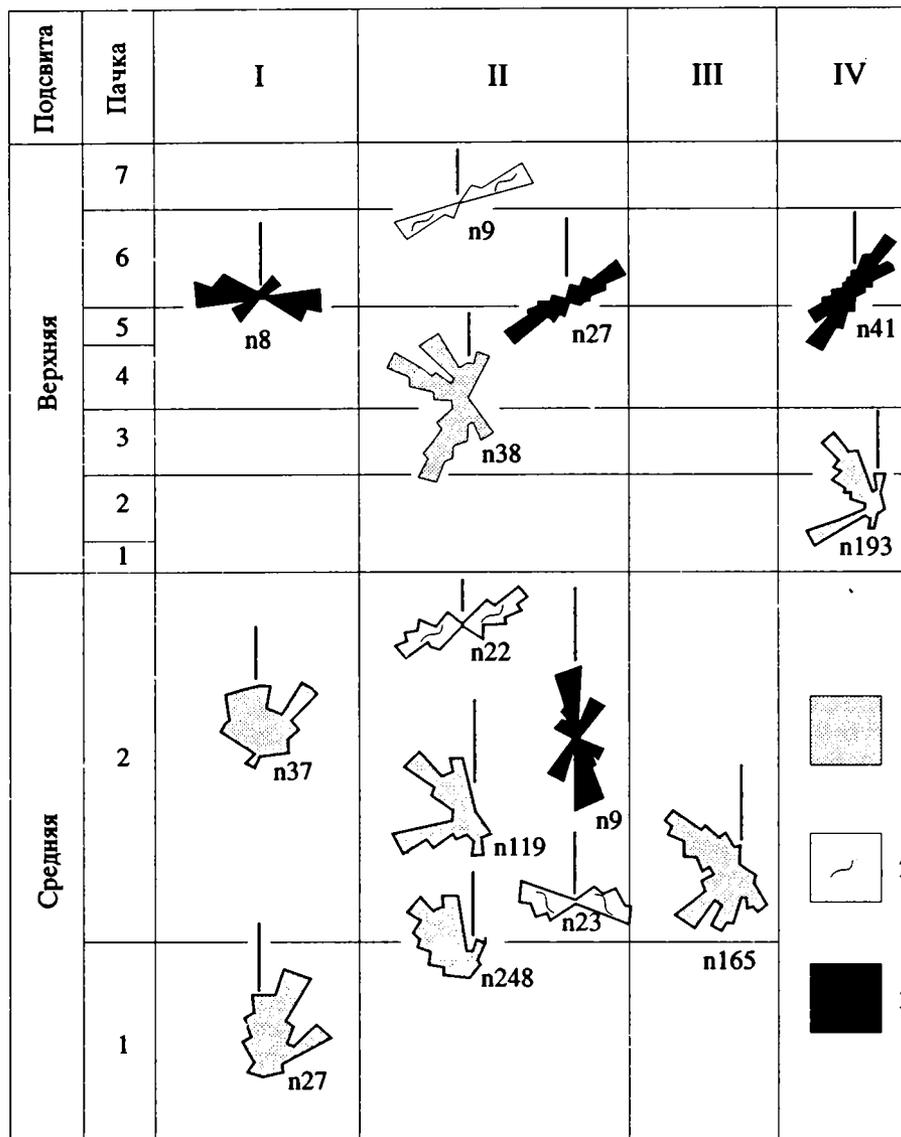


Рис. 7. Данные для реконструкций палеотечений безыменского бассейна.

1 – направления падения косої слоистости в фации крупнозернистых песчаников; 2 – ориентировка гребней знаков ряби; 3 – направление простираия каналов размыва. I, II, III, IV – местоположение разрезов (рис. 1), слева направо – с севера на юг. Направления даны в современной географической системе координат и приведены к единой меридиональной линии простираия структуры Туруханского поднятия.

предположение следует из отсутствия корреляции этой фации между разрезами. Интересно, что в разрезе цикла концентрации грубых фракций песчаников наблюдаются на двух дискретных уровнях (фация гравийных песчаников – нижний уровень и фация грубозернистых песчаников – верхний). В современных обстановках, близких к предполагаемым в нашем примере, грубозернистые отложения также известны на двух различных глубинах (Shipp, 1984; Leckie, 1988). Эти глубины также близки к тем, которые предполагаются для фаций гравийных песчаников и крупнозернистых песчаников безыменской свиты.

На основе приведенных выше данных для времени формирования средней подсветы безымен-

ской свиты построена модель обстановок осадконакопления (рис. 8). Широкая миграция фациальных поясов, отраженная в циклах, определяла основную черту этого времени. Аналогичная модель применима и к нижней подсвете безыменской свиты с учетом смещения в более дистальные части бассейна, для которых теряется циклическое строение разрезов, а также и к пачкам 6 и 7 верхней подсветы.

Другая группа фаций – фация разнозернистых песчаников, фация мелкозернистых песчаников и аргиллитов, а также фация алевролитов и мелкозернистых песчаников – присутствует лишь в верхней подсвете безыменской свиты (пачки 1 - 5). Фация разнозернистых песчаников отражает

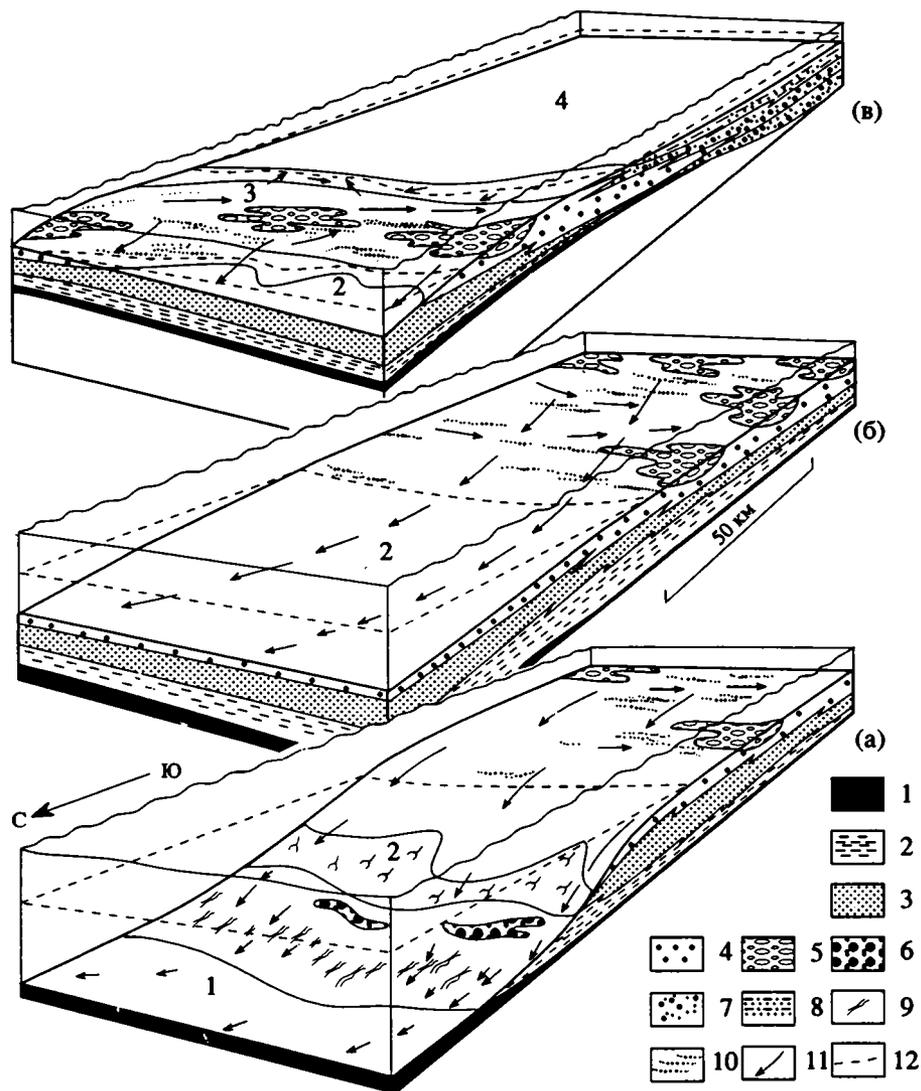


Рис. 8. Обстановки осадконакопления безыменского бассейна.

(а, б) – для времени накопления осадков нижней и средней подсвиты: (а) – на период максимальной скорости проградации (средняя часть цикла), (б) – на период максимальной регрессии (заключительная стадия формирования цикла); (в) – для времени накопления осадков четвертой пачки верхней подсвиты. 1 - 6 – фации: 1 – аргиллитов, 2 – алевролитов, 3 – мелкозернистых песчаников, 4 – крупнозернистых песчаников, 5 – грубозернистых песчаников, 6 – гравийных песчаников; 7, 8 – ассоциации фаций: 7 – крупнозернистых песчаников, разнозернистых песчаников, 8 – мелкозернистых песчаников и аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников; 9 – каналы размыва; 10 – крупная волновая рябь; 11 – направление течений; 12 – глубина распространения (базис) штормовых волн. Цифры на схеме: 1 – дистальная, 2 – проксимальная части внешнего шельфа, 3 – переходная зона; 4 – внутренний шельф.

условия более низких энергий, чем находящиеся с ней в тесной ассоциации фации крупнозернистых песчаников. Это следует как из более мелкозернистого состава песчаных фракций этой фации, так и из более низких амплитуд присущих ей косоволнистых серий. Из анализа текстур можно заключить, что пески были отложены при участии комбинированных (волновых и однонаправленных) потоков, а вариации зернистости могут указывать на изменчивые во времени скорости таких потоков. В то же время на значительную дисперсию направлений (рассеяние) потоков указывает широкая вариация направлений падения

косой слоистости. Тонкие глинистые флазероподобные слойки в песчанниках, встречающиеся лишь в разрезе по р. Сухая Тунгуска, предполагают периоды кратковременных затиший, во время которых мог отлагаться глинистый материал.

Фация мелкозернистых песчаников и аргиллитов и фация алевролитов и мелкозернистых песчаников были отложены в условиях еще более низких энергий среды, что прямо следует из их более мелкозернистого состава. Во второй из этих фаций основная масса песчаного материала выпала из суспензий в глинисто-алевролитовый осадок при отсутствии заметных придонных течений,

на что указывает тонкая горизонтальная слоистость пород, а также отсутствие размывов и обычно наблюдаемого постепенного перехода в основании песчаных слоев. Отмеченные признаки сближают осадки двух рассматриваемых фаций по условиям образования с мелкозернистыми осадками нижних частей рассмотренных выше циклов. Однако в строении этих фаций не наблюдается общей вертикальной направленности гранулометрического состава слагающих их пород. Фациальные взаимоотношения пачек 1 - 5 верхней подсвиты (рис. 1) и основные направления перемещения осадков (рис. 8) позволяют предполагать, что перечисленные фации формировались во внутренних областях бассейна, защищенных от крупных штормовых волн, приходивших с севера. Это наводит на мысль, что барьером, на котором происходило рассеяние энергии волн, служили протяженные поля фаций крупнозернистых и грубозернистых песчаников шириной в первые десятки километров. Перемещение осадков происходило по-прежнему в двух указанных выше направлениях: на северо-запад, в сторону бассейна, и на юго-запад, примерно вдоль изобат, однако падение косой слоистости в фации крупнозернистых песчаников для пачек 3 и 4 показывает более южные направления потоков (рис. 7). Таким образом, в течение штормов во внутренней зоне бассейна глубина проникновения волн заметно уменьшалась, а сравнительно небольшое количество песчаного материала переносилось отливными штормовыми потоками во взвесах в сторону бассейна. Такая ситуация, характерная для пачек 1 - 5 верхней подсвиты, видимо, была обусловлена замедлением темпов прогибания и выравниванием ложа, сокращением поступления осадков и концентрацией значительных масс наиболее грубых песков в более отдаленных участках бассейна. Модель обстановок осадконакопления для пачек 1 - 5 верхней подсвиты безыменской свиты показана на рис. 8в. Как и для средней подсвиты, при накоплении этих пачек отмечается широкая миграция фациальных зон. Такая миграция происходила в сравнительно более проксимальных и более мелководных обстановках, а также в условиях более выровненного рельефа, что следует из анализа мощностей этих интервалов разреза. В пределах шельфа этого времени распознаются три вида обстановок: защищенных зон внутреннего шельфа, переходных зон рассеяния энергий (барьеров) и внешних зон открытого бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные выше данные позволяют предполагать, что терригенный комплекс безыменской свиты был сформирован на относительно мелководном шельфе со штормовым режимом осадконакопления. Открытый обширный бассейн простирался к северо-северо-западу от рассматриваемых разрезов. Волновое влияние

этого бассейна определяло весь ход осадконакопления и было хорошо проявлено в текстурах пород, в направлениях перемещения осадков и распространения волн. В пределах безыменского шельфа можно выделить ряд обстановок: внутренний шельф, представленный, видимо, лишь своей дистальной частью, переходные зоны рассеяния энергий, отделявшие открытый бассейн от защищенных зон внутреннего шельфа, внешний шельф, в пределах которого намечаются проксимальные и дистальные его части (рис. 8). След береговой линии в разрезах Туруханского поднятия не обнаружен, однако, судя по положению изобат, реконструированных по ориентировке крупных знаков ряби, по направлениям основных палеопотоков бассейна и по изменению мощностей, побережье находилось южнее и восточнее района работ.

Перечисленные выше обстановки осадконакопления изменились во времени развития бассейна в результате миграции фациальных зон и в результате общего развития бассейна. Обратимся к анализу цикличности безыменских отложений. В строении безыменской свиты выделяются регрессивные циклы двух различных порядков (рис. 1).

Мелкомасштабные циклы мощностью 10 - 20 м, подробно описанные выше, могли быть обусловлены сравнительно быстрыми колебаниями уровня моря в пределах десятка метров, при этом амплитуда миграции фациальных зон в бассейне составляла лишь первые десятки километров. Короткопериодная цикличность не ощущалась в наиболее дистальных и в наиболее глубоководных частях бассейна (верхняя пачка нижней подсвиты в разрезе по р. Каменная), а в наиболее проксимальных частях внешнего шельфа и в переходной зоне ее следы были уничтожены эрозией. Поэтому четкое циклическое строение разреза внешнего шельфа наблюдается лишь на отдельных его интервалах (рис. 1). В пределах внутреннего шельфа короткопериодная цикличность отражена в чередовании фации крупнозернистых песчаников и фации алеволитов и мелкозернистых песчаников (пачка 4 верхней подсвиты в разрезе по р. Сухая Тунгуска). Накопление крупнозернистых песчаников происходило в периоды высокого уровня моря. В эти периоды площадь внутреннего шельфа представляла собой транзитную зону, через которую значительные массы песчаного материала мигрировали в пределы открытого бассейна. Накопление тонкозернистых осадков внутреннего шельфа шло в периоды низкого уровня моря, когда внутренний шельф был энергетически изолирован от открытого бассейна. Следует отметить, что подобная короткопериодная цикличность ($10^4 - 10^5$ лет) хорошо выражена во многих докембрийских отложениях (Soegaard, Eriksson, 1985; Harris, Eriksson, 1990; Jackson *et al.*, 1990), сходных с безыменскими, и в меньшей мере проявлена в силикокластических толщах раннего палеозоя. На сходство условий осадконакопления бассейновых силикокластичес-

ких осадков указывает и Rhysonetron – текстура, характерная для многих протерозойских разрезов (Hofmann, 1971; Kidder, 1990).

Крупномасштабные регрессивные циклы, которые выделяются в разрезе безыменской свиты, характеризуются общей тенденцией увеличения грубых песчаных фракций в верх по разрезу и значительными мощностями. Всего в разрезе свиты выделяются три полных таких цикла мощностью снизу вверх – 650, 90 и 70 м (рис. 1). Они, вероятно, были связаны с изменением темпа прогибания ложа бассейна, что приводило к латеральной миграции фациальных зон на многие десятки километров (рис. 8). Такая миграция в течение формирования каждого из трех крупных циклов происходила на шельфе с различным и с течением времени все менее дифференцированным рельефом. Выполаживание рельефа, в свою очередь, приводило к растяжению фациальных зон. Так, в начале формирования третьего цикла (основание пачки б) в результате трансгрессии дистальная часть внешнего шельфа распространялась на всю известную площадь безыменского бассейна. Растяжение фациальных зон указывает на последовательно разрастающуюся трансгрессию безыменского моря, при этом важно отметить, что основные черты фациальных зон сохранялись в течение формирования всего разреза свиты, а глубины бассейна, судя по анализу текстур пород, никогда не превосходили максимальных глубин ранне-безыменского бассейна. Таким образом, разрез безыменской свиты представляет собой крупную трансгрессивную последовательность. О самом раннем этапе ее формирования (пачка 1 нижней подсвиты) сведения крайне скудны из-за локального распространения и плохой обнаженности этой пачки, однако можно предположить, что она представляет собой наиболее верхнюю часть крупного цикла, подобного описанному выше.

В пределах проксимальной части внешнего шельфа шторма генерировали два основных течения. Первое – отливное, направленное на север-северо-запад, в сторону открытого бассейна. Это течение оставило наибольший след в фации крупнозернистых песчаников, где направления падений косых серий ориентированы примерно вкрест простирания гребней волновой ряби (рис. 7). Второе вдольбереговое течение было направлено на запад-юго-запад, примерно вдоль гребней ряби и, следовательно, вдоль изобат бассейна. Это течение могло быть вызвано косым подходом волн по отношению к простиранию структур рельефа шельфа. В дистальной части внешнего шельфа о направлении течений можно судить лишь по ориентировке каналов размыва (Gutter casts) и, крайне редко, по косой слоистости заполняющих их осадков. Несмотря на ограниченное число данных, можно наметить определенные тенденции распределения палеотечений в дистальных зонах шельфа. В сравнительно более проксимальных частях этих зон (средняя подсвита) ориентировка

каналов совпадает с направлением отливных потоков, падение косой слоистости ориентировано на север, а в сравнительно более удаленных частях (пачка б верхней подсвиты) наблюдаются восточные и северо-восточные направления течений. Кроме того, в шестой пачке отчетливо выражено правое отклонение потоков по мере удаления в сторону бассейна (рис. 7). Правое отклонение отливных потоков наблюдается и в проксимальной части внешнего шельфа (фашия крупнозернистых песчаников в средней подсвите). Описанная выше система палеотечений безыменского бассейна показана на рис. 8. Можно предполагать, что такие отклонения отливных потоков вызваны ускорением Кориолиса, так как величина отклонения (угол) находится в прямой зависимости от расстояния, проходимого потоком в бассейне. В таком случае безыменский бассейн был расположен в северном полушарии.

Весьма существенно, что зональность безыменского бассейна была проявлена не только в фашиальном облике пород, но и определяла распределение органостенных микрофоссилий. А.Ф. Вейсом и автором было показано, что наиболее богатые ассоциации этих микрофоссилий, включающие морфотипы сложного строения и максимальных размеров, в своем латеральном распространении ограничены проксимальными зонами внешнего шельфа (Экосистемные переводных зон бассейна, так и в сторону более мелководных разнообразие и размеры безыменских микрофоссилий уменьшаются. Примечательно, что указанные особенности наблюдаются неоднократно в разрезе безыменской свиты в составе трех крупных регрессивных циклов. Пики разнообразия и изобилия органостенных микрофоссилий не обнаруживают прямых корреляций с предполагаемыми скоростями накопления глинистых осадков. Трудно объяснить появление таких пиков причинами сноса и концентрации, так как они не приурочены к изменениям рельефа ложа бассейна. Судя по всему, мы имеем дело с отражением некоторого первичного распределения организмов в бассейне, т.е. с палеоэкологическими зонами шельфа. Пока трудно выделить важнейшие причины появления таких зон, однако очевидно, что они более связаны с глубинами бассейна, чем с относительным удалением от предполагаемой береговой линии.

В заключение отметим, что рифейские отложения Туруханского района в современной структуре слагают довольно узкую полосу, в пределах которой наблюдается тектоническое сближение разрезов неопределенного масштаба, что значительно ограничивает возможности палеогеографических реконструкций. Удачным объектом для проверки предложенных реконструкций смогли бы служить разрезы погорюйской свиты Енисейского края, которые слагают обширные поля выходов в пределах этого региона и по всем

признакам коррелируются с разрезами безыменской свиты. Судя по литературным данным (Семихатов, 1962; Постельников, 1980), отложения погорюйской свиты наиболее близки к безыменским в своих крайних, юго-восточных разрезах, видимо, наиболее приближенных к береговой линии. Напротив, в западных разрезах здесь вскрываются более удаленные от источника сноса, более мористые отложения этого времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженова Т.К., Ивановская А.В., Катаева В.Н.* Литолого-геохимические особенности накопления осадков стрельногорской свиты // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 108 - 117.
- Ивановская А.В., Афанасьев С.Л.* Строение разреза и выдержанность слоев отложений рифея стрельногорской свиты р. Нижняя Тунгуска // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 4 - 20.
- Козлов Г.В., Вотях О.А., Александров В.С.* Типовые формации докембрия Туруханского и Игарского поднятий // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 9 - 51.
- Комар В.А.* Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 30 - 35.
- Комар В.А., Серебряков С.Н.* К стратиграфии докембрия Туруханского поднятия // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 6. С. 1321 - 1324.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. С. 133. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Рединга Х. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Петров П.Ю.* Строение и условия накопления нижних свит рифея северной части Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 55 - 66.
- Постельников Е.С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 70 с.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 241 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 236 с.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25 - 33.
- Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1993. Вып. 1.
- Aigner T.* Storm depositional systems. Springer-Verlag, 1985. 174 p.
- Diet B.* Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks // Sedimentol. 1985. V. 32. No. 5. P. 705 - 720.
- Dott R.H., Bourgeois J.* Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences // Bull. Geol. Soc. America. 1982. V. 93. No. 8. P. 663 - 680.
- Fairchild I.J.* Dolomitic stromatolite-bearing units with storm deposits from the Vendian of East Greenland and Scotland: a case of facies equivalence // The Caledonide Geology of Scandinavia. Graham and Trotman, London, 1989. P. 275 - 283.
- Harris C.W., Eriksson K.A.* Allogenic controls on the evolution of storm to tidal shelf sequences in the Early Proterozoic Uncompahgre Group, southwest Colorado, USA // Sedimentol. 1990. V. 37. No. 2. P. 189 - 213.
- Hofmann H.J.* Precambrian fossils, pseudofossils and problematica in Canada // Bull. Geol. Surv. of Canada, 1971. No. 189. P. 36.
- Jackson M.J., Simpson E.L., Eriksson K.A.* Facies and sequence stratigraphic analysis in an intracratonic, thermal-relaxation basin: the Early Proterozoic, Lower Quilalar Formation and Ballara Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia // Sedimentol., 1990. V. 37. No. 6. P. 1053 - 1078.
- Johnson H.D.* Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian of North Norway // Sedimentol., 1977. V. 24. No. 2. P. 245 - 270.
- Kidder D.L.* Facies-controlled shrinkage-crack assemblages in Middle Proterozoic madstones from Montana, USA // Sedimentol., 1990. V. 37. No. 5. P. 943 - 951.
- Komar P.D.* Oscillatory ripple marks and the evolution of ancient wave conditions and environments // J. Sedimentol. Petrol., 1974. V. 44. No. 2. P. 169 - 180.
- Kreisa R.D.* Storm generated sedimentary structures in subtidal Ordovician of Southwestern Virginia // J. Sedimentol. Petrol., 1981. V. 51. No. 3. P. 823 - 848.
- Leckie D.* Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to Hummocky cross-stratification // J. Sediment. Petrol., 1988. V. 58. No. 4. P. 607 - 622.
- Levell B.K.* Evidence for currents associated with waves in Late Precambrian shelf deposits from Finnmark, North Norway // Sedimentol., 1980. V. 27. No. 2. P. 153 - 166.
- Levell B.K.* A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord Formation, Finnmark, North Norway // Sedimentol., 1980. V. 27. No. 5. P. 539 - 557.
- Miller M.C., Komar P.D.* A field investigation of the relationship between oscillation ripple spacing and the near-bottom orbital motions // J. Sedimentol. Petrol., 1980. V. 50. No. 2. P. 183 - 191.
- Mirow P.M., Southard J.B.* Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds // J. Sedimentol. Petrol., 1991. V. 61. No. 2. P. 202 - 210.
- Nøttvedt A., Kreisa R.D.* Model for the combined-flow origin on Hummocky cross-stratification // Geology, 1987. V. 15. No. 4. P. 357 - 361.
- Plummer P.S., Gostin V.A.* Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis? // J. Sedimentol. Petrol., 1981. V. 51. No. 4. P. 1147 - 1156.
- Shipp R.C.* Bedforms and depositional sedimentary structures of a barred nearshore system, Eastern Long Island, New York // Marine Geology, 1984. V. 60. No. 1/4. P. 235 - 259.
- Soegaard K., Eriksson K.A.* Evidence of tide, storm and wave interaction on a Precambrian siliciclastic shelf: the 1700 M.Y. Ortega Group, New-Mexico // J. Sedimentol. Petrol., 1985. V. 55. No. 5. P. 672 - 684.
- Tucker M.E.* Stromatolite biostromes and associated facies in the Late Precambrian Porsanger Dolomite Formation of Finnmark, Arctic Norway // Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol., 1977. V. 21. P. 55 - 83.
- Whitaker J.H. McD.* Gutter casts, a new name for scour-and-fill structures: with examples from the Landoverian of Ringerike and Malmöya, Southern Norway // Norsk Geologisk tidsskrift, 1973. V. 53. No. 4. P. 413 - 417.



Эволюция биосферы

УДК 56.551.7321.733.1(47)

ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ БЕНТОСНОЙ ФАУНЫ НА ГРАНИЦЕ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

© 1993 г. Л. Е. Попов

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

Поступила в редакцию 24.06.92 г.

Во второй половине тремадокского - начале аренингского веков в Балтийском палеобассейне отчетливо прослеживается общая тенденция замещения однообразной бентосной фауны, в которой доминировали немногие виды оленидных трилобитов (Шведско-Латвийская конфация) или лингулат (Северозстонская конфация), новой, значительно более разнообразной фауной, включавшей наряду с трилобитами и лингулатами замковых брахиопод, мшанок, иглокожих и остракод. Появлению этой фауны предшествовал биотический кризис, пришедшийся на первую половину тремадокского века, который привел к практически полному вымиранию бентосной составляющей морской биоты. Событие вымирания приходится на время крайне неустойчивого положения уровня моря и совпадает с максимальным распространением черносланцевой седиментации. Только со второй половины аренинга появление таксонов в результате эволюции местных линий становится сопоставимым со значением иммиграции.

На ордовикский период приходится крупнейшая эволюционная радиация, которая с полным правом может рассматриваться среди важнейших событий в истории фанерозойской морской биоты. За непродолжительный для геологической истории промежуток времени, охватывающий первые десятки миллионов лет, на смену слабо дифференцированным кембрийским бентосным сообществам, в которых среди скелетных животных доминировали трилобиты и лингулаты (беззамковые брахиоподы с фосфатно-кальциевой раковиной), пришла новая фауна. Здесь ведущую роль стали играть неподвижные фильтраторы: замковые брахиоподы, мшанки, разнообразные иглокожие, а начиная со второй половины ордовика табулятоморфные кораллы и ругозы. В течение ордовика резко возросло разнообразие двусторчатых и головоногих моллюсков, остракод, появились нематофорные граптолиты, первые позвоночные (Shergold, 1988).

Первая фаза ордовикской радиации, в продолжение которой в основном завершилось формирование основных разновидностей бентосных сообществ, характерных в дальнейшем для большей части палеозоя, приходится на ранний ордовик.

Целью настоящего исследования является анализ изменений в таксономическом составе, разнообразии и структуре бентосных сообществ

эпиконтинентальных морей в начальную фазу ордовикской эволюционной радиации на примере Балто-Скандинавского палеобассейна. На этой территории Р. Мяннилем и В. Яаануссоном (Jaanusson, 1976) выделяется несколько биофациальных поясов, получивших названия конфаций. Наибольший интерес для анализа представляют фауны Шведско-Латвийской и Северозстонской конфаций. Этот выбор обусловлен относительно хорошей, хотя и далеко не полной в ряде случаев, изученностью трех основных групп: трилобитов, лингулат и замковых брахиопод – в интервале времени с батырбайского века позднего кембрия по конец раннего ордовика. Анализ динамики разнообразия основывается на таксонах родового ранга. Сведения о распространении в позднем кембрии и раннем ордовике 72 родов полимерных трилобитов, 15 родов замковых брахиопод и 12 родов лингулат для Шведско-Латвийской и отчасти Сконенской конфаций основываются главным образом на публикациях. При этом данные о составе комплексов трилобитов в интервале от зоны *Peltura scarabeoides* до зоны *Megistaspis estonica* (рис. 1) могут расцениваться как полные и достоверные (Martinson, 1974; Tjernvik, 1956), а для второй половины аренинга – как неполные. Лингулаты более молодые, чем тремадокские, известны частично только по материалам коллекций Л. Холмера. Замковые брахиоподы от кембрия до

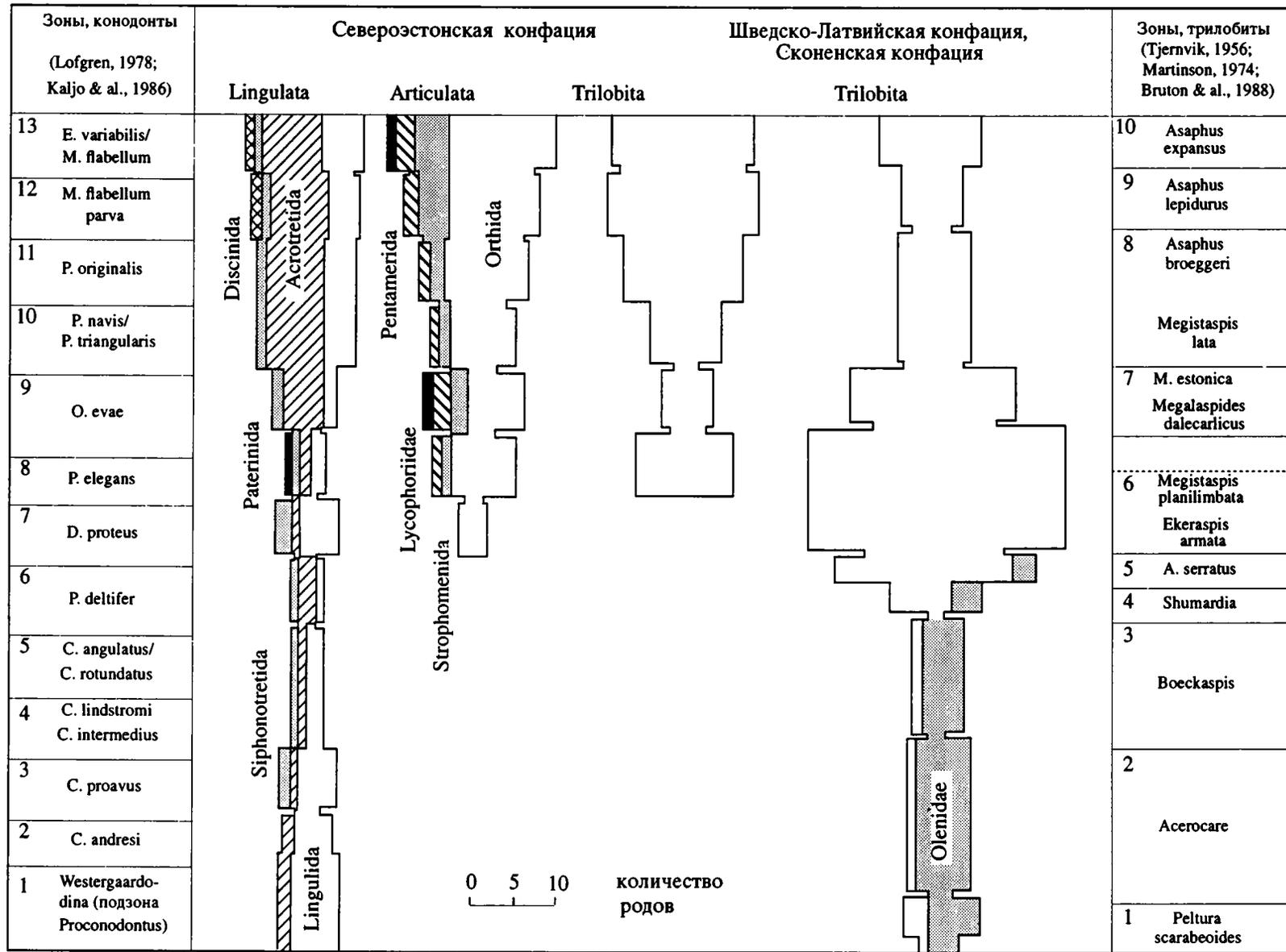


Рис. 1. Изменения родового разнообразия лингулат, замковых брахиопод и полимерных трилобитов в Шведско-Латвийской, Сконенской и Северозэстонской конфациях Балто-Скандинавского палеобассейна от батырбайского яруса верхнего кембрия до конца аренигского яруса нижнего ордовика. Показано количество транзитных, вымерших и вновь появившихся родов, приведенное к границам зональных подразделений (конодонтовых зон для Северозэстонской конфации и трилобитовых зон для Шведско-Латвийской и Сконенской конфаций).

середины аренига редки и представлены единичными родами. Для второй половины аренига лишь для уровня зоны *Asaphus expansus* они могут считаться представительными благодаря исследованиям А. Эпика (Örik, 1939).

Сведения о распространении 32 родов трилобитов, 37 родов замковых брахиопод и 31 рода лингулат для аналогичного временного интервала в Северозэстонской конфации основываются большей частью на переизучении коллекционного материала, хранящегося во ВСЕГЕИ и Институте геологии Эстонии (г. Таллинн). В публикациях эта информация отражена лишь частично. Особенно это касается замковых брахиопод и трилобитов первой половины аренига (латорпского горизонта).

Анализировались также доступные данные о распространении в позднем кембрии и раннем ордовике родов трилобитов, замковых брахиопод и лингулат, обитавших по периферии Восточно-Европейского кратона и на шельфах микроконтинентов и океанических островов, расположенных между ним и Гондваной. Наибольший интерес представляют фауны, описанные из Приполярного и Южного Урала, Чехии, Южной Германии и Свентокшиских гор (Польша). Эти сведения представляют определенный интерес для палеозоогеографических реконструкций и направлений миграций отдельных таксонов и сообществ. Однако они не могут быть использованы для определения возможных центров происхождения тех или иных сообществ, которые были распространены в Балто-Скандинавском палеобассейне в результате иммиграции, поскольку, за исключением Свентокшиских гор, позднекембрийская фауна в упомянутых регионах не известна или не изучена.

Общий характер изменения разнообразия бентосных фаун Балто-Скандинавского палеобассейна в течение второй половины позднего кембрия - раннего ордовика представлен на двух графиках (рис. 1, 2). Первый из них иллюстрирует изменения в численности родового состава комплексов полимерных трилобитов, замковых брахиопод и лингулат и соотношения между исчезающими и вновь появляющимися таксонами на уровнях, отвечающих основным биоэкологическим подразделениям. Второй график представляет кривые изменения разнообразия бентосных фаун Шведско-Латвийской и Северозэстонской конфаций, построенный по методу, предложенному В.Ю. Дмитриевым (Дмитриев, 1989).

Несмотря на существенные литофациальные различия между Северозэстонской конфацией, с одной стороны, и Шведско-Латвийской и Сконенской конфациями - с другой, особенно резкие в позднем кембрии, существенные различия в таксономическом разнообразии и доминирующих группах бентоса для всего Балтийского палеобассейна, отчетливо прослеживается общая тенден-

ция замещения во второй половине тремадока - начале аренига относительно однообразной бентосной фауны, в которой доминировали немногие виды оленидных трилобитов (Шведско-Латвийская конфация) или лингулат (Северозэстонская конфация), новой, значительно более разнообразной фауны, включавшей наряду с трилобитами и лингулатами замковых брахиопод, мшанок, иглокожих остракод. Произошли также значительные изменения на уровне отрядов и семейств в составе комплексов лингулат и трилобитов. Появлению этой новой фауны предшествовало вымирание большинства родов трилобитов и лингулат, многие из которых представляли последние звенья эволюционных рядов, прослеживающихся с начала позднего, а некоторых со среднего кембрия.

С конца позднего кембрия до середины тремадока в пределах Северозэстонской конфации преимущественно накапливались алевритовые и песчаные осадки при полном отсутствии карбонатов. Широкое распространение незакрепленных песчаных грунтов обусловило распространение своеобразных эндемичных бентосных сообществ, в составе которых абсолютно доминировали немногие виды эпибентосных оболид. В их распространении на глубину отчетливо прослеживается тройная биофациальная зональность (Попов и др. 1989). В течение времени от фазы *S. proavus* до *S. angulatus/S. rotundatus* произошло упрощение этой биофациальной зональности за счет вымирания части сообществ. Сохранились наиболее мелководные сообщества с *Ungula* и со *Schmidtites*, которые к началу фазы *S. intermedius* заместились криптогенной фауной лингулат в составе родов *Obolus*, *Lingulella*, *Helmersenina*, тесно связанной с фацией *Skolithos*. Распространение последней приходится на трансгрессивную часть крупного седиментационного ритма, начавшегося после эвстатического минимума в начале фазы *S. proavus* (событие Лэндж Ренч).

Полное вымирание биоты в течение фазы *S. angulatus/S. rotundatus* коррелируется с максимальным распространением бескислородных обстановок в течение трансгрессивной фазы следующего седиментационного ритма, последовавшей вслед за эвстатическим минимумом, приходившимся на вторую половину фазы *S. lindstromi* (событие Блэк Маунтин). В течение этого времени первичная биологическая продуктивность достигла максимума.

В пределах Шведско-Латвийской и Сконенской конфаций в течение всего позднего кембрия и большей части тремадоковского века ордовика преобладала черносланцевая седиментация (квасцовые сланцы оленовой серии и диктионемовые сланцы), которая связывается с существованием апвеллинга вдоль северо-западной окраины континента. В течение второй половины кембрия в этих условиях обитала относительно однообразная

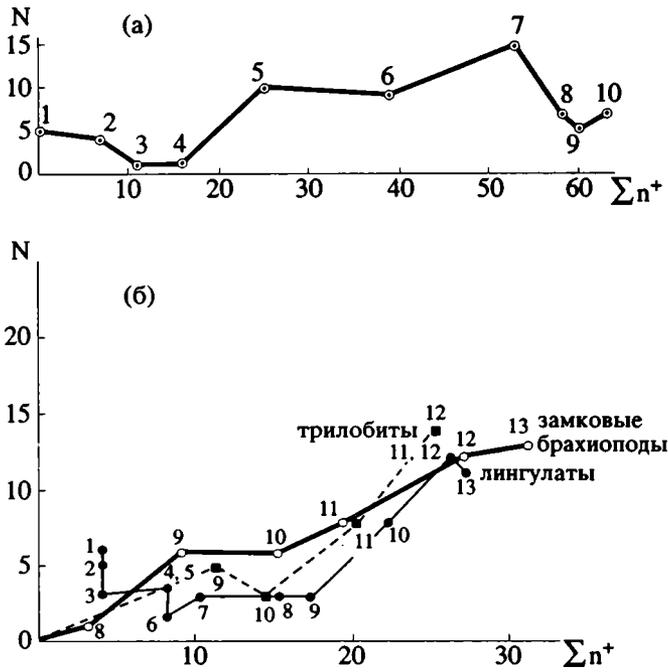


Рис. 2. Кривая изменения разнообразия трилобитов в Шведско-Латвийской и Сконенской конформациях в интервале от зоны *Peltura scarabeoides* до зоны *Asaphus expansus* (а) и кривые изменения разнообразия лингулат, замковых брахиопод и трилобитов в интервале от зоны *Westergaardolina* до зоны *E. variabilis/M. flabellum* в Северозэстонской конформации (б).

На горизонтальной оси показано количество родов, появившихся начиная с батырбайского яруса, на вертикальной – количество проходящих родов на границах конодонтовых (Северозэстонская конформация) и трилобитовых (Шведско-Эстонская и Сконенская конформации) зон. Цифры на кривых – см. рис. 1.

бентосная фауна, в составе которой доминировали полимерные трилобиты семейства *Olenidae*. Согласно палеозоогеографической реконструкции, предложенной для конца кембрия Д. Шергольдом (Shergold, 1988), она принадлежала к достаточно протяженной Балтийской провинции, одной из пяти, выделяемых для этого времени. В течение фаз *Peltura scarabeoides*, *Acerocare*, *Voescaspis* происходит постепенное снижение разнообразия трилобитов, причем в конце фазы *Acerocare* большинство родов исчезает и только *Parabolina* является проходящим. Комплекс оленид на уровне зоны *Voescaspis* практически полностью обновляется, однако остается неясным, является ли его появление результатом иммиграции новой фауны или же это результат трансформации более древних местных таксонов. На возможное значение иммиграции в формировании этого комплекса указывает появление в его составе характерных элементов фауны *Hysterolenus* – *Broeggeria*, получившей достаточно широкое распространение в интервале времени от *S. proavus* до *P. deltifer*. Появление этой фауны, по-видимому,

запаздывает по отношению к ее первому появлению в разрезах пограничных отложений кембрия – ордовика на территории Уэлса (Rushton, 1982) и, возможно, в Южном Казахстане (хр. Кендыктас).

Событие существенного обновления оленидной фауны трилобитов в Балтийском палеобассейне приходится на максимум трансгрессии, последовавшей после эвстатического события Лэндж Ренч, и приблизительно совпадает с появлением первых нематофорных граптолитов (Kaljo *et al.*, 1986).

Вымирание этой фауны близко совпадает с вымиранием оболид на уровне фазы *S. angulatus/S. rotundatus* в Северозэстонской конформации. Проходящими являются только три рода трилобитов (*Saltaspis*, *Niobella*, *Peltocare*) и виды лингулат, характерные для бротгериевого сообщества.

Последующее резкое увеличение разнообразия бентоса в Балто-Скандинавском бассейне является следствием четырех, сменяющих друг друга волн иммиграции в конце тремадока – первой половине аренига. Две из них отвечают началу фазы *D. proteus* и фазе *P. elegans* и приходятся на трансгрессивные части седиментационных ритмов второго порядка в составе более крупного седиментационного ритма, отвечающего крупной раннеаренигской трансгрессии (Fortey, 1984).

Первая волна иммиграции, приходящаяся на фазы *Shumardia* и *A. serratus*, прослеживается только в Шведско-Латвийской и Сконенской конформациях. Она связана с распространением так называемой цератопигиевой фауны. Диагностическими для нее являются виды родов *Shumardia*, *Ceratopigea*, *Apatokephalus*, *Dikelokephalina*, *Symphysurus*, *Platypeltoides*, *Harpides*, *Varvia*, *Euloma*, *Parapilekia*, *Otomotopus* и др. Значительное, более чем в четыре раза, увеличение таксономического разнообразия (рис. 1, рис. 26, точки 4, 5) происходит главным образом за счет иммигрантов, связанных по своему происхождению с более древними фаунами выделяемой Д. Шергольдом (Shergold, 1988) Южно-Китайской провинции. Возможно, что цератопигиевая фауна на юго-восточной периферии Восточно-Европейской платформы появляется несколько ранее, в первой половине тремадока. Во всяком случае, присутствие в составе цератопигиевого комплекса трилобитов, обнаруженного на юге Урала (Балашова, 1961), короткоживущего рода *Jujiyaspis* (= *Alimbetaspis*) дает для подобного утверждения некоторые основания.

Изменения в составе бентоса в пределах Шведско-Латвийской конформации в конце тремадока происходили на фоне постепенного угасания черносланцевой седиментации, сменившейся накоплением карбонатов. Для бентосных фаун Северозэстонской конформации поздний тремадок представляется временем стазиса. Лишь четыре рода лингулат (два из них проходящие) известны здесь из отложений указанного возраста. Со второй половины тремадока в Северозэстонской конформации

появляются первые глауконититы, а черносланцевая седиментация прекращается, что, по всей видимости, отражает существенное снижение биологической продуктивности в бассейне.

Следующая волна миграции имела место в начале аренига (фаза *D. proteus*). В Шведско-Латвийской конфафии она привела к дальнейшему росту общего разнообразия трилобитовой фауны, главным образом за счет появления многочисленных родов азафид (*Megistaspis*, *Ekeraspis*, *Megalaspides*, *Lapidaria*, *Lannacus*, *Hunnebergia*). Вымирание на этом уровне привело к исчезновению из комплексов трилобитов и лингулат, характерных для брөггериевого сообщества (рис. 1).

В Североэстонской конфафии в течение фазы *D. proteus* (Löfgren, 1978) получает распространение разнообразное сообщество лингулат, наиболее характерными для которого являются представители родов *Thysanotos*, *Leptembolon*, *Acrotreta* и сифонотретиды. Эта фауна определенно существовала в Чехии с начала аренига (Havlíček, 1982). Она также известна в Свентокшиских горах, Южной Германии и на Южном Урале. По всей видимости, сообщество с *Thysanotos* и *Leptembolon* возникло в одном из окраинных бассейнов по южной или юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы, а его распространение имело циркумкратонный характер.

Диверсификация на уровне фазы *P. elegans*, отчетливо проявленная в Североэстонской конфафии, представляет последний уровень, на котором увеличение разнообразия обусловлено главным образом иммиграцией новой бентосной фауны. На этом уровне параллельно с началом карбонатной седиментации происходит одновременное появление основных групп бентосной фауны, характерных в Балто-Скандинавском бассейне для ордовика и не известных в составе более древних бентосных сообществ (рис. 1, 2а). Большинство вновь появляющихся таксонов имеет криптогенное происхождение. Так, например, мшанки, брахиоподы отряда *Strophomenida*, энкринуридные трилобиты вообще не известны где-либо из более древних отложений. Исключение, пожалуй, составляют только трилобиты, поскольку большинство из появляющихся на этом уровне родов и видов определенно связаны с одновозрастными или несколько более древними комплексами из Шведско-Латвийской конфафии. Примечательно, что в последней разновидности трилобитов на уровне конодонтовых зон *P. elegans* и *O. evae* заметно снижается.

Далее в течение аренига в Североэстонской конфафии происходит медленное нарастание общего разнообразия бентоса, причем появление новых таксонов за счет дивергенции и трансформации в линиях местного происхождения становится сопоставимым или даже превосходит

в количественном отношении приток за счет иммиграции.

Таким образом, значительное увеличение общего разнообразия бентосной фауны в конце тремадокского - начале аренигского веков в Балто-Скандинавском бассейне является следствием нескольких последовательных иммиграций. Несмотря на то, что вновь появившиеся таксоны, главным образом мшанки, замковые брахиоподы, трилобиты, уже образовали зрелые сообщества, их происхождение остается в большинстве случаев неясным. Только для цератопигиевой фауны трилобитов, распространеннейшей в Балто-Скандии в позднем тремадоке, устанавливается определенная связь с более древней фауной Южно-Китайской провинции (Shergold, 1988).

Начиная со второй половины аренига, появление новых таксонов в результате эволюции местных линий становится сопоставимым со значением иммиграции.

Этим событиям предшествовал биотический кризис, приходящийся на первую половину тремадокского века, который привел к практически полному вымиранию бентосной составляющей морской биоты. Событие вымирания приходится на время крайне неустойчивого положения уровня моря и совпадает с максимальным распространением в Балто-Скандинавском палеобассейне черносланцевой седиментации.

В интервал времени, предшествующий уровню максимальной иммиграции новой фауны в Балто-Скандинавском палеобассейне появляются короткоживущие сообщества, отличающиеся широким географическим ареалом, выходящим за пределы окраинных морей, существовавших по периферии Восточно-Европейской платформы. Примером таких сообществ для Шведско-Латвийской конфафии может служить фауна с *Broeggeria* и *Hysterolenus*, а для Североэстонской конфафии сообщество лингулат с *Thysanotos* и *Leptembolon*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашова Е.А.* Некоторые тремадокские трилобиты Актюбинской области // Ордовик Казахстана. IV. Тремадокские и смежные с ними отложения Казахстана. Тр. ГИН, 1961. Вып. 18. С. 102 - 145.
- Дмириев В.Ю.* О диверсификации морских животных фанерозоя // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени: стратиграфия и палеонтология: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. Вашингтон, июль 1989. М.: Наука, 1989. С. 6 - 13.
- Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф.* Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной обловои толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.
- Bruton D.J., Koch L., Repetski J.E.* The Naersnes Section, Oslo Region, Norway trilobite, graptolite and conodont fossils reviewed // Geol. Mag., 1988. V. 125. No. 4. P. 451 - 455.

- Fortey R.A.* Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications / *Bruton D.J.* (ed.). Aspects of the Ordovician System // *Palaeontol. Contrib.* from the Univ. of Oslo. 1984. No. 295. P. 37 - 50.
- Havliček V.* Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities // *Sbor. geol. Věd, Geologie*, 1982. V. 37. P. 103 - 136.
- Jaanusson V.* Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Balto-Scandia // *Bassett M.G.* (ed.). The Ordovician System: Proceedings of a Palaeontological Association symposium, 1976. P. 301 - 326.
- Kaljo D., Borovko N., Heinsalu H. et al.* The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga clint area (North Estonia and Leningrad region, U.S.S.R.). Eesti NSV teaduste akademia toimetised // *Geologia*, 1986. V. 35. No. 3. P. 97 - 108.
- Löfgren A.* Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden // *Fossils and Strata*, 1978. No. 13. P. 1 - 129.
- Martinson A.* The Cambrian of Norden. Cambrian of the British Isles, Norden and Spitsbergen. London: Wiley, 1974. P. 185 - 283.
- Öpik A.* Brachiopoden und ostrakoden aus dem Expansus-schiefer Norwegens // *Norsk. geol. Tidsskr.*, 1939. V. 19. P. 117 - 142.
- Rushton A.W.A.* The biostratigraphy and correlation of the Merioneth-Tremadoc Series boundary in North Wales // *Bassett M.G., Dean W.T.* (eds). The Cambrian-Ordovician Boundary: Sections, Fossil Distributions, and Correlations. Nat. Mus. of Wales. Geol. Ser. 1982. No. 3. P. 41 - 59.
- Sepkoski J.J., Sheehan P.M.* Diversification, Faunal Change, and Community Replacement during the Ordovician radiation // *Tevesz M.J.S., McCall P.L.* (eds). Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities. New-York, 1983. P. 673 - 717.
- Shergold J.H.* Review of trilobite biofacies distributions at the Cambrian-Ordovician Boundary // *Geol. Mag.*, 1988. V. 125. No. 4. P. 363 - 380.
- Tjernvik T.E.* On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and Fauna // *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 1956. V. 36. P. 107 - 284.



Эволюция биосферы

УДК 561.255:551.733.1:551.5(474.2)

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АКРИТАРХ И КЛИМАТ В РАННЕМ ТРЕМАДОКЕ БАЛТИЙСКОЙ ФИТОПЛАНКТОННОЙ ПРОВИНЦИИ

© 1993 г. Н. А. Волкова

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

Поступила в редакцию 25.01.93 г.

В раннетремадокское время таксономический состав акритарх в умеренной Балтийской фитопланктонной провинции был сходен с таковым холодноводной Средиземноморской провинции. Предполагается, что в раннем тремадоке климат в умеренных широтах был холодным. Возможно, это связано с происходившими в это время двумя крупными регрессивными эвстатическими событиями, имевшими, как полагают, гляциальное происхождение.

Провинциализм ордовикского фитопланктона был установлен еще в 70-е годы (Rauscher, 1973; Vavrdova, 1974). Первый автор в европейском ордовике установил две провинции: Североафриканско-Южноредневропейскую и Северную, куда он отнес Балтийско-Русскую платформу. М. Ваврдова также выделила две провинции: Балтийскую умеренную с господством акантоморфных акритарх и Средиземноморскую с преобладанием диакродиевых. В Балтийскую провинцию она включила северную часть России, Швецию, Польшу, север Германии и, предположительно, часть британских островов. Средиземноморская провинция охватила Бельгию, Францию, Испанию, Северную Африку, Южную Германию, центральную Богемию, Болгарию. При этом она отмечает, что в тремадоке географическая дифференциация фитопланктона не выражена, более четкой она становится только с аренига.

Позднее немецкий исследователь Р. Вольф (Wolf, 1980; см. также: Welsch, 1986), который изучал акритархи из тремадока Испании, дал более детальную характеристику Балтийской и Средиземноморской провинциям, установленным М. Ваврдовой. В тремадоке Балтийской провинции, по его мнению, доминирует род *Baltisphaeridium*, род *Saharidia* в этом районе отсутствует, а распространение рода *Vulcanisphaera* ограничено Южной Польшей. Для тремадока Средиземноморской провинции свойственно господство подгрупп *Diacromorphitae* и *Herkomorphitae*, характерно также присутствие родов *Saharidia*, *Vulcanisphaera*, *Goniosphaeridium*, *Micrhystridium*.

В 1986 г. другой немецкий ученый М. Велш (Welsch, 1986) изучал акритархи из отложений группы Дигермул на севере Норвегии, возраст которой по трилобитам и граптолитам был определен от среднего кембрия до раннего тремадока. В главе, посвященной провинциализму и фациальной зависимости фитопланктона, Велш дает обзор предшествующих работ, посвященных провинциям ордовикских акритарх, и делает вывод, что север Норвегии в раннем тремадоке принадлежал Средиземноморской провинции. Основанием для этого послужило преобладание в фитопланктоне раннего тремадока (микрофлоры AV a, в, AVI) подгрупп *Diacromorphitae* и *Herkomorphitae*, а также присутствие среди *Acanthomorphitae* родов *Multiplicisphaeridium*, *Goniosphaeridium*, *Vulcanisphaera*, при этом род *Baltisphaeridium* был представлен только одним видом в небольшом количестве экземпляров. Однако север Норвегии на палинспастической карте южного полушария, относящейся ко времени кембрий-ордовикского пограничного интервала (Erdtmann, 1982), расположен в умеренных широтах. Для объяснения существования холодноводного фитопланктона в этом районе М. Велш прибегает к помощи холодного течения, омывавшего западный шельф Балтийско-Русской платформы и проникавшего далеко на север (рис. 1). Он отмечает также влияние в этом районе умеренной Балтийской провинции, выразившееся особенно четко в микрофлоре AVa, где присутствуют типичные балтийские элементы, такие, как *Ooidium rossicum* Tim, *Multiplicisphaeridium cervinacornua* Welsch. Наличие указанных видов в микрофлоре AVa, по мнению Велша,

позволяет считать эту микрофлору тремадокской. Они были найдены в оболочках слоев Прибалтики, которые он относит к тремадоку, ссылаясь на старые данные Б.В. Тимофеева (1959, 1966). Согласно современным представлениям, нижняя часть оболочек слоев (юлгаская свита, нижняя часть маардуской пачки каллавереской свиты Эстонии, ладожская свита Ленинградской области) по содержащимся в них конодонтам (Боровко, Сергеева, 1985) принадлежит верхнему кембрию. Виды *O. rossicum* и *M. cervinasomua* (= *Vogtlandia* sp. – Боровко и др., 1984; Волкова, 1989а) известны пока только из нижней части оболочек слоев, из ладожской свиты и низов маардуской пачки (зоны *Proconodontus*, *Cordylodus andresi*), в нижнем тремадоке (зона *Cordylodus proavus*) они не наблюдались. Учитывая эти данные, микрофлору AVa, где, по мнению М. Велша, сказывается влияние умеренной Балтийской провинции, следует отнести к верхнему кембрию. Об этом свидетельствуют также массовые находки в этой микрофлоре *Acanthodiacrodium* cf. *A. spinum* Rasul, вида очень близкого, а возможно, и идентичного *Acanthodiacrodium timofeevii* Golub et Volk. Последний широко распространен в отложениях ладожской свиты. Хорошо сохранившиеся граптолиты и трилобиты в той части разреза, откуда выделена микрофлора AVa, не найдены. Здесь обнаружен только трилобит *Parabolina* sp. В микрофлоре AVa присутствуют таксоны, свойственные комплексу акритарх верхнекембрийской зоны *Peltura* Прибалтики и Московской синеклизы (комплекс ВК4Б – Волкова, 1990).

Как уже указывалось, средиземноморский характер раннетремадокских микрофлор AVb и AVI группы Дигермул на севере Норвегии (зоны *Rhabdinopora flabelliforme*, *Clonograptus tenellus*), которые характеризуются господством *Diacromorphitae*, *Herkomorphitae*, Велш объясняет существованием холодного течения. Однако фитопланктон, очень близкий к средиземноморскому, существовал также в раннем тремадоке на территории Прибалтики, принадлежащей к умеренной Балтийской провинции. Прибалтика находилась в это время под влиянием течения с более высокой температурой воды (рис. 1) из экваториальных широт (Erdtmann, 1982).

В последние годы автор (Волкова, 1989а, б) изучала акритархи из отложений нижнего тремадока (граптолитовая зона *Rhabdinopora flabelliforme*, конодонтовые зоны *Cordylodus proavus* – *C. rotundatus/C. angulatus*) Эстонии и Ленинградской области. В фитопланктоне зоны *C. proavus* ряда разрезов приглинтовой полосы Эстонии (обнажения Вихула, Сухкрумяги, скв. Маарду-9; Волкова, 1989а) господствующее положение занимают *Diacromorphitae* и *Herkomorphitae*. Участие диакродиевых, которые представлены родами *Acanthodiacrodium*, *Arbusculidium*, *Dasydiacrodium*, *Priscotheca*, *Trachydiacrodium*, составляет от 15 до 35% (табл. 1). Фитопланктон этой зоны был назван комплексом с *Acanthodiacrodium angustum*, *Dasydiacrodium ornatum*, *Arbusculidium striatulum* (Волкова, 1989б). Таксоны, относящиеся к *Herkomorphitae* (роды *Cristallinium*, *Cymatogalea*, *Cymatiosphaera*, *Stelliferidium*) более многочисленны, их

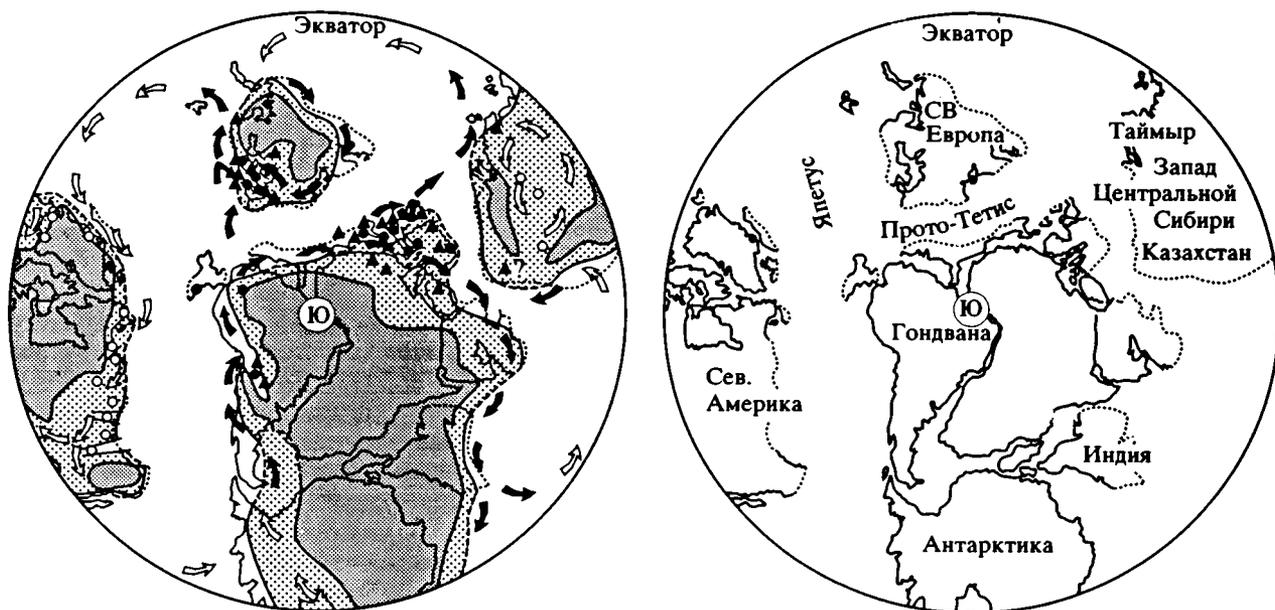


Рис. 1. Раннеордовикская палинспастическая карта южного полушария (Erdtmann, 1982, с изменениями). Стрелками указаны течения: светлыми – предположительно тепловодные, с точками – предположительно с умеренной температурой, черными – предположительно холодноводные.

Таблица 1. Количественный состав (% , кроме указанных экземпляров) основных морфологических типов акритарх в разрезах нижнего тремадока приглинтовой полосы Эстонии и Ленинградской области (Волкова, 1989а, б) и в нижнем тремадоке группы Дигермул на севере Норвегии (Welsch, 1986)

Таксон	Приглинтовая полоса Эстонии и Ленинградской области											Север Норвегии	
	зона <i>Cordylodus proavus</i>					зоны <i>C. lindstroemi</i> – <i>C. angulatus/C. rotundatus</i>						зоны <i>R. flabelliforme</i> – <i>C. tenellus</i>	
	обнаже- ние Вихула	обнажение Сухкрумяги	СКВ. Маарду-9			обнажение у г. Тойла						обнажения на п-ве Дигермул	
	№ образцов											микробиота	
	17/7	49/4	S843A	S842A	131.4 м	Э45/8	Э45/9	Э45/10	Э45/11	Э45/12	Э45/13	AVв	AVI
Diacromorphitae	27.5	35.0	15.0	27.5	16.0	51.0	52.0	16.5	14.0	25.0	33.0	15.60	8.51
Herkomorphitae	42.0	32.0	32.5	54.0	51.5	13.0	7.5	18.0	34.0	31.5	25.0	32.3	63.83
Baltisphaeridium	7.0	7.0	0.5	0.5	4.0	3.5	2.0	0.5	0.5	4.0	1.0	1 - 5 экз.	1 - 5 экз.
Vulcanisphaera	0.5	0.5				19.5	9.5	1.0	0.5				

участие колеблется от 32 до 54%. Род *Baltisphaeridium*, представленный двумя видами, занимает скромное место в комплексе, его количество колеблется от 0.5 до 7.0%. Присутствуют также единичные виды рода *Vulcanisphaera*. Исследование акритарх из более высоких конодонтовых зон нижнего тремадока (*C. lindstroemi*, *C. rotundatus/C. angulatus*) в разрезах приглинтовой полосы Эстонии и Ленинградской области (обнажение у г. Тойла и на р. Сясь; Волкова, 1989б) также показало наличие значительного количества диакродиевых и херкоморфит в фитопланктоне этого времени. Так, в комплексе акритарх из вихулаской и орасояской пачек лахемааской свиты у г. Тойла диакродиевые составляют от 14.0 до 52% (табл. 1), количество херкоморфит колеблется от 7.5 до 34%, а участие рода *Baltisphaeridium* составляет максимум 4.0%. Характерно присутствие в этих отложениях рода *Vulcanisphaera*, представленного видами *V. britannica* Rasul., *V. imparila* Rasul, описанными из тремадока Англии (Rasul, 1976). В некоторых образцах участие этого рода достигает 19.5%. Исключение составляют диктионемовые сланцы (тоолсеская и тюрисалуская пачки в обн. у г. Тойла и верхняя часть копорской свиты на р. Сясь), которые характеризуются доминированием сфероморфных форм (род *Leiosphaeridia*, "Петли Эйзенака"). Специфический состав фитопланктона в этих сланцах, по-видимому, связан с особыми условиями их формирования в мелководных заливообразных бассейнах (Лапо, Михайлова, 1988). Однако редкие экземпляры диакродиевых и рода *Vulcanisphaera* в них обнаружены.

В микробиотах AVв и AVI раннего тремадока группы Дигермул (Welsch, 1986) диакродиевые составляют в AVв 15.6%, в AVI – 8.51%, а херкоморфиты соответственно 32.3 и 63.83%, род *Baltisphaeridium* представлен единичными экземплярами,

а роды *Vulcanisphaera* и *Saharidia* вообще отсутствуют.

Приведенные данные показывают, что в обоих регионах (и на севере Норвегии, и в Прибалтике) в составе фитопланктона раннего тремадока значительная роль принадлежит подгруппам *Diacromorphitae* и *Herkomorphitae* (таблица 1), а род *Baltisphaeridium* занимает подчиненное положение. В фитопланктоне присутствуют также роды *Goniosphaeridium*, *Michystridium* и *Vulcanisphaera*. Не встречен только род *Saharidia*, однако он известен из пограничных слоев верхнего кембрия - нижнего тремадока Московской синеклизы (Волкова, 1990). Следовательно, критерии, предложенные при выделении Балтийской провинции (господство рода *Baltisphaeridium*, отсутствие родов *Vulcanisphaera* и *Saharidia*; Welsch, 1986) для раннего тремадока, не состоятельны. Состав фитопланктона в это время и в высоких, и в умеренных широтах был практически идентичен.

Основным действующим фактором пространственного размещения раннеордовикского фитопланктона М. Велш считает палеоклимат, оказывавший влияние на температуру водных масс, что было установлено ранее для силура (Cramer, Diez, 1974). Можно предположить, что климат в раннетремадокское время в умеренных широтах был холодным, сходным с климатом высоких широт. Возможно, это связано с происходившими в это время крупными регрессивными эвстатическими событиями ARE (Acerogare Regressive Event) и PRE (Peltogare Regressive Event), имевшими, как полагают, гляциальное происхождение (Erdtmann, 1986). Существование двух оледенений в начале и в конце раннего тремадока могло сказаться на общем похолодании климата в умеренных широтах. В фитопланктоне раннего тремадока тепловодной низкоширотной провинции, который

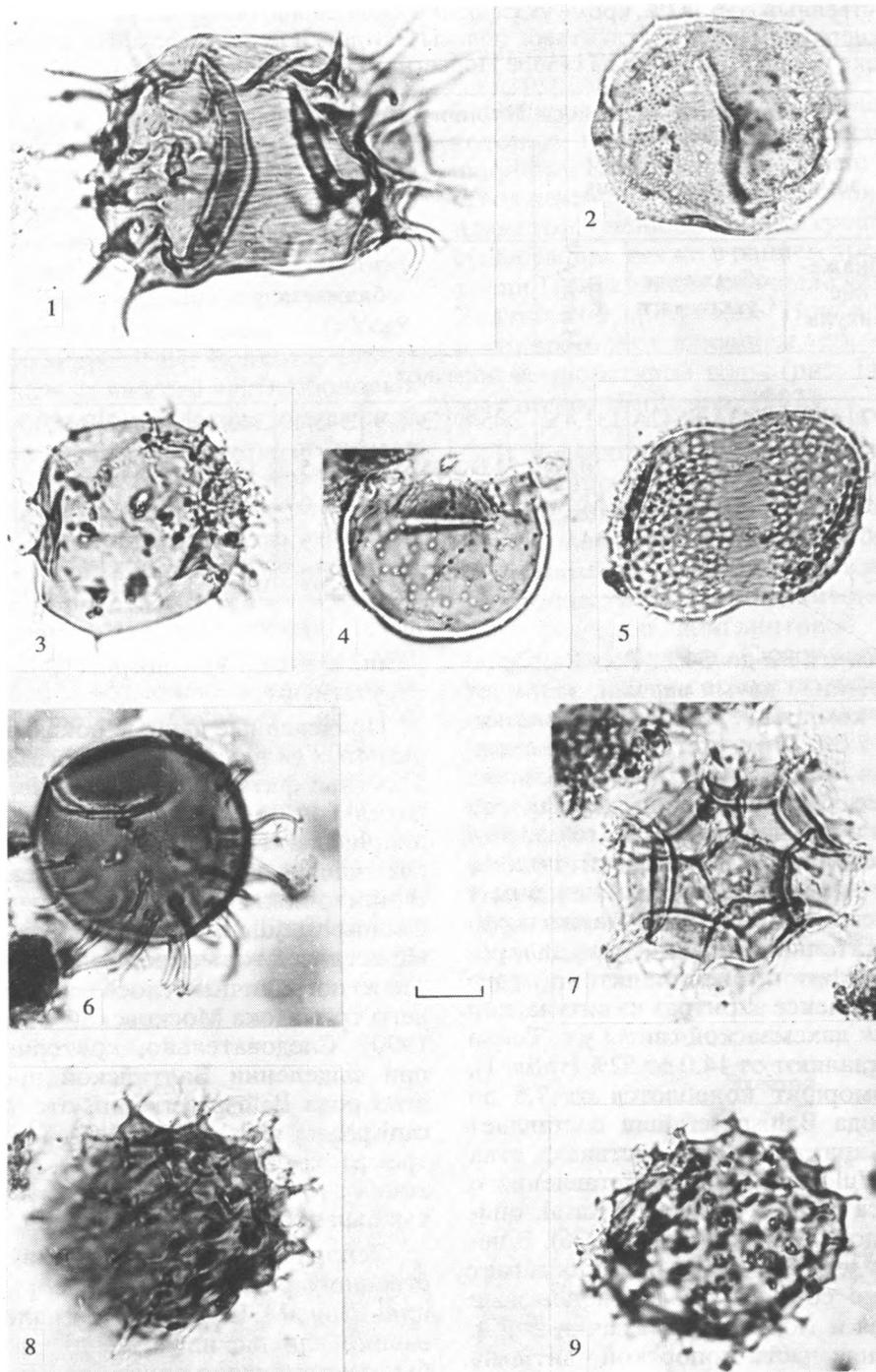


Таблица I. Акритархи нижнего тремадока Балтийской провинции.

Длина масштабной линейки для всех фигур – 10 мкм.

Подгруппа Diastomorphitae (1 - 3, 5): 1 – *Acanthodiascrodium ubui* Martin; преп. ГИН 3937/06377-4; обн. у г. Тойла, обр. Э 45/9; лахемааская свита, вихулааская пачка; 2 – *A. comptulum* Rasul; преп. ГИН 3937/06880-1; Эстония, обн. Сухкрумяги, обр. Su-84-1A, каллавереская свита, маардуская пачка; 3 – *Arbusculidium rommelaerei* Martin; преп. ГИН 3937/06378-1; Эстония, обн. у г. Тойла; обр. Э 45/8A; лахемааская свита, вихулааская пачка; 5 – *Acanthodiascrodium angustum* (Downie) Combaz; преп. ГИН 3937/06378-2; Эстония, обн. у г. Тойла, обр. Э 45/8; лахемааская свита, вихулааская пачка.

Подгруппа Herkomorphitae (4, 6, 7): 4 – *Sumatiogalea cuvillieri* (Deunff) Deunff; преп. ГИН 3937/06393-1; Эстония, обн. на р. Суурыйги ниже с. Вихула; обр. Э 49/4; каллавереская свита, маардуская пачка; 6 – *Stelliferidium cortinulum* (Deunff) Deunff *et al.*; преп. ГИН 3937/06378-2; Эстония, обн. у г. Тойла, обр. Э 45/8; лахемааская свита, вихулааская пачка; 7 – *Sumatiosphaera* sp.; преп. ГИН 3937/06378-2; местонахождение то же.

Подгруппа Acanthomorphae (8, 9): 8 – *Vulcanisphaera britannica* f.1. Rasul; преп. ГИН 3937/06378-1; Эстония, обн. у г. Тойла, обр. Э 45/8; лахемааская свита, вихулааская пачка; 9 – *Vulcanisphaera imparila* f. 4 Rasul; преп. ГИН 3937/06378-2; местонахождение то же.

известен из провинции Гирин на северо-востоке Китая (Yin, 1986) и из провинции Альберта в Канаде (Martin, 1992), родовое и видовое разнообразие диакродиевых и херкоморфит сильно обедняется. Фитопланктон этого уровня низких широт характеризуется присутствием форм своеобразного морфологического строения (роды *Corollasphaeridium*, *Goniomorpha*), которые найдены пока только в вышеназванных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Волкова Н.А. и др. Опорный разрез пограничных отложений кембрия и ордовика северо-запада Русской плиты (р. Ижора) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 7. С. 54 - 63.

Боровко Н.Г., Сергеева С.П. Конодонты верхнекембрийских отложений Балтийско-Ладожского глинта // Изв. АН ЭССР. Геол., 1985. Т. 34. № 4. С. 125 - 129.

Волкова Н.А. Акритархи пограничных отложений кембрия и ордовика севера Эстонии // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989а. № 7. С. 59 - 67.

Волкова Н.А. Акритархи верхней части пакерортского горизонта севера Эстонии и Ленинградской области // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН АН СССР, 1989б. С. 4 - 16.

Волкова Н.А. Акритархи среднего и верхнего кембрия Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1990. 114 с.

Лапо А.В., Михайлова Н.С. К вопросу об исходном материале органического вещества диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна // Горючие сланцы. 1988. Т. 5. № 4. С. 348 - 355.

Тимофеев Б.В. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 320 с.

Тимофеев Б.В. Микрорепалеофитологическое исследование древних свит. М.-Л.: Наука, 1966. 238 с.

Cramer F.H., Diez de Cramer M.d. C. R. Early Paleozoic palynomorph provinces and paleoclimate // Soc. Econ. Paleontol. and Mineralog. Spec. Publ. 1974. No. 21. P. 177 - 188.

Erdtmann B.-D. Palaeobiogeography and environments of planktic dictyonemid graptolites during the earliest Ordovician // Nat. Mus. of Wales, Geol. ser. 1982. No. 3. P. 9 - 27.

Erdtmann B.-D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctation in early nematophorid (planktic) graptolite evolution // Walliser E.O. (ed.). Global Bio-Events: Lecture Notes in Earth Sciences. 8. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg, 1986. P. 139 - 152.

Martin F. Uppermost Cambrian and lower Ordovician acritarchs and lower Ordovician chitinozoans from Wilcox Pass, Alberta // Bull. Geol. Surv. Canada, 1992. No. 420. 57 p.

Rasul S.M. New species of the genus *Vulcanisphaera* (Acritarcha) from the Tremadocian of England // Micropaleontology. 1976. V. 22. No. 4. P. 479 - 484.

Rauscher R. Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicien et le Silurien en France. Etudes des acritarches, des chitinozoaires et des spores // Sci. géol. Univ. Louis Pasteur Strasbourg. Inst. géol., 1973. Mem. 38. P. 1 - 224.

Vavrdova M. Geographical differentiation of Ordovician acritarch assemblages in Europe // Rev. Palaeobot. and Palynolog., 1974. V. 18. No. 1 - 2. P. 171 - 175.

Welsh M. 1986. Die Acritarchen der höheren Digermul-Gruppe, Mittelkambrium bis Tremadoc, Ost-Finnmark, Nord-Norwegen // Palaeontographica. Abt. B., 1986. Bd. 201. Lfg. 1 - 4. 109 s.

Wolf R. The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part I: The lower Ordovician sequence of Celtiberia // N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 1980. Bd. 160. No. 1. S. 118 - 137.

Yin Lei-ming. Acritarchs // *Chen Jun-juan* (ed.). Aspects of Cambrian-Ordovician boundary in Dayangcha, China. China Prospect Publishing House, Beijing, 1986. P. 314 - 373.



Эволюция биосферы

УДК 563.719:551.733.3

ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ В ЭВОЛЮЦИИ ЛУДЛОВСКИХ ГРАПТОЛИТОВ

© 1993 г. Т. Н. Корень

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

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

После события массового вымирания в конце гомера появляется и широко расселяется новая лудловская граптолитовая фауна. Своим происхождением она связана с консервативным пристиограптовым стволом, представленным единичными видами-генералистами, на основе которых возникают более сложные морфотипы, прогрессивно развивающиеся в позднем силуре. В результате последовательных радиационных событий максимальная таксономическая дифференциация граптолитов достигается к началу лудфорда. Однако даже в период кратковременного стазиса по морфологическому разнообразию они значительно уступают венлокским. События вымирания в позднем лудлове часто нарушают стазис пелагических сообществ и определяют направления и характер дальнейших морфологических изменений. Последние происходят в рамках жесткой модели развития монограптовой колонии и концентрируются в основном на апертурах тек, что свидетельствует об их адаптивной природе. Для лудловских граптолитов характерна высокая скорость видообразования и фонового вымирания, а также частое замещение морфоэкологических типов в последовательно развивающихся сообществах. Обратные соотношения разнообразия синхронных плектограптовой и монограптовой фаун, по-видимому, свидетельствуют о разной адаптивной реакции колоний с сетчатой и сплошной перидермой на одни и те же экологические перестройки.

Пелагические толщи с граптолитами в разрезах нижнего лудлова (горсти) представлены в основном черносланцевыми фациями, которые широко распространились в результате мощной поственлокской трансгрессии. Палеогеографически их седиментация происходила по периферии краевых бассейнов и у подножий континентальных склонов. Сформированные в этих обстановках толщи обычно имеют небольшие мощности и слагают непрерывные, хорошо фаунистически охарактеризованные последовательности, обеспечивающие высокую детальность биоэкологического расчленения. Для верхнего лудлова (лудфорда) характерно широкое развитие глубоководных терригенных и карбонатных толщ турбидитного происхождения, накопление которых прерывало черносланцевую седиментацию. Сокращение объема граптолитовых аргиллитов до маломощных прослоев среди песчаников и калькаренитов на многих территориях отражается на полноте палеонтологической характеристики и детальности зональной последовательности (Канадская Арктика, арктические районы России, Центральная Европа и другие). В связи с этим в различных региональных схемах количество граптолитовых зон лудлова колеблется от трех до одиннадцати. Для проведения широких межрегиональных корреляций разработана последовательность укруп-

ненных стандартных зон (Корень, 1984), которая с небольшими изменениями используется в настоящей статье для анализа динамики разнообразия лудловских граптолитов. Эта шкала позволяет с минимальной погрешностью включать в анализ разрезы с различной полнотой палеонтологической характеристики и неадекватной детальностью местного зонального расчленения.

Представления о раннелудловских граптолитах складывались, начиная с первых этапов изучения группы, главным образом на разрезах Великобритании и континентальной Европы. Новые фауны позднего лудлова, почти неизвестные в классических британских разрезах, впервые были изучены в фациях краевых бассейнов на западных окраинах Восточно-Европейской платформы. Сравнительному анализу морфологии и филогении лудловских граптолитов посвящены основополагающие работы А. Урбанека (Urbanek, 1958, 1966, 1970). Позднее интересные исследования по граптолитам верхнего силура Вольни были проведены П.Д. Цегельнюком (1976, 1981; Силур Подолии ..., 1983). Значительно расширились и уточнились представления о составе ассоциаций и диапазонах распространения многих диагностических таксонов в результате изучения лудловских отложений с граптолитами в Арктической Канаде и Южном Тянь-Шане

(Lenz, 1988, 1990; Lenz, Melchin, 1987; Корень и др., 1986, 1988).

Лудловскому ярусу общей шкалы, согласно современному определению его границ (Bassett, 1985), соответствует последовательность граптолитовых зон от *nilssoni/colonus* до *ragultimus*. Характерная для этого стратиграфического интервала граптолитовая фауна представлена в основном монографтидами, прошедшими пик максимального разнообразия значительно раньше, уже во второй половине лландовери (70 - 75 видов в зонах *gregarius* и *turgiculatus* - Koren, Rickards, 1979; Loydell, 1991). В венлоке таксономический состав зональных ассоциаций снизился до 20 - 25 видов в одной зоне и оставался приблизительно постоянным до почти полного вымирания раннесилурийских филетических линий в конце зоны *lundgreni* (Корень, 1992; Jaeger, 1991; Koren, 1991). Этот кризис выражен в резком сокращении числа видов и морфологического разнообразия в пределах всех существовавших в то время подсемейств *Plectograptinae*, *Monograptinae* и *Cyrtograptinae*. Видовой состав двух первых подсемейств снижается до одного таксона, тогда как циртографтиды вымирают полностью. Вскоре после этого события в начале зоны *passadeubeli* происходит дивергенция консервативного транзитного ствола *Pristiogartus dubius*, в результате которой возникают две новые линии развития *idoneus-sherrardae* и *praedeubeli-ludensis*. Позднегомерское время в эволюции монографтид отвечает посткризисному интервалу, когда в широких географических ареалах распространяются морфологически однообразные ассоциации. Возникшие экосистемы были более благоприятны для адаптации плектографтид, имевших облегченную сетчатую перидерму, которые после короткого интервала (*nassa/dubius*) вступают в фазу диверсификации. К началу зоны *ludensis*, когда количество монографтид вновь снижается до двух - трех видов, плектографтиды достигают максимума разнообразия, выразившегося в существовании весьма различных специализированных колоний. Событие вымирания в конце зоны *ludensis* затрагивает в основном плектографтид.

С началом лудловской трансгрессии быстро расселяется вновь возникшая граптолитовая фауна. Основные изменения в направлениях морфологического развития граптолитов на рубеже венлока и лудлова сводятся к следующему:

1) исчезновение текальных кладиумов с последующим преобладанием в ассоциациях обычных монографтидовых колоний до конца силура;

2) уменьшение разнообразия морфотипов тек в результате исчезновения колоний с треугольными изолированными теками, снабженными своеобразными апертурными структурами;

3) замещение приодоновой теки унцинатной, у которой развиты дорсальные или дорсолатеральные капюшоны, и заметное уменьшение размеров колоний;

4) значительно более заметные изменения размеров и формы сикулы в нескольких линиях развития на фоне общего снижения разнообразия формы колоний;

5) преобладание апертурных структур тек в виде парных латеральных лопастей - наиболее успешного морфоэкологического типа среди всех известных в лудлове.

Последовательные морфологические изменения концентрируются в основном на устьях тек и осуществляются в направлении усложнения апертурных структур. Менее характерны тенденции к удлинению и перекрытию тек в различных видовых группах и родах при относительно стабильном строении текальных апертур. В одних линиях развитие происходит путем направленной филетической эволюции, в других - этот процесс прерывается событиями дивергенции. Характерно также возникновение гомеоморфных структур на апертуре тек в параллельно развивающихся линиях. Максимальная таксономическая дифференциация лудловских граптолитов до 20 - 25 одновременно существовавших видов достигается к началу лудфорда (рис. 1). Однако даже в период кратковременного эволюционного равновесия (зона *leintwardinensis*) по разнообразию морфотипов они значительно уступают венлокским. К концу лудлова почти все известные линии развития достигают крайней специализации тек и вымирают, освобождая экологическое пространство для новой раннепржидольской фауны, эволюция которой происходит в рамках еще более ограниченного набора морфотипов.

Приводимый ниже анализ динамики разнообразия лудловских граптолитов в последовательные зональные интервалы основан в первую очередь на результатах посантиметрового опробования конденсированных черносланцевых толщ курсалинской свиты Алайского хребта (рис. 2, 3). Здесь, в опорных разрезах по саю Пешкаут и вблизи пос. Туль выделены граптолитовые зоны: *nilssoni/colonus*, *scanicus/chimaera*, *leintwardinensis*, *comutus/podoliensis* и *formosus/spineus* (Корень, Риненберг, 1988; Koren, 1992). Подстилающие и перекрывающие отложения содержат непрерывную последовательность граптолитовых зон верхнего венлока и нижнего пржидола. В курсалинской свите достоверно определены диапазоны распространения основных членов комплекса и границы выделенных зон (рис. 1). Это дает возможность диагностировать изменения морфологического и таксономического разнообразия разного масштаба не только на зональных границах, но и внутри зональных интервалов (рис. 2, 3). Для оценки общих закономерностей разнообразия лудловских граптолитов также использованы биостратиграфические материалы по разрезам горстийских и нижнелудфордских отложений Великобритании (Rickards, 1976), мельникских и седлецких слоев Польши (Urbanek, 1966, 1970), тиритско-уличских отложений Волыни (Цегельнюк, 1976, 1981),

Вид	горстий		Лудлов			Пржи- дол	Ярус
	nilssoni/ colonus	scanicus/ chimaera	leintwar- dinensis	лудфорд			
				cornutus/ podoliensis	formosus/ spineus		
<i>N. nilssoni</i> (Lapw.)							Диапазон распространения видов монографтид
<i>P. idoneus</i> Koren						parultimus	
<i>S. (C.) colonus</i> (Barr.)							
<i>S. (C.) roemeri</i> (Barr.)							
<i>B. bohemicus</i> (Lapw.)							
<i>P. dubius</i> (Suess)							
<i>L. simplex</i> Urb.							
<i>S. (S.) semispinosus</i> (E. et W.)							
<i>Cc. pazdroi</i> Urb.							
<i>L. progenitor</i> Urb.							
<i>S. (S.) chimaera</i> (Barr.)							
<i>L. sc. parascanicus</i> (Kühne)							
<i>L. expectatus</i> Urb.							
<i>M. ex gr. uncinatus</i> (Tullb.)							
<i>L. s. scanicus</i> (Tullb.)							
<i>L. invertus</i> Urb.							
<i>S. (S.) ch. salweyi</i> (Hopk.)							
<i>N. beklemishevi</i> Urb.							
<i>P. aff. tumescens</i> (Wood)							
<i>B. praecornutus</i> Urb.							
<i>B. tenuis</i> (Bouč.)							
<i>M. dalejensis</i> Bouč.							
<i>M. aff. dalejensis</i> Bouč.							
<i>S. (S.) leintwardinensis</i> (Hopk.)							
<i>S. (S.) linearis</i> (Bouč.)							
<i>Lobograptus</i> sp. n.							
<i>Cucullograptus</i> sp. n.							
<i>C. hemiaversus</i> Urb.							
<i>C. a. aversus</i> Urb.							
<i>C. a. rostratus</i> Urb.							
<i>L. cirifer</i> Urb.							
<i>Nl. auriculatus</i> Urb.							
<i>Nl. inexpectatus</i> (Bouč.)							
<i>M. telitensis</i> Lenz							
<i>M. latilobus</i> (Tseg.)							
<i>L. posthumus</i> (R. Richt.)							
<i>B. cornutus</i> Urb.							
<i>Monograptus</i> sp. n. 1							
<i>M. ("Dulebograptus")</i> sp.							
<i>Pl. podoliensis</i> Prib.							
<i>Pl. proprius</i> (Koren)							
<i>M. aff. canaliculatus</i> (Tseg.)							
<i>Monograptus</i> sp. n. 2							
<i>M. forsivus</i> (Tseg.)							
<i>M. abhorens</i> (Tseg.)							
<i>M. balticus</i> Teller							
<i>M. spineus</i> (Tseg.)							
<i>P. fragmentalis</i> Bouč.							
<i>M. formosus</i> Bouč.							
<i>M. cf. rarus</i> (Teller)							
<i>Ps. lidiae</i> Koren							
<i>M. parultimus</i> Jaeger							

жопанинских слоев Баррандиена (Přibyl, 1983; Jiř et al., 1986) и формации Кейп Филлипс Арктической Канады (Lenz, 1990).

График динамики видового разнообразия лудловских монографтид (рис. 4) показывает определенную степень симметрии с отчетливо выраженным максимумом разнообразия в конце зоны *leintwardinensis*. Скорость достижения и последующей потери разнообразия приблизительно сопоставимы. Диверсификация раннелудловских граптолитов происходит ступенчато, в результате обитаний радиации в начале зон *nilssoni/colonus*, *scanicus/chimaera* и *leintwardinensis*.

Наиболее глубокие морфологические преобразования характеризуют начальную фазу лудловской радиации (рис. 4, R₂), когда появляются новые прогрессивные линии развития с тенденцией к постепенному усложнению апертурного аппарата теки. Позднегомерская линия развития *idoneus-zettardae* на рубеже зон *ludensis* и *nilssoni/colonus* дает начало новым лудловским фаунам: кукуллографтовой (*Lobograptus*), неокуллографтовой (*Neodiversograptus*) и линографтовой (*Neodiversograptus*). Вторая поздневенлокская линия развития *praedeubeliludensis* служит предковой для эзографтовой фауны, которая во многих разрезах доминирует в зональных граптолитовых ассоциациях раннего лудлова. С начала зоны *nilssoni/colonus* происходит ее расщепление на две ветви: эзографтовую (*S. varians*) и колонографтовую (*C. colonus* и *C. goetneri*), которые на основе процессов дивергенции и филетической эволюции параллельно развиваются до начала лудфорда включительно. Эволюция этой фауны характеризуется модификацией апертурного аппарата в виде парных латеральных выростов различной формы, а также разной степени астогенетической пенетрантности и экспрессивности новых признаков.

В начале зоны *nilssoni/colonus* появляется несколько новых морфотипов монографтид с апертурными лопастями из микрофузеллярной ткани (*M. microroma*) и дорсальными капюшонами, состоящими из обычных фузеллюсов (*M. uncinatus*). Происхождение последних остается криптогенным. Также пока неизвестны предки синхронно появляющихся плектографтид, таких, как *Plectograptus macilentus*, *Spinograptus spinosus* и *Holoretiolites*.

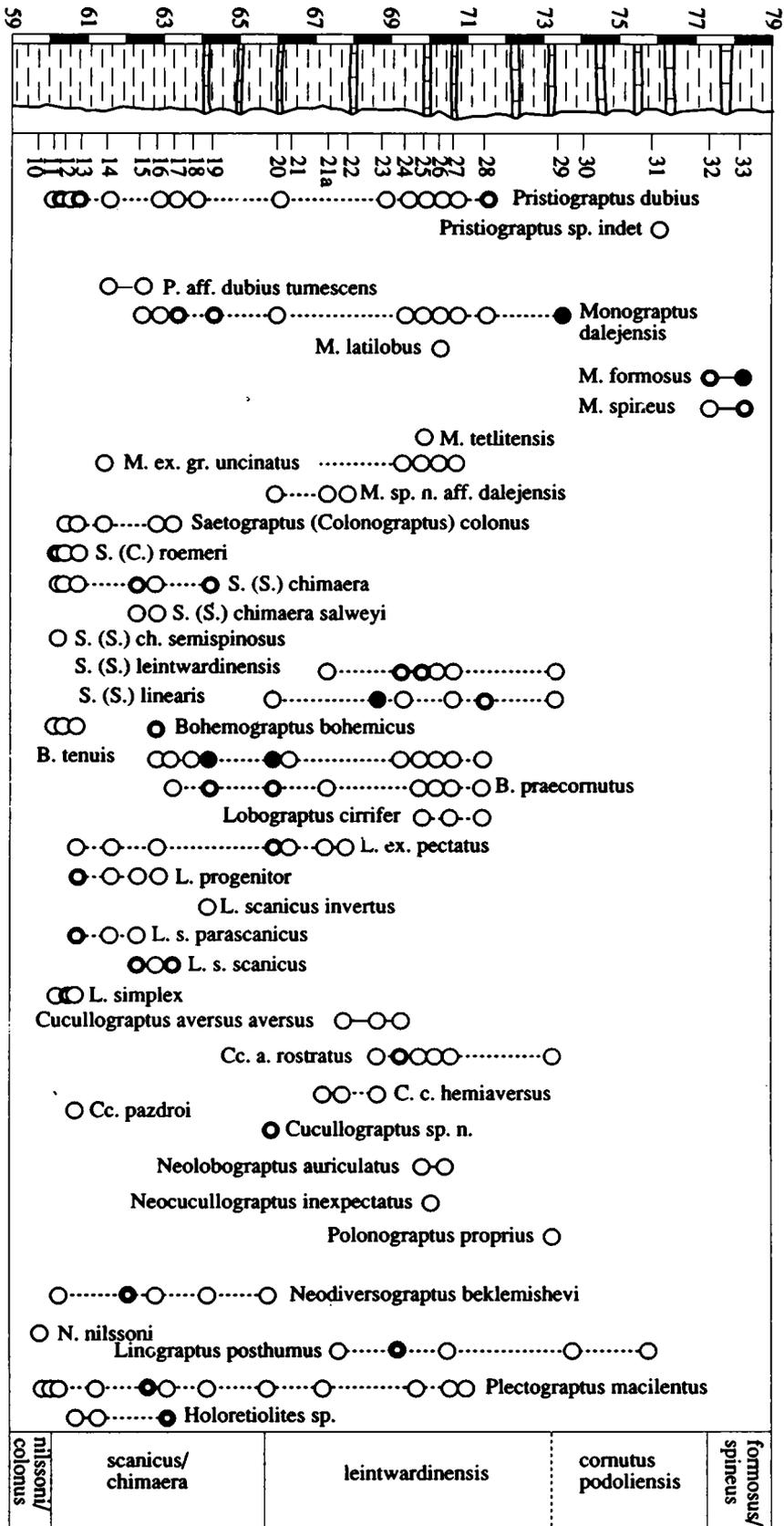
Следующая фаза радиации (рис. 4, R₃) характеризует зону *scanicus/chimaera*. В короткий отрезок времени происходит дивергенция предковых лобограптид (*L. progenitor*), центральным звеном которой является вид *Lobograptus simplex* (Urbanek, 1966). В течение горстийского времени развивается четыре - пять филетических линий кукуллографтид с симметричным и асимметричным апертурными аппаратами. Эти структуры могут быть дифференцированы только при изучении объемных или хорошей сохранности плоских граптолитов. Для кукуллографтид характерна высокая скорость видообразования, когда возникающие таксоны часто сменяют друг друга в

нескольких линиях развития (*scanicus-expectatus*; *hemiaversus-rostratus*). Имеются также примеры дивергентного развития (линия *invertus-cirifer*). Ведущими являются изменения апертур тек на поздних астогенетических стадиях, направленные на усложнение и развитие вторичной асимметрии парных лопастей. Эти изменения происходят в нескольких параллельно развивающихся линиях. Среди них - примитивные виды *Lobograptus* с билатеральной симметрией апертурного аппарата, виды *Lobograptus*, у которых по мере развития апертурных структур возникает асимметрия за счет гипертрофии правой лопасти, и виды *Cucullograptus* с резким увеличением размеров левой лопасти.

Линия древних кукуллографтид (*B. bohemicus*) остается консервативной на протяжении большей части раннего лудлова. Происходят лишь микроэволюционные изменения, касающиеся формы устья и размеров сикулы (*Urbanek, 1970*). В верхней части зоны *scanicus/chimaera* в результате расщепления бегомографтового ствола возникают две самостоятельные линии развития *B. bohemicus tenuis* и *B. praecognatus* (рис. 1, 2). Монографтиды группы *M. uncinatus* встречаются редко и сохраняют основной план строения апертурной структуры в виде дорсолатерального капюшона. Таксономический состав граптолитовых ассоциаций вблизи границы горсти и лудфорда в курсалинской свите Южного Тянь-Шаня и в формации Кейп Филлипс Арктической Канады свидетельствует о диверсификации монографтид в линиях *P. dubius* и *M. dalejensis* (рис. 4, R₄) на основе изменения размеров, контуров и пропорций тек. В зоне *leintwardinensis* возникает новый морфотип многоветвистой колонии - *Linograptus posthumus*, которая приобретает способность продуцировать кладумы из устья сикулы.

Кровля зоны *leintwardinensis* во всех известных разрезах отвечает резкому сокращению таксономического и морфологического разнообразия монографтовой фауны (рис. 4, E₂) и полному исчезновению глектографтид. К этому времени также приурочено заметное сокращение географических ареалов граптолитов. Долгое время с исчезновением комплекса *leintwardinensis* в разрезах Великобритании связывалось окончательное вымирание силурийских граптолитов. Более поздняя монографтовая фауна лудлова была обнаружена в Баррандиене, но детально изучена на объемных экземплярах из мельникских и седлецких слоев Польши (*Urbanek, 1966, 1970*). А. Урбанеком вымирание в кровле зоны *leintwardinensis* было впервые интерпретировано как глубокий биологический кризис в позднесилурийской истории группы. На обширных палеонтологических коллекциях из скважин Вольни этот вывод был подтвержден П.Д. Цегельнюком (1981). В разрезах с непрерывной палеонтологической характеристикой (курсалинская свита Южного Тянь-Шаня) было доказано внезапное и синхронное исчезновение в кровле

Рис. 2. Стратиграфический разрез лудовских отложений с эратопитами, кырсаинская свита, сай Тешкэрт, разрез 24А.



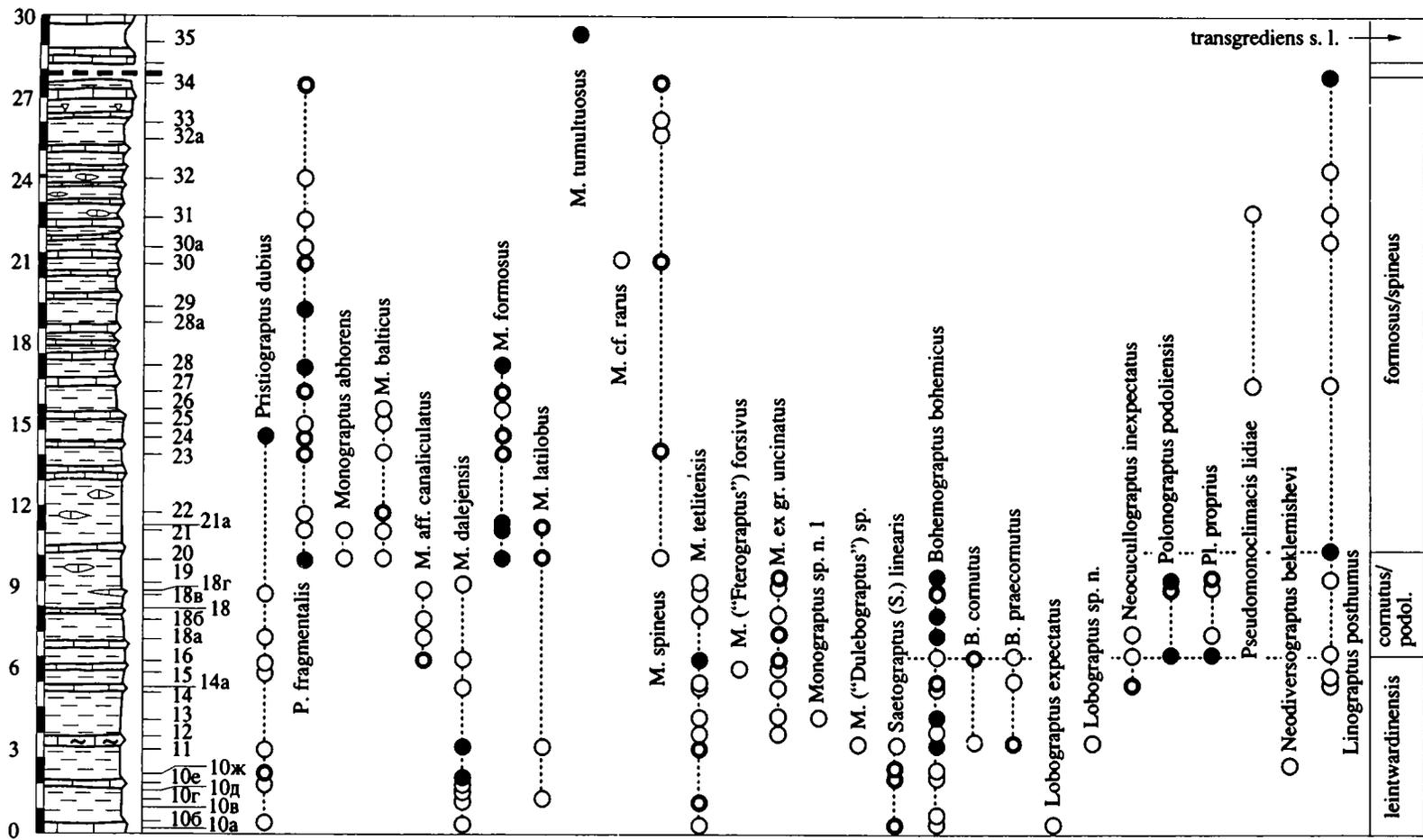


Рис. 3. Стратиграфический разрез лудфордских отложений с граптолитами, курсалинская свита, сай Пешкауит, разрез 26.

зоны *leintwardinensis* многих родов и групп видов, среди них – *Plectograptus*, *Saetograptus*, *Colonograptus*, *Lobograptus* и *Cucullograptus* (Koren, 1992). Тем не менее это вымирание было селективным, так как из граптолитовых ассоциаций исчезли в основном специализированные колонии представлявшие терминальные звенья нескольких филогенетических линий. В то же время транзитные таксоны, преодолевшие кризис, дали начало поздне-лудловской монографтовой фауне. С начала фазы *bohemicus-kozlowskii* и до конца силурийского периода каждое последующее событие вымирания резко сказывается на таксономическом и морфологическом разнообразии граптолитов. Так, в разрезе курсалинской свиты в конце зоны *leintwardinensis* оно снижается вдвое, после события *podoliensis* – втрое и в результате последнего события вымирания в зоне *formosus/spineus* – в семь раз (рис. 4). Резко падает на протяжении этого времени и число транзитных таксонов (от девяти – десяти до трех).

Основными компонентами посткризисной фауны лудфорда во многих регионах являются неокукуллографтиды, представленные родами *Bohemograptus*, *Neolobograptus*, *Polonograptus* и *Neocucullograptus*. Они составляют основу поздне-лудловских ассоциаций на территориях Польши, Волыни и Южного Тянь-Шаня, представлены некоторыми диагностическими таксонами в копанинских слоях Баррандиена и практически неизвестны в разновозрастных ассоциациях Арктической Канады и арктических районов России. Морфологические преобразования неокукуллографтид происходят на основе приобретения и закрепления способности колоний создавать апертурные добавки из микрофузеллярной ткани (Urbanek, 1970). Строение и направление развития апертурных аппаратов в линиях *praecomutus-comutus* и *auriculatus-kozlowskii* резко различаются, но обе линии заканчиваются высокоспециализированными таксонами *V. cognatus* и *N. kozlowskii*. Вторая линия характеризуется развитием апертурных лопастей, самых сложных из когда-либо известных среди силурийских граптолитов. Из неокукуллографтид наиболее распространены и диагностируются в материалах различной сохранности представители групп *Neocucullograptus auriculatus*, “*Monograptus*” *egregius* и *Polonograptus podoliensis*. Для двух последних групп характерна тенденция прогрессивного удлинения и перекрытия тек в процессе астогенеза, редко встречающаяся у силурийских граптолитов. У некоторых таксонов (“*M.*” *proegregius*) происходит также удлинение сикулы. Предположение об их возможном происхождении от общего предка (Urbanek, 1970) кажется вполне оправданным.

Как показывает изучение лудфордских граптолитов в Арктической Канаде и Южном Тянь-Шане, важными элементами этих ассоциаций являются группы *M. dalejensis* и *M. uncinatus*, неза- тронутые событием вымирания в конце зоны *leintwardinensis* (рис. 1). Первая группа связана своим

происхождением с пристиографтовым стволом и характеризуется заметным удлинением всех тек за исключением крайних проксимальных. Для второй группы характерны колонии с различной астогенетической пенетрантностью апертурных капюшонов. В филогенезе этой группы прослеживается изменение размеров апертурных структур, редукция латеральных частей капюшонов, а также разделение на парные латеральные лопасти с их постепенным исчезновением (Цегельнюк, 1981).

Разнообразие граптолитов вновь резко снижается в результате события вымирания *podoliensis* в конце одноименной зоны (рис. 4, E). Завершает развитие неокукуллографтовая фауна (*Bohemograptus*, *Neocucullograptus*, *Polonograptus*), вымирает ряд видов группы *M. uncinatus* и исчезают представители группы *M. dalejensis*. Общее видовое разнообразие в зоне *formosus/spineus* заметно снижается, хотя происходит частичное замещение таксонов в результате почти одновременного возникновения короткоживущих видов *M. balticus*, *M. spineus*, *M. acer*, *M. hamulosus*, *M. formosus* и др. Первые два вида, возможно, происходят от монографтид группы *M. uncinatus*, тогда как передовые формы остальных остаются неизвестными. Все они характеризуются высокой специализацией теки и ее апертурой, которая достигалась по-разному – в результате модификации апертурных капюшонов, появления латеральных отростков и шипов, а также удлинения, изгиба или частичной изоляции теки. Большое значение в зональной ассоциации *formosus/spineus* вновь приобретают виды группы *M. uncinatus*, среди них – *M. bessobaensis*, *M. caudatus*, *M. rectus*. Их отличает относительная стабильность в строении рабдосомы и лишь некоторые различия в размерах апертурных капюшонов и степени редукции их латеральных частей. К транзитным таксонам относится группа *P. dubius*, некоторые виды которой (*P. fragmentalis*) дают количественную вспышку, хорошо выраженную в разрезе Европы (Kříž *et al.*, 1986) и Южного Тянь-Шаня.

Эволюция поздне-лудловских монографтид завершается вымиранием в конце зоны *formosus/spineus* (рис. 4, E). По сравнению с предыдущими событиями *leintwardinensis* и *podoliensis* оно не является внезапным, а имеет ступенчатый характер. Так, виды *M. hamulosus* и *M. latilobus* исчезают в пределах зоны, *M. spineus* и *P. fragmentalis* продолжают существовать до конца зоны, тогда как *M. formosus* проходит лудловско-пржидольскую границу, хотя в зоне *parultimus-ultimus* представительность его популяций резко снижается. В результате события *spineus* заканчивают свое существование все специализированные линии развития монографтид. Экологически успешными оказываются колонии с простым строением тек, имевших парные латеральные возвышения на апертурах только в проксимали или в пределах всей колонии. К ним относятся существовавший в пределах почти всего лудфорда *M. latilobus*, а

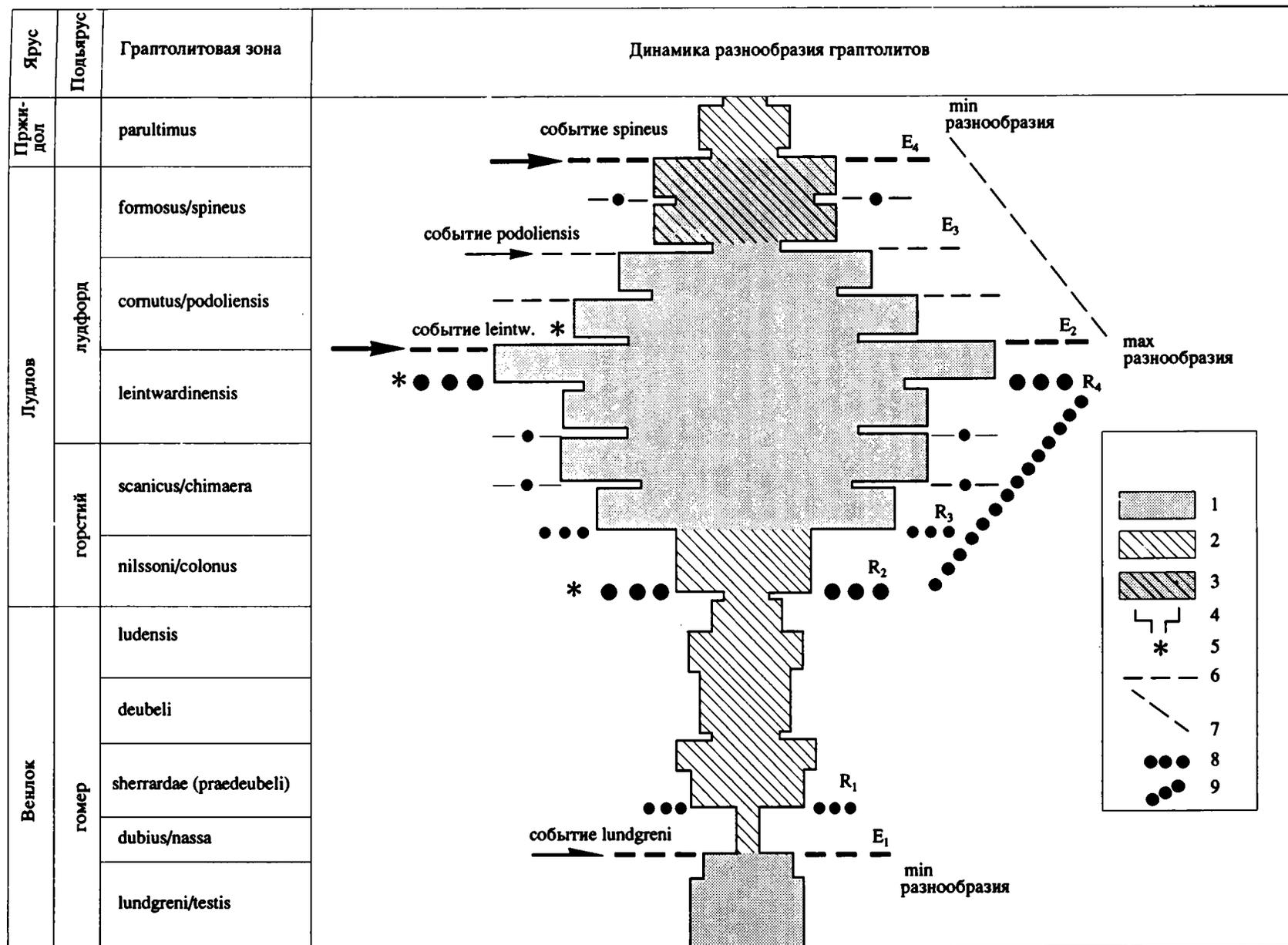


Рис. 4. График динамики разнообразия поздневенлокских и лудловских монографтид в разрезах курсалинской свиты сая Пешкаут, Алайский хребет.

1 - 3 — морфологическое разнообразие: 1 — высокое, 2 — низкое, 3 — умеренное; 4 — видовое разнообразие; 5 — введение морфологических новшеств; 6 — уровни вымираний; 7 — фаза снижения разнообразия; 8 — уровни радиаций; 9 — фаза диверсификации.

также *M. sp. nov. aff. latilobus* и *M. garus*, появившиеся в конце зоны *formosus/spineus*. Можно предполагать, что от них произошли раннепржидольские *M. parultimus*, *M. ultimus* и *M. transgradiens*, хотя непосредственные морфологические переходы не прослежены даже в наиболее полных разрезах. Так, в курсалинской свите Южного Тянь-Шаня смена комплексов зон *formosus/spineus* и *parultimus* происходит в монотонной последовательности аргиллитов мощностью несколько сантиметров.

Как показывает анализ динамики разнообразия лудловских граптолитов, события вымирания часто нарушали стабильность пелагических сообществ и во многом определяли направления и характер дальнейших морфологических изменений. Они приводили к развитию ассоциаций низкого уровня разнообразия и частым количественным всплескам в популяциях единичных реликтовых или вновь возникших таксонов. Обычно уже в посткризисные интервалы возникали новые морфологические структуры, дававшие начало процессам адаптивной радиации.

Наиболее высокий эволюционный потенциал имели консервативные долгоживущие стволы, такие, как *Pristiograptus dubius*, *Monograptus uncinatus* и *Bohemograptus bohemicus*. Путем интеративной эволюции или дивергентного расхождения на их основе возникали новые линии, развивавшиеся преимущественно в направлении возрастания специализации колонии. Морфологические изменения происходили в рамках жесткой модели развития монографтовой колонии и концентрировались в основном на метатеке и ее апертуре, что свидетельствует об их адаптивном характере. Новые признаки вводились на начальных или поздних стадиях астогенеза и не всегда распространялись на всю колонию. Возникали также гомеоморфные структуры в линиях развития, существенно дивергировавших по отношению к предковому стволу.

Для лудловских граптолитов в целом была характерна высокая скорость видообразования и фонового вымирания, что выражалось в частом замещении морфоэкологических типов в последовательно развивавшихся сообществах. Обратные соотношения степени разнообразия синхронно развивавшихся плектографтовых и монографтовых фаун, по-видимому, свидетельствуют о разной адаптивной реакции колоний с сетчатой и сплошной перидермой на одни и те же экологические перестройки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Корень Т.Н.* Граптолитовые зоны и стандартная стратиграфическая шкала силура // 27 Междунар. геол. конгресс: Докл. М.: Наука, 1984. Т. 1. С. 24 - 38.
- Корень Т.Н.* Новые поздневенлокские монографтиды Алайского хребта // Палеонтол. журнал. 1992. № 2. С. 21 - 33.
- Корень Т.Н., Клишевич В.Л., Риненберг Р.Е.* Опорный разрез пелагических толщ верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы // Сов. геология. 1986. № 11. С. 62 - 74.
- Корень Т.Н., Риненберг Р.Е.* Событие lundgreni в пелагических фациях позднего венлока Южного Тянь-Шаня // Граптолиты в истории Земли: Тез. докл. V симпозиум по изучению граптолитов в СССР. Вильнюс, 1988. С. 11 - 14.
- Силур Подолии: Путеводитель экскурсии / Сост. *Цегельнюк П.Д. и др.* Киев: Наукова думка, 1983. 224 с.
- Цегельнюк П.Д.* Позднесилурийские и раннедевонские монографтиды юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976. С. 91 - 133.
- Цегельнюк П.Д.* Биохронология силура Вольно-Подолии. Препринт ИГН АН УССР 81 - 26. Киев, 1981. 56 с.
- Bassett M.G.* Towards a "common language" in stratigraphy // Episodes. 1985. V. 8. No. 2. P. 87 - 92.
- Jaeger H.* Neue Standard-Graptolithen-Zonenfolge nach der "Grossen Krise" an der Wenlock/Ludlow Grenze (Silur) // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 1991. V. 182. No. 3. S. 303 - 354.
- Koren T.N.* The lundgreni extinction event in Central Asia and its bearing on graptolite biochronology within the Homerian // Proc. Estonian Acad. Sci., Geology. 1991. V. 40. No. 2. P. 74 - 76.
- Koren T.N.* Extinctions and recoveries of graptolite faunas in late Wenlock through Ludlow // 5th Int. Conf. on Global Bio-Events: Abstr. Göttingen, 1992. P. 68.
- Koren T.N., Rickards R.B.* Extinction of the graptolites // The Caledonides of the British Isles - Reviewed. London, 1979. P. 457 - 466.
- Kříž J., Jaeger H., Paris F., Schönlaub H.P.* Přidoli - the fourth Subdivision of the Silurian // Jb. Geol. B.-A. 1986. B. 189. Hf. 2. S. 291 - 360.
- Lenz A.C.* Upper Silurian and Lower Devonian graptolites and graptolite biostratigraphy, northern Yukon, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1988. V. 25. No. 3. P. 355 - 369.
- Lenz A.C.* Ludlow and Pridoli (Upper Silurian) graptolite biostratigraphy of the central Arctic Islands: A preliminary report // Canad. J. Earth Sci. 1990. V. 27. No. 8. P. 1074 - 1083.
- Lenz A.C., Melchin M.J.* Silurian retiolitids from the Cape Phillips Formation, Arctic Islands, Canada // Bull. Geol. Soc. Denmark, 1987. V. 35. P. 161 - 170.
- Loydell D.K.* The biostratigraphy and formational relationships of the Aeronian and lower Telychian (Llandovery, Silurian) formations of western mid-Wales // Geol. J. 1991. V. 26. P. 209 - 244.
- Přibyl A.* Graptolite biozones of the Kopanina and Přidoli Formations in the Upper Silurian of central Bohemia // Čas. pro mineralog. geol. 1983. Roč. 28. Č. 2. S. 149 - 167.
- Rickards R.B.* The sequence of Silurian graptolite zones in the British Isles // Geol. J. 1976. V. 11. No. 2. P. 153 - 188.
- Urbanek A.* Monograptidae from erratic boulders of Poland (Monograptidae z glazow narzutowych) // Palaeontol. polon. 1958. V. 9. P. 1 - 105.
- Urbanek A.* On the morphology and evolution of the Cucullograptinae (Monograptidae, Graptolithina) // Acta Palaeontol. polon. 1966. V. 11. No. 3/4. 540 p.
- Urbanek A.* Neocucullograptinae n. subfam. (Graptolithina) - their evolutionary and stratigraphic bearing // Acta Palaeontol. polon. 1970. V. 15. No. 2/3. 393 p.

УДК 581:551.736.1(470.53)

ФЛОРА КУНГУРСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО ПРИУРАЛЬЯ И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ С ФЛОРАМИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНГАРИДЫ

© 1993 г. С. В. Наугольных

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

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Рассматривается история изучения и систематический состав флоры кунгурского яруса Среднего Приуралья, которая особенно важна для палеонтологической характеристики кунгура и установления его границ в других регионах. По ряду общих таксонов кунгурский ярус стратотипической местности сопоставляется автором с ишановским горизонтом Кузбасса и его аналогами; таким образом, граница между отделами перми в разрезах Сибири должна быть существенно понижена по сравнению с ее традиционным положением.

Флора, характеризующая отложения кунгурского яруса в стратотипической местности (Среднее Приуралье, Пермская обл., бассейн р. Сылвы к востоку от г. Кунгура), является интереснейшей как по разнообразному и оригинальному систематическому составу, так и по своему стратиграфическому и палеофитогеографическому положению. К сожалению, до настоящего времени она остается довольно слабо изученной, что затрудняет ее сравнение как с соседними флорами Субангарского экотонного пояса, так и с более удаленными пермскими флорами Центральной Ангариды.

С исследованием кунгурской флоры Среднего Приуралья связана необходимость уточнения и палеонтологического обоснования границ кунгурского яруса (верхняя из которых одновременно является и границей между отделами пермской системы!) в стратотипической местности (Степанов и др., 1984), где кунгур плохо охарактеризован фаунистически, но содержит обильные растительные остатки. Те отложения перми других регионов, с которыми прежде всего сравнивают кунгурский ярус Среднего Приуралья (ротлигенд и цехштейн Западной и Центральной Европы и верхнебалахонская серия и ее аналоги в Сибири), также сложены в основном терригенными породами, лучше всего охарактеризованными в палеонтологическом отношении именно флористическими остатками. Этот факт, вместе с отсутствием эффективных альтернативных методов, повышает значение кунгурской флоры для решения стратиграфических задач. Одновременно ее фитогеографическое положение – фактически между двумя основными фитохориями перми северного полушария (Еврамерийской и Ангарской) – и, как следствие этого, наличие в ее составе как типично ангарских, так и еврамерийских эле-

ментов, делают ее исключительно важной для решения не только стратиграфических, но и палеобиогеографических вопросов.

В настоящей статье автор рассматривает историю изучения кунгурской флоры Среднего Приуралья, ее систематический состав и проблемы сопоставления кунгурского яруса (по палеоботаническим данным) с близкими по возрасту стратонами Центральной Ангариды (Кузнецкий бассейн).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КУНГУРСКОЙ ФЛОРЫ СРЕДНЕГО ПРИУРАЛЬЯ

Первые образцы с остатками растений из нижней перми (в том числе и из отложений кунгурского яруса) Среднего Приуралья были описаны еще в прошлом веке С.С. Куторгой (Kutorga, 1838, 1844), Э.И. Эйхвальдом (1854, 1861), Р. Людвигом (Ludwig, 1863) и некоторыми другими палеонтологами. К сожалению, материалы, описанные ими, были собраны в большинстве своем случайно, не имели строгих географических привязок и возрастной датировки. Только в 30-х годах нашего столетия М.Д. Залесским (1932, 1933, 1934; Zalessky, 1937, 1939a, 1939b) были опубликованы многочисленные и относительно подробные описания остатков растений кунгурского яруса Зап. Урала и Приуралья, к настоящему времени несколько устаревшие. М.Д. Залесским было предложено название для кунгурской флоры Среднего Приуралья – “бардинская флора” (по р. Барде; бассейн р. Сылвы), довольно широко вошедшее в палеоботаническую литературу. Специальное исследование бардинской флоры входило в послевоенные планы М.Д. Залесского (Лапо, Фисуненко, 1987), которым помешала сбыться его преждевременная кончина. Коллекция,

описанная Залесским, была в основном собрана коллекционером-палеонтологом Г.Т. Мауэром, находившимся в то время на должности заведующего отделом природы Пермского краеведческого музея. В его честь были названы растения (*Mauerites* Zal., *Bardia mauerii* Zal.) и насекомые (*Permoscytinopsis maueriformis* G. Zal., *Maueria* G. Zal. и др.) кунгурского яруса.

Выдающимся отечественным палеоботаником С.В. Мейеном на современном уровне были изучены хвойные бардинской флоры (Мейен, 1986, 1990а), своеобразные дикранофилловые (Мейен, 1969) и некоторые птеридоспермы (Мейен, 1983, Меуен, 1982). Л.В. Глухова (1984а, 1984б, 1989) опубликовала данные по эпидермальному строению кордаитов и кордаитоподобных растений кунгурского яруса Среднего Приуралья. В это же время вышла работа В.П. Владимирович (1985), оформленная как каталог основных местонахождений растений бардинской флоры. Новая оригинальная интерпретация одного из эндемиков кунгурской флоры Среднего Приуралья – *Pholidophyllum ornatum* Zal. – была предложена И.А. Игнатьевым (1988). Автором настоящей статьи были изучены изменчивость и эпидермальное строение каллиптерид бардинской флоры – *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *retensorium* (Zal.) Naug., были получены первые сведения о строении их генеративной сферы (*Lopadiangium* sp. SVN-1), обобщены сведения по морфологии и систематике бардинских псигмофиллоидов и гинкговых (?) – *Psygmo-phyllum expansum* (Brongn.) Schimp., *P. cuneifolium* (Kutorga) Schimp., *Palaeoginkgomacroloba* gen. et sp. nov. (in prep.) Кроме этого попутно были решены и некоторые номенклатурные проблемы (Наугольных, 1991а, 1991б; Naugolnykh, 1991; Керр, Naugolnykh, Haubold, 1991).

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФЛОРЫ КУНГУРСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО ПРИУРАЛЬЯ (БАРДИНСКОЙ ФЛОРЫ)

Без сомнения, бардинская флора является одной из самых своеобразных и богатых среди всех пермских флор северного полушария, а может быть и Земли в целом. На текущий момент она включает около 100 родов и 200 видов наземных растений. По всей видимости, эти цифры лишь косвенно отражают реальное разнообразие таксонов бардинской флоры, которое, возможно, было значительно выше. Уже сейчас в коллекции автора имеются остатки вегетативных и генеративных органов бардинских растений, пока детально не изученные, но явно относящиеся к новым видам или даже родам. Одновременно с этим, многие ранее установленные таксоны, описанные в соответствии с традициями “листовой” палеоботаники с ее монотипической/типологической концепцией низших таксонов, нуждаются в серьезной ревизии. Так, например, представля-

ется очень вероятной синонимия видовых номенов среди некоторых кунгурских *Pecopteris*, *Mauerites*, *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*), *Psygmo-phyllum* и др. Однозначно решить эту проблему пока не представляется возможным, поскольку типовые образцы для многих таксонов, установленных М.Д. Залесским, утрачены (Криштофович, 1949).

Низшие растения кунгурской флоры Среднего Приуралья пока представлены лишь несколькими остатками сомнительной природы, предварительно определенными автором как остатки слоевищ водных макрофитов, относившихся к *Chlorophyta* или *Phaeophyta* (?).

Мхи бардинской флоры известны лишь по описанию единственного экземпляра (Zalesky, 1937) *Marchantites lorea*, отнесенного М.Д. Залесским к печеночникам (*Hepaticopsida*).

Птеридофиты, на которые приходится около 1/4 всего видового разнообразия бардинской флоры, представлены в ней тремя классами: *Equisetopsida*, *Lycopodiopsida* и *Polypodiopsida* (в работе принята система высших таксонов растений, предложенная С.В. Мейеном, 1987), из которых наиболее разнообразны эквизетопсиды (около 25 видов). Бардинские папоротники содержат приблизительно 15 - 20 видов, а редкие плауновидные – 1 - 2 вида.

Членистостебельные из кунгура Среднего Приуралья (таблица I, 1, 6; таблица II, 1, 5 - 8) известны в основном по вегетативным облиственным побегам, реже крупным стволам до 10 - 20 см в диаметре (*Calamites gigas*). В исключительно редких случаях встречаются фруктификации членистостебельных (стробилы, фертильные зоны или отдельные спорангиофоры).

Остатки бардинских членистостебельных могут быть отнесены к двум порядкам: *Bowmaniales* (семейство *Bowmanitaceae*, роды *Bowmanites*, *Sphenophyllum*) и *Calamostachyales* (семейство *Calamostachyaceae*, роды *Calamites*, *Annularia*). Вероятно, к третьему порядку – *Equisetales* – относятся стерильные побеги филлотек и *Phyllothesa*-подобных растений бардинской флоры с ассоциирующими фруктификациями типа *Equisetinostachys*.

Членистостебельные содержат большое количество эндемичных, свойственных только бардинской флоре форм, причем как на видовом, так и на родовом уровне. В качестве эндемичных родов прежде всего следует указать *Sachyogygus*, *Corynophyllites* и *Equisetina*. Представители последнего рода ранее указывались для карбона и перми центральных районов Ангариды (Рассказова, 1961; Радченко, 1956; Хахлов, 1964; и др.), но позднее было показано (Меуен, 1971; Мейен, 1990б), что сибирские растения относятся к роду *Phyllothesa*. Список эндемичных видов еще более содержателен: *Bowmanites biarmensis* Naug. sp. nov. (in prep.), *Sphenophyllum biarmicum* Zal. (таблица II, 7),

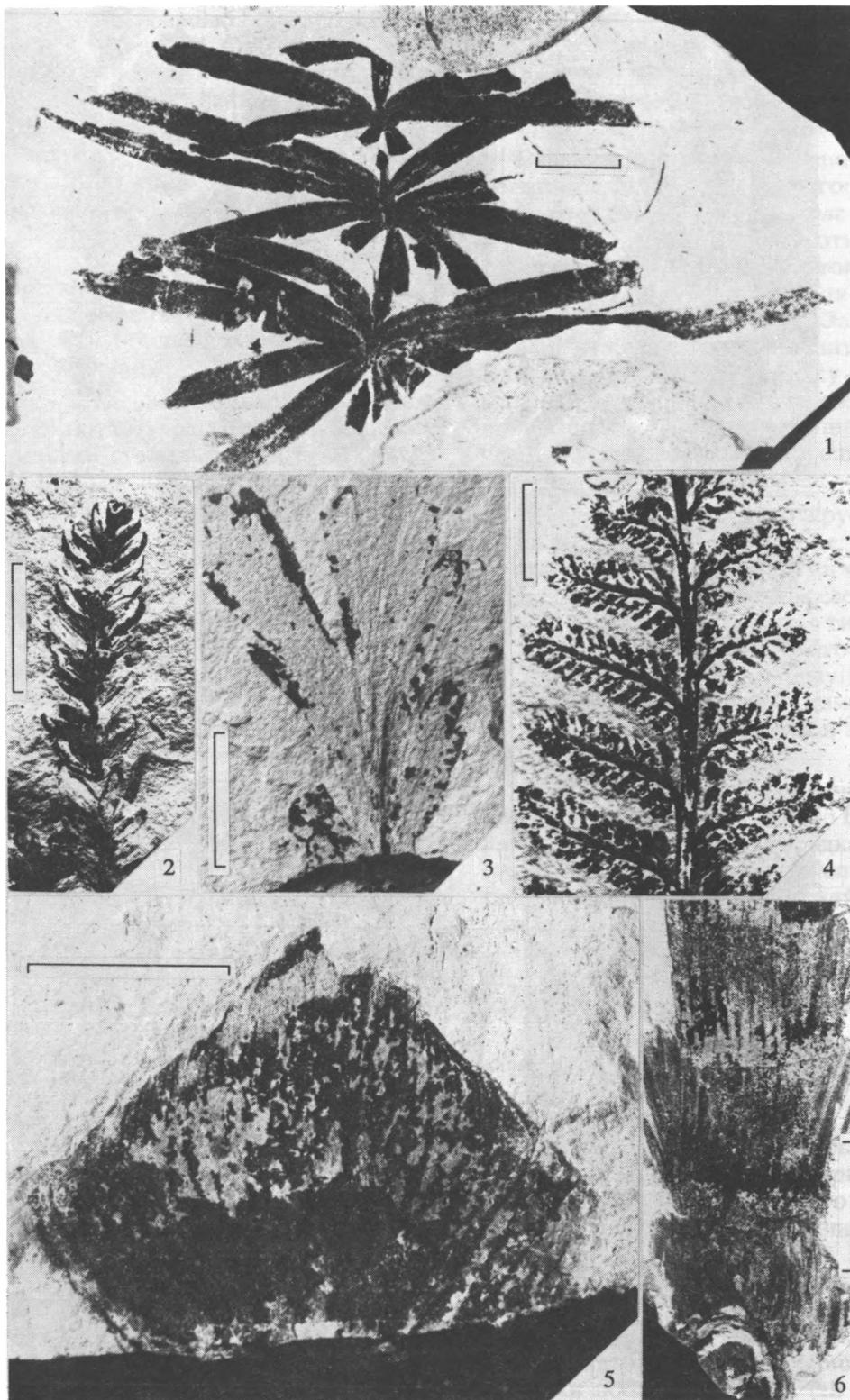


Таблица 1. Растения кунгурского яруса Среднего Приуралья.

1 – *Annulina neuburgiana* (Radcz.) Neub., No. 3737/46; 2 – *Taxodiella* (al. *Walchia*) *bardaeana* (Zal.) S. Meyen, No. 3773(11)/296(91); 3 – *Psugmophyllum expansum* (Brongn.) Schimper, No. 3773(11)/96(89); 4 – *Orthotheca* sp. (sp. nov.?), No. 3773(11)/291(91); 5 – *Nephropsis* cf. *rhomboidea* Neuburg, No. 3773(11)/311(91); 6 – *Phyllothea campanularis* Zal., No. 3773(11)/262(91).

Среднее Приуралье, Пермская обл., лев. берег р. Сылвы ниже устья р. Чекарда; мест. "Чекарда-1". Кошелевская свита, иренский горизонт, кунгурский ярус. Длина масштабной линейки – 1 см.



Таблица II. Растения кунгурского яруса Среднего Приуралья.

1 – *Phyllothesa* sp. SVN-1 (in prep.), No. 3773(11)/290(91); 2 – *Lopadiangium* sp. SVN-1, No. 3773(11)/61(89); 3 – *Ovopteris* sp., No. 3773(11)/288(91); 4 – *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *retensorium* (Zal.) Naug., No. 3737/72; 5 – *Phyllothesa* *biarmica* Zal., No. 3773(11)/108(89); 6 – *Phyllothesa* *biarmica* Zal., No. 3773(11)/191(89); 7 – *Sphenophyllum* *biarmicum* Zal., No. 3737/14; 8 – *Paracalamitina* *ignatievii* Naug. sp. nov. (in prep.), No. 3773(11)/87(89); 9 – *Cyparissidium* (al. *Walchia*) *appressum* (Zal.) S. Meyen, No. 3773(11)/26(89).

Среднее Приуралье, Пермская обл., лев. берег р. Сылвы ниже устья р. Чекарда; мест. "Чекарда-1". Кошелевская свита, иренский горизонт, кунгурский ярус. Длина масштабной линейки – 1 см.

Sachyogyrus multifarius Zal., *Phyllothea biarmica* Zal. (таблица II, 5 - 6), *P. campanularis* Zal. emend Naug. emend. nov. (in prep.; таблица I, 6), *P. amphora* Naug. sp. nov. (in prep.), *P. stenophylloides* Zal., *P. scyphulifera* Zal., *P. stellifera* Zal., *P. bardensis* Zal., *P. macrostachya* Zal., *P. peremensis* Zal., *Corynophyllites setiformis* Zal., *Paracalamitina ignatievii* Naug. sp. nov. (in prep.; таблица II, 8). Валидность некоторых из перечисленных выше таксонов, особенно известных только из литературы по описанию единственного образца, представляется автору неочевидной. Тем не менее, бардинские хвощеобразные в целом без сомнения очень специфичны и являются одной из наиболее ярких черт, характеризующих флору в целом.

Папоротники встречаются значительно реже и до сих пор остаются плохо изученными. В основном это остатки стерильной листвы, относящейся к эндемичным видам родов *Pecopteris* и *Sphenopteris*. Автором были обнаружены листья папоротников по крайней мере еще двух родов – *Prynadaopteris* и *Ovopteris* (таблица II, 3). Появились новые данные по спорношениям бардинских папоротников, оказавшихся более разнообразными, чем это было принято считать ранее (роды *Orthotheca* (таблица I, 4), *Ptychocarpus*, *Oligocarpia*, *Discopteris* и др.).

Плауновидные в бардинской флоре очень редки. До настоящего времени известны лишь их изолированные филлоиды (*Viatscheslaviophyllum* (?) sp.) и декортицированные фрагменты стволов (“*Knopgiopsis*”) древовидных лепидофитов, возможно типа *Viatscheslavia-Signacularia*.

На голосеменные растения приходится 3/4 видового разнообразия флоры кунгурского яруса Среднего Приуралья. Они также очень своеобразны, хотя и имеют ряд общих таксонов с Центральной Ангаридой. Наиболее характерными бардинскими *Pinophyta* являются каллиптериды и псигмофиллоиды (порядок *Peltaspermales* класса *Ginkgoopsida*), а также хвойные, обладающие рядом своеобразных черт строения, отсутствующих у представителей этого порядка из других регионов.

Каллиптериды (семейство *Peltaspermataceae*) обычны в большинстве местонахождений бардинской флоры и представлены несколькими родами (листья: *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) – (таблица II, 4), *Comia*; женские фруктификации: *Lopadiangium* (таблица II, 2); мужские фруктификации: *Permotheca*, *Asterodiscus*). По форме перышек и строению рахиса к ним близки эндемичные роды *Sylvia* и *Sylvopteris* с простоперистыми вайями. Псигмофиллоиды (семейство *Trichopityaceae*?) также очень широко представлены, но преимущественно “листовыми” родами (*Psygtophyllum* (таблица I, 3), *Bardia*). К псигмофиллоидам по общей морфологии близки *Mauerites* с ассоциирующими фруктификациями *Biarmopteris*

(семейство *Trichopityaceae*; Meyen, 1982; Мейен, 1983). Кроме отмеченных выше таксонов, в литературе (Zalesky, 1937, 1939a, 1939b) имеются описания и других птеридофиллов неясной систематической принадлежности, часть из которых, возможно, также принадлежит пельтаспермовым.

Бардинская флора традиционно считается богатой различными “гинкгофитами”. Обычно имеются в виду разнообразные псигмофиллоиды, в действительности скорее относящиеся к пельтаспермовым, нежели настоящим гинкговым. Два байероподобных растения – *Uralobaiera* и *Biarmobaiera*, описанные М.Д. Залесским (Zalesky, 1939a), нуждаются в дополнительном изучении. Близким собственно порядку *Ginkgoales*, а возможно и семейству *Ginkgoaceae*, может считаться новый эндемичный монотипический род *Palaeoginkgo*, установленный, но еще эффективно не обнаруженный автором.

Кордаиты кунгурского яруса Среднего Приуралья (класс *Pinopsida*, порядок *Cordaitanthales*) представлены во флоре всеми тремя семействами *Cordaitanthaceae*, *Vojnovskiaceae*, *Rufloriaceae*), обнаруживают много общего с типично ангарскими представителями порядка. Это преимущественно те же роды (*Rufloria*, *Angophyllites*, *Sparsistomites*, *Nephropsis* (таблица I, 5), *Crassinervia*, *Lepeophyllum*, *Gaussia*), хотя имеются и эндемики (*Pholidophyllum*).

Интересную группу бардинских растений, известных также из Печорского Приуралья, составляют представители порядка *Dicranophyllales* (роды *Entsovia* и *Meristophyllum*). Ранее в списках типично бардинских растений указывался род *Dicranophyllum* (Залесский, 1934; Zalesky, 1937, 1939a), но скорее всего имелись в виду листья пельтаспермовых птеридоспермов типа *Mauerites* или *Psygtophyllum ex gr. cuneifolium*.

Важным элементом флоры кунгурского яруса в Среднем Приуралье являются кунгуродендронидные хвойные (порядок *Pinales*, семейство *Lebachiaceae* (= *Lebachiellaceae*), подсемейство *Kungurodendroidea*), обилие которых делает флору в целом напоминающей некоторые нижнепермские флоры европейского красного лежня, в которых хвойные также нередко доминируют (Керр *et al.*, 1990). Наиболее обычными являются остатки родов *Kungurodendron* (его обильные стерильные ветви относят к роду *Walchia* или *Suarissidium* (Мейен, 1986) – таблица II, 9), *Concholepis* (по данным автора) и *Bardospermum* (Мейен, 1990a). Нередки побеги *Taxodiella* (al. *Walchia*) *bardaeana* (Zal.) S. Meyen (таблица I, 2), фруктификации которой пока остаются неизвестными. Кроме этого, в списках бардинской флоры обычно фигурируют хвойные родов *Voltzia*, *Ullmania*, *Brachiphyllum*, но в правильности определения родовой принадлежности материала можно усомниться. Стволы бардинских хвойных, иногда довольно крупные

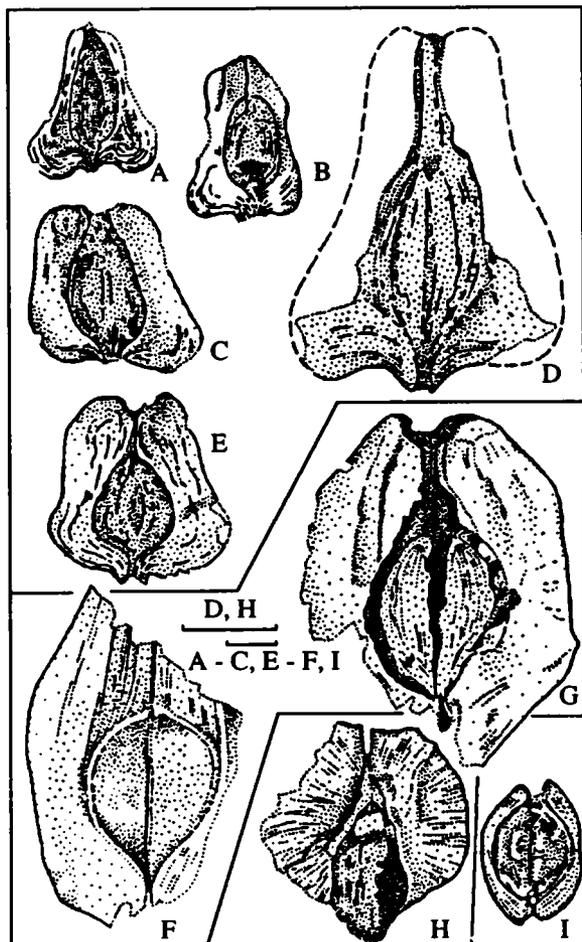


Рис. 1. Семена голосеменных растений кунгурского яруса Среднего Приуралья.

A - E - *Samaropsis triquetra* Zalessky. A - 3773(11)/117(89), B - 3737/229a, C - 3737/79, D - 3737/157, E - 3773(11)/168a(89).

F - G - *Samaropsis danilovii* Suchov. F - 3737/201, G - 3737/274.

H - *Samaropsis* ex gr. *erunakovensis* Radcz. vel *irregularis* Neub., H - 3737/231.

I - *Samaropsis subpatula* Suchov. I - 3737/163.

Среднее Приуралье, Пермская обл., лев. берег р. Сылвы ниже устья р. Чекарды; мест. "Чекарда-1". Кошелевская свита, иреньский горизонт, кунгурский ярус. Длина масштабной линейки - 2 мм.

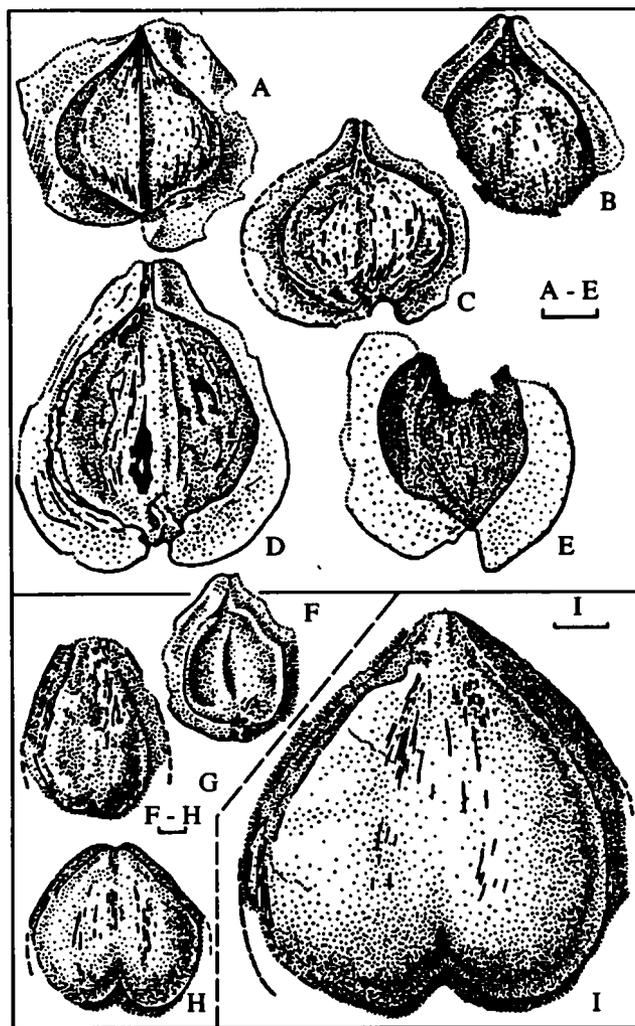


Рис. 2. Семена голосеменных растений кунгурского яруса Среднего Приуралья.

A - E - *Samaropsis tuberculata* Dombrovskaya.

A - 3737/250, B - 3737/232, C - 3737/101, D - 3737/203, E - 3737/233.

F - I - *Cardiocarpus cordatus* (Eichwald) Schmalhausen. F - 3737/230a, G - 3737/140, H - 3773/183a, I - 3737/203.

Среднее Приуралье, Пермская обл., лев. берег р. Сылвы ниже устья р. Чекарды; мест. "Чекарда-1". Кошелевская свита, иреньский горизонт, кунгурский ярус. Длина масштабной линейки - 2 мм.

(до 10 см и диаметре и с рубцами опавших веток), относят к роду *Tylo dendron*. Предложенные М.Д. Залесским роды *Ammatopsis* и *Bardella* по всей видимости являются гетеротипными синонимами *Bardospermum*, но установленными на остатках стерильных побегов.

Очень разнообразны изолированные семена голосеменных растений флоры кунгурского яруса Среднего Приуралья (рис. 1 - 4). Помимо эндемиков (*Craspedosperma*, *Uralosperma*, *Pergmosperma*, *Thusanosperma*), имеется большое количество родов и даже видов (!), общих как с соседним Печорским бассейном, так и с более отдаленными рай-

онами Центральной Ангариды, что открывает широкие возможности для межрегиональных корреляций. К таким (общим с сибирскими) таксонам принадлежат семена - предположительно каких-то кордаитантовых - относящиеся к родам *Sylvella*, *Bardocarpus*, *Samaropsis* и *Cardiocarpus*, а также семена пельтаспермовых (?) - *Cordaicarpus* и *Carpolithes*.

Помимо отмеченных выше таксонов в бардинской флоре есть немалое число растений неясной систематической принадлежности (роды *Xiphophyllum*, *Adrophyllum*, *Listrodictum*, *Sphegophyllum*, *Calleophyllum*, *Sphegopteris* и др.). Материал, кото-

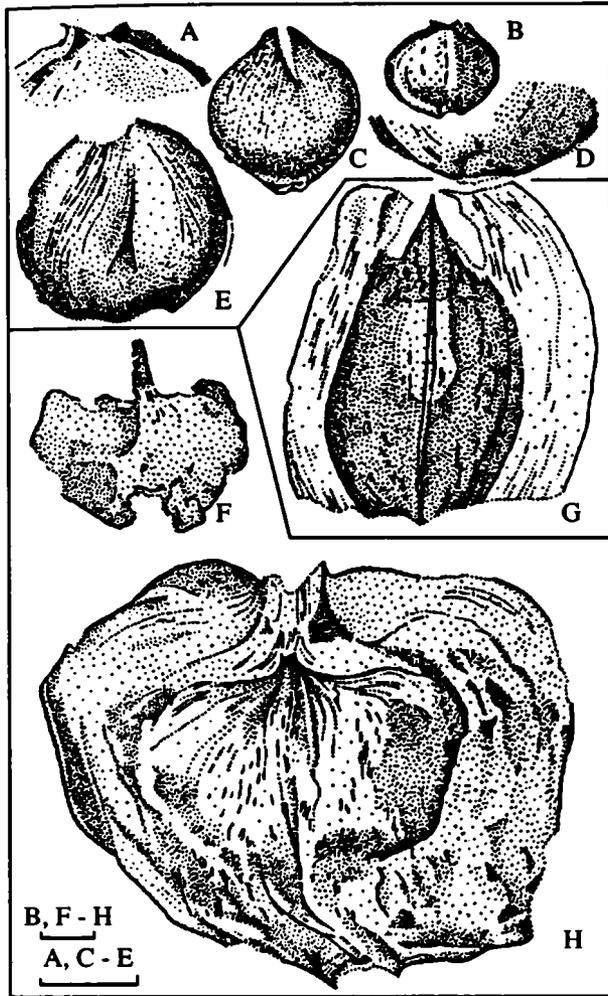


Рис. 3. Семена голосеменных растений кунгурского яруса Среднего Приуралья.

A - E - *Carpolithes globosus* Suchov. A - B, D - 3737/180, C - 3737/139, E - 3737/141.
F - *Bardocarpus* sp., 3773(11)/147 - (89)h.
G - *Samaropsis* sp., 3737/151.
H - *B. superus* Neuburg, 3737/225.

Среднее Приуралье, Пермская обл., лев. берег р. Сылвы ниже устья р. Чекарды; мест. "Чекарда-1". Кошелевская свита, иреньский горизонт, кунгурский ярус. Длина масштабной линейки - 2 мм.

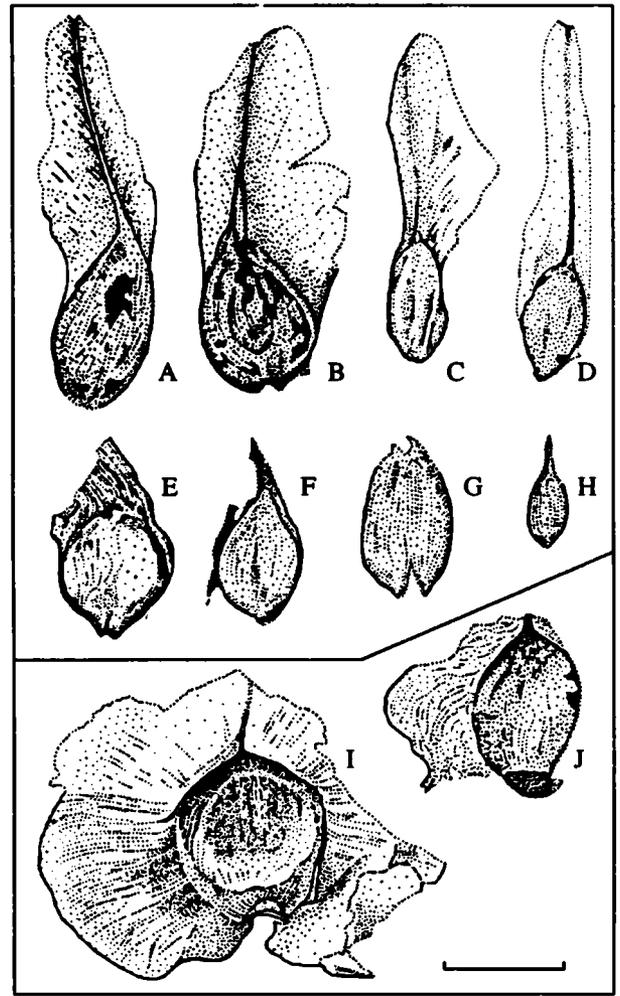


Рис. 4. Семена голосеменных растений кунгурского яруса Среднего Приуралья.

A - H - *Sylvella alata* Zalesky. A - 3773(11)/199(90), B - 3737/277, C - 3737/11, D - 3737/8, E - 3737/28, F - 3737/84, G - 3737/10, H - 3737/189.
I - J - *Samaropsis* sp. (aff. *dombrovskae* Vlad.). I - 3737/100a, J - 3737/145.

Среднее Приуралье, Пермская обл., лев. берег р. Сылвы ниже устья р. Чекарды; мест. "Чекарда-1". Кошелевская свита, иреньский горизонт, кунгурский ярус. Длина масштабной линейки - 10 мм.

рым в настоящее время располагает автор, пока не может пролить свет на их природу.

В работах М.Д. Залесского (Zalesky, 1933, 1937, 1939a) среди типично бардинских растений были описаны и изображены листья, идентифицированные как новые виды родов *Glossopteris* и *Gangamopteris* (порядок *Glossopteridales* или = *Arberiales*). Как нам представляется, Залесским была допущена ошибка: были описаны отдельные изолированные anomalно крупные листья типа *Sphenophyllum* sp. SVN-1 (in prep.) Складки листовых пластинок могли симулировать анастомозы между жилками.

ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ КУНГУРСКОГО ЯРУСА С БЛИЗКИМИ ПО ВОЗРАСТУ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНГАРИДЫ (КУЗБАСС)

Автор попытался вычленить гетерогенные составляющие флоры кунгурского яруса Среднего Приуралья на родовом уровне (рис. 5). Большая часть (39%) общего систематического состава пришлась на эндемичные роды; 16.5% заняли растения, близкие еврамерийским и столько же - пандемичные таксоны; 28% принадлежит родам, общим для бардинской флоры и типично ангарских пермских флор. Неожиданно много общих

Пермская					система
Нижний			Верхний		отдел
Артинский	Кунгурский		Уфимский		ярус
Саранинский	Филипповский	Иренский	Соликамский	Шешминский	горизонт
 1					
 2					
 3					
 4					
Paracalamites decoratus Psymphyllum cuneifolium Psymphyllum expansum Rhachiphyllum (al. Callipteris) retensorium Comia speciosa - C. biarmica Cordaites singularis Ruffloria derzavinii Crassinervia sp. Lepeophyllum sp. Sylvella alata Bardocarpus altger - B. Superus Samaropsis triquetra Nephropsis rhomboidea Annulina neuburgiana Prynadaeopteris sp. Samaropsis ex gr. erunakovensis - irregularis Phyllothea sp. SVN-1 Gaussia Sp. Samaropsis danilovii Samaropsis tuberculata Samaropsis subpatula Carpolithes globosus Sparsistomites simplex Ruffloria papillosa Ruffloria meyenii					

Таблица 1. Стратиграфическое распространение таксонов, общих для кунгурско-уфимского яруса Среднего Приуралья (стратотипическая местность) и близких по возрасту отложений Центральной Ангариды (Кузбасс).

Распределение таксонов Annulina neuburgiana, Prynadaeopteris sp., Phyllothea sp. SVN-1, Samaropsis ex gr. erunakovensis-irregularis, S. danilovii, Gaussia sp., Samaropsis tuberculata, S. subpatula, Carpolithes globosus в кунгуре Среднего Приуралья дается по материалам автора; остальные данные приводятся по Бетехтиной, Сухову, 1968; Сухову, 1969; Глуховой, 1984а, 1984б, 1989; Мейен, 1982; Владимирович, 1986; Мейен, 1990а. Наименования фитогоризонтов и их соотношение с горизонтами стратиграфической схемы Кузбасса даны по Дуранте и Мейену (Мейен, 1982).

1 - традиционное положение границы между отделами перми в Кузбассе; 2 - предлагаемое положение границы между отделами перми в Кузбассе; 3 - виды с узким стратиграфическим распространением, хорошо идентифицируемые и в Кузбассе, и в Приуралье; 4 - виды с широким стратиграфическим распространением или определенные в открытой номенклатуре.

 1										Ruffloria meyenii			
 2										Ruffloria papillosa			
 3										Sparsistomites simplex			
 4										Carpolithes globosus			
										Sylvella alata			
										Samaropsis tuberculata			
										Samaropsis triquetraformis			
										Samaropsis subpatula			
										Samaropsis danilovii			
										Bardocarpus discretus			
										Paracalamites decoratus			
										Gaussia scutellata			
										Nephropsis integerrima			
										Nephropsis rhomboidea			
										Annulina neuburgiana			
										Ginkgophyllum vsevolodii			
										Cordaites singularis			
										Ruffloria derzavinii			
										Samaropsis pseudotriquetra			
										Psymphyllum sibiricum			
										Prynadaeopteris (exgr. irregularis - karpovii)			
										Comia osinowskiensis - C. dentata			
										Rhachiphyllum (al. Callipteris) zeillerii			
										Phyllothea turnaensis			
										Samaropsis erunakovensis - S. irregularis			
										Lepeophyllum maksimovii - L. actaeonelloides			
										Crassinervia angusta - C. abaschevensis			
Ртер.	R-1	R-2	R-3	RC-1	RC-2	RC-3	RC-4	RS	S	фито-горизонт			
Каёзовский	Мазуровский	Алькаевский	Промежуточный	Ишановский	Кемеровский	Устьский	Кузнецкий	Казанк - Маркинский	Ускатский	Ленинский	Грамотенский	Тайлуганский	горизонт
Средн. - верхний			Нижний			Верхний				фито-горизонт			
Каменноугольная			Пермская							фито-горизонт			

элементов обнаружилось между бардинской флорой и нижнепермскими флорами Кузбасса. С очень близкой кунгурской флоре Среднего Приуралья как по систематическому составу, так и по географическому положению воркутской флорой Печорского Приуралья сравнение не производилось, поскольку такие исследования отчасти уже проведены (Владимирович, 1986; и др.).

Был составлен список видов растений, общих для бардинской флоры и пермских флор Кузбасса. Ряд таксонов (*Annulina neuburgiana*, *Frugadactopteris* sp., *Samaropsis* ex gr. *erunakovensis-integralis*, *S. danilolovii*, *S. tuberculata*, *S. subpatula*, *Carpolithes globosus*, *Gaussia* sp.) был идентифицирован в кунгуре Среднего Приуралья впервые. По литературным данным (Бетехтина, Сухов, 1968; Сухов, 1969; Глухова, 1984а, 1984б; Мейен, 1982; Мейен, 1990а; и др.), было прослежено положение этих видов в разрезах Кузбасса. Результаты сведены в таблицу стратиграфического распространения таких таксонов в сравнении с теми же или близкими из кунгура Среднего Приуралья (табл. 1). При этом обнаружилась интересная закономерность: значительное число таксонов (особенно по изолированным семенам и листьям кордаитов) заставляет сопоставлять кунгурский ярус стратотипической местности не с традиционно с ним коррелируемыми стратонами Кузбасса (усятским и/или кемеровским горизонтами), а с ниже лежащими отложениями (ишановским горизонтом). Характерно, что виды дисперсных семян, свойственные в Сибири "верхнему нижнепермскому" (т.е. кунгурскому; по Сухову, 1969) комплексу (*Skokia elongata*, *Samaropsis gorbicaczinensis*, *S. pseudoelegans*, *S. dixonovensis*, *S. neuburgae*, *Sylvella elongata*, *Tungussocarpus subtychtensis*, *T. budnikovii*, *Condomajella baranovii*, *Carpolithes condomaensis*), в типовом кунгуре Среднего Приуралья вообще пока не обнаружены. По нашему мнению, в Кузбассе особенно хорошо прослеживается верхняя граница кунгура (возможно, событийная). Нижняя граница более размыта, отчасти из-за плохой (в палеоботаническом отношении) изученности филипповского горизонта в Среднем Приуралье. Другие виды Кузбасса, включенные в табл. 1 (в основном, не общие, а близкие бардинским видам), не противоречат сопоставлению типового кунгура с ишановским горизонтом, поскольку стратиграфически они распространены более широко, хотя таксономическая идентичность видам из кунгура Среднего Приуралья не очевидна.

Необходимо отметить, что косвенные предложения понизить границу между отделами перми (т.е. верхнюю границу кунгурского яруса) в Сибири уже есть. Так, например, Л.В. Глухова справедливо отмечала, что "... в целом комплекс кунгурских руфлорий близок к ишановскому. Оба характеризуются сочетанием руфлорий, имею-

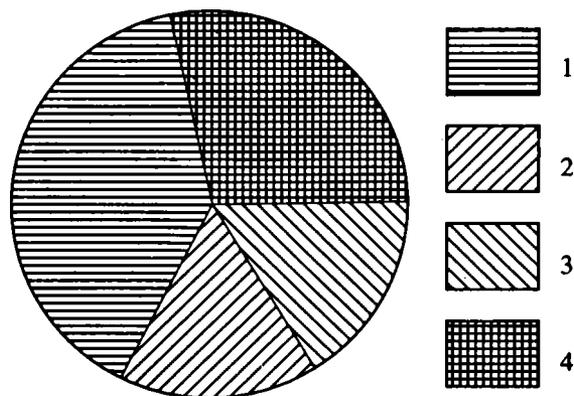


Рис. 5. Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья (бардинская флора): процентное соотношение родов. 1 – эндемичные (39%); 2 – общие с пермскими евразийскими флорами (16,5%); 3 – космополитные (пандемичные) (16,5%); 4 – общие с центральноангарскими флорами (28%).

щих дорсальные желобки с тяжами (*R. papillosa* и др.) и руфлорий с желобками без тяжей (*R. meyenii*, *R. derzavinii*, *R. unica*). В Кузбассе руфлории с дорсальными желобками с тяжами в вышележащий кемерово-усятский комплекс не проходят" (Глухова, 1984б, с. 121-122).

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Флора типовых разрезов кунгурского яруса Среднего Приуралья (бардинская флора) в целом эндемична (39% родов – эндемики), но по присутствию большого количества ангарских элементов (28%) должна рассматриваться в составе Ангарской фитоценозы (Субангарского экотонного пояса). По ряду общих таксонов кунгурский ярус хорошо сопоставляется с ишановским горизонтом Кузбасса; таким образом граница между отделами перми в Кузбассе (и, вероятно, Центральной Ангариде в целом) должна быть существенно понижена по сравнению с ее традиционным положением.

Автор выражает глубокую признательность М.А. Ахметьеву, А.В. Гоманькову, М.В. Дуранте и И.А. Игнатьеву (лаборатория палеофлористики и стратиграфии континентальных отложений Геологического института РАН) за обсуждение результатов работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бетехтина О.А., Сухов С.В. Фауна и флора верхнепалеозойских отложений Горловского бассейна. М.: Наука, 1968. 140 с.
- Владимирович В.П. Типовая кунгурская флора Среднего Урала. Рукоп. деп. в ВИНТИ, 29.12.85. № 377-В 86. ВСЕГЕИ, 1986. 55 с.

- Глухова Л.В. Систематика и микроструктура чешуевидных листьев кордаитантовых // Палеонтол. журнал. 1984а. № 2. С. 120 - 127.
- Глухова Л.В. Микроструктура кордаитоподобных листьев нижней перми Приуралья // Палеонтол. журнал. 1984б. № 3. С. 120 - 127.
- Глухова Л.В. Микроструктура и стратиграфическое распространение руфлорий. Рукоп. деп. в ВИНТИ, № 2467-В 89. Красноярск, 1989. 60 с.
- Залесский М.Д. О двух новых *Disanophyllum* из артинских отложений Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. ест.-мат. 1932. № 9. С. 1351 - 1364.
- Залесский М.Д. О новых растениях из нижнепермских отложений Урала. I. (Observations sur les végétaux nouveaux du terrain permien inférieur de l'Oural. I) // Изв. АН СССР. Сер. ест.-мат. 1933. № 2. С. 283 - 298.
- Залесский М.Д. Наблюдения над новыми растениями нижнепермских отложений Урала II. (Observations sur les végétaux nouveaux du terrain permien inférieur de l'Oural. II.) // Изв. АН СССР. Сер. ест.-мат. 1934. № 7. С. 1093 - 1102.
- Игнатьев И.А. Морфология и систематическое положение *Pholidophyllum ornatum* Zal. (кунгур Приуралья). Рукоп. деп. в ВИНТИ, № 5791-В 88. 1988. 25 с.
- Криштофович А.Н. Памяти М.Д. Залесского (1877 - 1946) // Ботанич. журнал. 1949. Т. 34. № 1. С. 106 - 107.
- Лапо А.В., Фисуненко О.П. Жизнь и труды Михаила Дмитриевича Залесского // Ежегодник ВПО. 1987. Т. XXX. С. 244 - 268.
- Мейен С.В. Новые роды *Entsovia* и *Slivkovia* из пермских отложений Русской платформы и Приуралья // Палеонтол. журнал. 1969. № 4. С. 93 - 100.
- Мейен С.В. Систематика пельтаспермовых птеридоспермов и их место в филогении голосеменных // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1983. Т. 88. Вып. 1. С. 3 - 14.
- Мейен С.В. Пермские хвойные Западной Ангариды. Рукоп. деп. в ВИНТИ, № 3405-В 86. 1986. 140 с.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 404 с.
- Мейен С.В. *Vardospertium* - новый род хвойных из кунгура Приуралья и некоторые вопросы эволюции ранних хвойных // Палеонтол. журнал. 1990а. № 2. С. 3 - 12.
- Мейен С.В. *Phyllothesa* - подобные растения из верхнепалеозойской флоры Ангариды // Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990б. С. 17 - 49.
- Наугольных С.В. Каллиптериды и псигмофиллоиды (порядок *Peltaspermales*) кунгура Приуралья // Пермская система земного шара. Тез. докладов. Свердловск. Ин-т геологии УрО РАН, 1991а. С. 106.
- Наугольных С.В. Морфология и систематика некоторых каллиптерид (*Peltaspermales*) кунгура Приуралья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1991б. № 4. С. 40 - 48.
- Радченко Г.П. Роды *Staurofucus*, *Martjanowskia*, *Ricciopsis*, *Siberiodendron*, *Tomiodendron*, *Abacodendron*, *Ko-*
- retrophyllites*, *Sorocaulus*, *Paraschizoneura* // Материалы по палеонтологии. Новые семейства и роды. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 190 - 194.
- Рассказова Е.С. Членистостебельные верхнего палеозоя Тунгусского бассейна. Ч. I, II // Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии. Тр. НИИ геол. Арктики. 1961. Вып. 23, 24. С. 46 - 73.
- Степанов Д.Л., Котляр Г.В., Ганелин В.Г. Основные проблемы и задачи дальнейшего изучения пермской системы СССР // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер. 1984. Т. 286. С. 234 - 240.
- Сухов С.В. Семена позднепалеозойских растений Средней Сибири. М.: Недра, 1969. 264 с.
- Хахлов В.А. Верхнепалеозойская флора севера Сибири. Вып. 1. Хвощевые. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1964. 112 с.
- Эйхвальд Э.И. Палеонтология России. Древний период. I. Флора грауваккской, горноизвестковой и медистосланцевой формаций России. СПб., 1854. 245 с.
- Эйхвальд Э.И. Атлас к палеонтологии России (Древний период). СПб., 1861. 59 табл.
- Kerp J.H.F., Naugolnykh S.V., Haubold H. *Gracilopteris* - a new name for *Sphenocallipteris* Haubold et Kerp // Rev. Paleobot. Palynolog. 1991. V. 69. P. 369 - 370.
- Kerp J.H.F., Poort R.J., Swinkels H.A.J.M., Verver R. Aspects of Permian Paleobotany and Palynology. IX. Conifer-dominated Rotligend floras from the Saar-Nahe Basin (Late Carboniferous-Early Permian; SW-Germany) with special references to the reproductive biology of early conifers // Rev. Paleobot. Palynolog. 1990. V. 62. P. 205 - 248.
- Kutorga S.S. Beitrag zur Kenntniss der organischen Ueberreste des Kupfersandsteins am westlichen Abhange des Urals // Verh. d. k. miner. Gesellsch. SPb., 1838. S. 24 - 34.
- Kutorga S.S. Zweiter Beitrag zur Palaeontologie Russlands // Verh. Mineral. Ges. SPb., 1844. S. 63 - 82.
- Ludvig R. Pflanzen aus dem Potliegenden im Government Perm. // Palaeontographica. 1863. Bd. 10. Lief. 6. S. 270 - 275.
- Meyen S.V. *Phyllothesa* - like plants from the Upper Palaeozoic flora of Angaraland // Palaeontographica. 1971. Abt. B. Band 133. V. 1/3. S. 1 - 33.
- Meyen S.V. The Carboniferous and Permian floras of Angaraland (a synthesis) // Biol. Mem. 1982. V. 7. No. 1. P. 1 - 109.
- Naugolnykh S.V. Callipterids and psygmophylloids from the Kungurian of the Fore-Urals // International Congress on the Permian System of the World. Program and Abstracts. Columbia University. SC. USA. 1991. P. A24.
- Zalassky M.D. Sur la distinction de l'étage Bardien dans le Permien de l'Oural et sur sa flore fossile // Problems Paleontology. 1937. V. II - III. P. 37 - 101.
- Zalassky M.D. Végétaux permien du Bardien de l'Oural // Problems Paleontology. 1939a. Vol. V. P. 329 - 374.
- Zalassky M.D. Sur deux végétaux permien nouveaux du Bardien de l'Oural // Bul. Soc. Geol. France. Sér. 5. 1939b. V. IX. Fasc. 8 - 9. P. 703 - 711.



Эволюция биосферы

УДК 56:581(470.1)

ПАЛЕОГЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФЛОРОНОСНЫХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА И ПРИУРАЛЬЯ)

© 1993 г. И. А. Игнатьев

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

Поступила в редакцию 10.10.92 г.

Вводится понятие “зоны ассоциаций” как зонального стратона, характеризующегося специфическим набором одновременно существовавших в пределах ограниченной территории ассоциаций древних растений, устанавливаемых в рамках фитосоциологической системы Ж. Браун-Бланке. Предложен вариант шкалы зон ассоциаций для верхнепермских отложений Печорского бассейна и Приуралья.

ВВЕДЕНИЕ

Понятию “зоны” и принципам зонального расчленения посвящена обширная литература, анализ которой можно найти в сводках (Красилов, 1977; Красилов и др., 1985; Международный стратиграфический справочник, 1978; Степанов, Месежников, 1979). Применительно к макроостаткам растений в рамках палеоэкосистемного подхода развивается идея выделения зональных комплексов, которые бы соответствовали сменяющим друг друга в пространстве и времени типам древней растительности. Это позволило бы осмыслить зональную шкалу в свете реальных флоро- и филоценогенетических процессов.

В отечественной, да, по-видимому, и в мировой литературе, наиболее разработанная версия такого подхода предложена В.А. Красиловым (Красилов, 1972, 1977; Красилов и др., 1985). Он исходит из понятия “ценозоны”, которую определяет как “стратиграфический интервал, характеризующийся устойчивым сочетанием видов в определенных количественных соотношениях”, поясняя, что “повторение одного и того же сочетания видов и отношений доминирования в последовательных слоях свидетельствует о ценоотическом равновесии”, тогда как нарушение последнего “ведет к изменению состава и (или) количественных соотношений биофоссилий, маркирующему границы ценозон” (Красилов, 1977, с. 200 - 201). Экологическая интерпретация смены ценозон основывается на реконструкции исходных сообществ. Для четвертичных отложений последняя

осуществляется относительно несложно путем подбора рецентных аналогов сообществ. Для более древних интервалов этого сделать не удается и здесь приходится опираться только на содержимое захоронений. Чтобы перекинуть мостик между сообществами и их субфоссильными или ископаемыми остатками (тафоценозами, фитоориктоценозами), В.А. Красилов использует распространенное в экологии и фитоценологии понятие “ассоциации”, однако, придавая ему особый смысл. Он называет ассоциацией тип тафоценозов или фитоориктоценозов, характеризующийся определенным составом и соотношениями доминирования остатков ценоотически связанных организмов (там же, с. 201; в дальнейшем мы будем говорить только о растениях, хотя Красилов распространяет свой подход по крайней мере на некоторые типы животных сообществ). В конкретных разрезах эти типы представлены рекуррентными фитоориктоценозами. Выделение типов производится путем изучения сочетаний ископаемых видов в конкретных фитоориктоценозах методом рекуррентных групп или с помощью кластерного анализа. Исходя из того, что состав и количественные соотношения видов в сообществах при переходе последних в ископаемое или субфоссильное состояние подвергаются значительным искажениям, так что количественные соотношения, с которыми встречаются макроостатки растений, более или менее адекватно передают лишь “наиболее общие соотношения доминирования”, Красилов считает возможным ограничиться анализом

сочетаний одних доминантов, которые и кладутся в основу характеристики выделяемых им ассоциаций. По представлениям В.А. Красилова (там же, с. 202), “доминанты с низкой встречаемостью принадлежат редким локальным ассоциациям, тогда как высокая встречаемость при низком показателе значения (встречен во многих тафозенозах, но доминирует в немногих) может указывать на сообщества, удаленные от района захоронения”. Рассмотренный подход реализован В.А. Красиловым при изучении мезозойской флоры Буреинского бассейна (Красилов, 1973).

Предложенный Красиловым метод выделения ассоциаций и характеристики ценозон вызывает ряд принципиальных возражений. Прежде всего опыт современной фитоценологии показывает, что доминантный подход к классификации фитоценозов приводит к удовлетворительным результатам лишь применительно к ограниченному числу типов сообществ, характеризующихся небольшим числом устойчивых доминантов и невысоким разнообразием экотопов, как в случае части плакорных бореальных лесов. Следовательно, априори опираться на доминанты, как это предлагает В.А. Красилов, нет оснований. Применительно к ископаемому материалу дело осложняется еще и тем, что экология огромного большинства ископаемых видов, в том числе доминантов фитооритоценозов, в лучшем случае может быть охарактеризована в не очень определенных общих понятиях, вроде “гигрофильный”, “мангровый” и т.п. Между тем эколого-ценотическое понятие “доминанта-эдификатора” требует для своего корректного применения не просто знания экологии вида, а его роли в формировании фитоценотической среды сообщества. К тому же не существует жесткой прямой связи между обилием вида в сообществе и его эдификаторным значением, на которую можно было бы опереться при косвенном определении эдификаторного значения древних видов.

В теоретическом плане доминантный подход базируется на так называемой организмистской модели фитоценоза. Последняя рассматривает сообщества как реальные, исторически сформировавшиеся целостные совокупности популяций, взаимосвязь которых друг с другом обусловлена главным образом взаимовлиянием растений, в первую очередь видов-эдификаторов. Отсюда вытекает представление об особом значении последних для классификации сообществ как их “существенных признаков”. Согласно организмистской модели, динамические процессы в фитоценозах являются жестко детерминированными и направлены к формированию устойчивых климаксных сообществ. Современная фитоценология показывает, что применимость организмистской модели ограничивается указанными выше олигодоминантными моноаспектными сообществами с выровненным экотопом. Несравненно

более универсальной является так называемая континуалистская модель фитоценоза, в соответствии с которой фитоценозы являются условно выделяемыми в качестве однородных участками растительного покрова, а популяции в них объединены в первую очередь условиями среды. Растительный покров состоит не из отдельных сообществ-квазиорганизмов, а представляет собой континуум, иными словами, ему свойственно более или менее постепенное изменение всех признаков при переходе от одного участка к другому и нежесткая связь этих признаков между собой (что не исключает существования резких границ в растительном покрове!). В процессах динамики фитоценозов изменения отдельных популяций являются более или менее независимыми друг от друга, а сами эти процессы носят в той или иной мере стохастический характер. Из континуалистской модели следует, что наибольшее значение для классификации имеют виды – индикаторы условий среды, определяющих образование соответствующего типа сообществ. Эти виды не обязательно представлены в сообществах с высоким обилием. Таким образом, при разработке классификации древних фитоценозов предпочтительно исходить из континуалистской модели, которая отрицает универсальность доминантного подхода.

Другое важное возражение касается метода выделения ассоциаций, предлагаемого Красиловым. По сути это приемы так называемой ординации растительности. Последняя состоит в упорядочении видов или описаний фитоценозов вдоль осей, представляющих изменение ведущих комплексных градиентов среды, течение времени (сюда относятся все так называемые прямые методы ординации) либо сходство самих описаний, определяемое с помощью коэффициента Сьерсена или рядом других способов (так называемые непрямые методы ординации). Таким образом, подход Красилова (метод рекуррентных групп, кластерный анализ) можно рассматривать как вариант непрямой ординации. Ординация растительности дает на специальных таблицах и графиках вполне объективное изображение распространения видов и сообществ вдоль ведущих экологических градиентов либо вариаций флористического разнообразия сообществ в пространстве и времени. В то же время ординация является слишком описательной, идеографической процедурой. Для многих задач, в первую очередь связанных с теоретическим осмыслением структуры, динамики и экологии сообществ, необходимы общие понятия, охватывающие основные типы фитоценотического разнообразия. Эти понятия могут дать только классификация фитоценозов. В этой связи использование В.А. Красиловым применительно к результатам ординации классификационного понятия “ассоциация”, обозначающего определенный ранг в систематике фитоценозов, выглядит алогичным. Следует отметить, однако,

что многие ординационные схемы путем специального анализа могут быть преобразованы в классификационные, т.е. являются подходящим материалом для классификации. Интересно отметить, что ординация предлагалась некоторыми крайними сторонниками континуализма как альтернатива классификации, которая, по их мнению, неприменима к континууму свойств растительного покрова, чье разнообразие можно лишь "объективно описывать". Таким образом, принцип выделения ассоциаций (доминантный) и метод (ординация) берутся Красиловым из теоретических источников, находящихся в серьезном противоречии друг с другом, – континуализма и организмизма.

Разделяя общую идею характеристики зон комплексами ценотически связанных растительных остатков, представляется необходимым подойти к выделению последних иным путем, отличным от выдвинутого Красиловым. Предлагаемый в настоящей статье подход основывается на выводах и результатах парасинтаксономии.

ОСНОВНЫЕ ИДЕИ ПАРАСИНТАКСОНОМИИ

Парасинтаксономией называется раздел палеогеоботаники, изучающий разнообразие древних растительных сообществ (Игнатъев, 1991, 1992, 1992а). Ядром парасинтаксономии является классификация последних – синсистематика. Ее основные представления можно кратко суммировать следующим образом.

Фитоценотическое разнообразие древнего растительного покрова дошло до нас в виде своих ископаемых остатков – фитоориктоценозов, сохранившихся в более или менее измененном виде часть признаков исходных сообществ, таких как флористический состав, характер размещения особей, показатели обилия видов и др. В фитоориктоценозах отражены и относительно устойчивые сочетания этих признаков (архетипы), свойственные древним сообществам. Это позволяет строить классификацию древних фитоценозов на основе изучения их ископаемых остатков (Игнатъев, 1992а).

Флористический состав фитоориктоценозов лучше других признаков отражает их специфику и связь с исходными сообществами. Изучение современных фитоценозов показывает, что видовой состав наиболее адекватно передает их синтаксономическое своеобразие, обусловленное, в первую очередь, факторами среды. Поэтому в основу единой естественной классификации древних и современных растительных сообществ должен быть положен флористический принцип (Игнатъев, 1992а).

Во флористическом составе фитоориктоценозов некоторые ископаемые виды лучше других отражают специфику исходных сообществ, явля-

ясь остатками древних видов-индикаторов факторов палеосреды, обусловивших образование соответствующего типа древних фитоценозов. Эти виды (диагностические) положены в основу диагностики ископаемых синтаксонов (парасинтаксонов), т.е. таксонов древних сообществ. Проблемы, связанные с выделением диагностических видов, рассмотрены в работе И.А. Игнатъева (1992а).

В силу континуальной природы растительности связь признаков у конкретных фитоценозов является значительно менее жесткой, чем у объектов традиционной систематики – животных и растительных индивидуумов. Поэтому устойчивые сочетания признаков сообществ являются статистическими и могут быть выявлены лишь на большой массе описаний. Это относится и к фитоориктоценозам, признаковое пространство которых также имеет континуальный характер, унаследованный от континуума древней растительности (так называемый "фитоориктоценотический континуум" – см.: Игнатъев, 1992а).

В современной фитоценологии наиболее разработанным, широко распространенным и перспективным направлением классификации растительных сообществ является метод Ж. Браун-Бланке. Этот метод основывается на флористическом принципе и имеет интуитивно-статистическую природу (Миркин, 1989). Реализуемый технически в форме обработки специальных фитоценологических таблиц или соответствующих компьютерных программ, метод Браун-Бланке состоит в выделении безранговых типов фитоценозов разного объема и их последующей организации в иерархическую систему, аналогичную системам животных и растений (фитосоциологическую систему). Метод Ж. Браун-Бланке целесообразно использовать и для классификации древних растительных сообществ. Проблемы, связанные с его адаптацией к ископаемому материалу, рассмотрены в работах (Игнатъев, 1991, 1992, 1992а), где можно найти ссылки на основную литературу метода.

Главными рангами фитосоциологической системы Браун-Бланке в порядке подчиненности являются класс, порядок, союз и ассоциация.

Номенклатура синтаксонов регулируется международным "Кодексом фитосоциологической номенклатуры" (Баркман и др., 1988).

Ископаемые синтаксоны (парасинтаксоны), сравнимые по содержанию с современными, включаются, наряду с последними, в единую фитосоциологическую систему. Парасинтаксоны, не отвечающие этому требованию, могут организовываться в различные формальные системы или каким-либо образом неформально сближаться с синтаксонами естественной фитосоциологической системы.

Согласно "Кодексу", основным рангом фитосоциологической системы является ассоциация.

Это означает, что для установления синтаксона любого другого ранга прежде должна быть установлена соответствующая ассоциация, которая устанавливается на материале конкретных описаний и типифицируется таким описанием. Невозможно указать универсальные критерии, определяющие содержание и объем ассоциации. В то же время можно констатировать, что ассоциация является региональной единицей с ограниченным ареалом, которая отражает главным образом горизонтальные, т.е. географические изменения растительности (Миркин, 1989). С точки зрения растительной динамики, ассоциация системы Браун-Бланке, взятая в узорегиональном понимании, примерно соответствует так называемому демутационному комплексу, который определяется как "территория, которой владеют ассоциации одной стадии экогенеза (коренная ассоциация и все ассоциации ее демутационных рядов, если таковые имеются)" (Разумовский, 1981, с. 106). Следует пояснить, что в терминологии С.М. Разумовского "коренная ассоциация" означает тип сообществ, свойственный определенной стадии автогенной сукцессии на ненарушенном местобитании, а "ассоциации демутационных рядов" – сравнительно недолго существующие типы сообществ, сукцессионные последовательности которых восстанавливают коренную ассоциацию в местах нарушения ее биотопа.

ЗОНЫ АССОЦИАЦИЙ И ПАЛЕОГЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОСУКЦЕССИИ

Определим зону ассоциаций как зональный стратон, характеризующийся определенным набором совместно существовавших в пределах ограниченной территории ассоциаций древних растений, установленных в рамках фитосоциологической системы Браун-Бланке. Названия зон ассоциаций образуются из одного - двух названий ассоциаций, входящих в характеристику соответствующей зоны, например "зона ассоциаций *Cordaito candalepensis* – *Rusflorietum synpensis*" (см. ниже).

Из сказанного выше об ассоциации системы Браун-Бланке следует, что зоны ассоциаций (associations-zones) являются региональными единицами. Палеогеоботаническое и палеофлористическое содержание зон ассоциаций приближается к "конкретной флоре" А.И. Толмачева. По представлениям последнего (Толмачев, 1986, с. 9), "теоретически конкретная флора должна отвечать следующим требованиям: совокупность видов, ее слагающих, распространена на всем протяжении занимаемого флорой района, образуя лишь различные группировки и занимая отдельные части его в зависимости от чисто местных особенностей каждого его участка; участкам, одинаковым по условиям, должны в пределах района соответствовать одни и те же комбинации

видов, иными словами, каждая данная ассоциация будет характеризоваться в нем постоянством своего флористического состава, причем правило это будет повторяться во всех встречающихся в районе ассоциациях. Таким образом, флористические различия между отдельными участками района будут представлять непосредственное отражение особенностей данной стадии, в то время как в районах, отличающихся друг от друга в строгом смысле флористически, мы можем встретиться с различными комбинациями видов при полном совпадении местных условий". Таким образом, конкретная флора характеризуется в пределах занимаемого ею района единым флористическим составом и одинаковым набором ассоциаций, находящихся в определенных сукцессионных отношениях между собой. С динамической точки зрения она является самоподдерживающейся и динамически стабильной системой – гомеостатом (Разумовский, 1981). В климатическом плане все вариации флористического состава в пределах района распространения конкретной флоры обусловлены локальными особенностями биотопа, а не макроклиматом.

Следует подчеркнуть, что было бы неоправданным отождествлять синтаксономическую характеристику зон ассоциаций с древними конкретными флорами. В силу дефектности ископаемого материала ископаемые ассоциации не вполне сравнимы по содержанию с современными, равно как и сам набор этих ассоциаций, входивших в состав соответствующей древней конкретной флоры, может быть неполон. Поэтому в общем случае древние конкретные флоры являются предметом более сложных палеофлористических реконструкций.

Ассоциации ископаемых видов, выделенные методом Браун-Бланке, являются наиболее *дробными естественными единицами*, на которые можно подразделить палеосукцессию на ценолическом уровне. Наиболее дробными – так как устанавливаются путем анализа конкретных фитоориктоценозов, на последовательность которых может быть в пределе расчленена палеосукцессия. Естественными – в том плане, что отражают синтаксономическую структуру континуума древней растительности.

Точно так же совокупности одновременно существовавших и, вероятно, сукцессионно связанных ассоциаций ископаемых растений являются наиболее дробными естественными подразделениями палеосукцессии на флористическом уровне, сопоставимыми с конкретными флорами А.И. Толмачева (см. выше).

Таким образом, зоны ассоциаций оказываются наиболее дробными естественными единицами стратиграфического расчленения континентальных флороносных толщ.

В пространственном отношении зоны ассоциаций являются картируемыми подразделениями, границы которых совпадают с очертаниями геологических тел, образовавшихся в пределах определенной обстановки осадконакопления в районе распространения соответствующей древней конкретной флоры.

Последовательность зон ассоциаций в общем случае должна рассматриваться как следствие изменений макроклимата или причин, способных вызвать изменения такого же масштаба, так как ценоотические различия в пределах района распространения одной конкретной флоры обуславливаются локальными условиями среды (см. выше). Вопрос о природе факторов, вызвавших смену зон, является предметом специального исследования. При этом изменения, происходящие на ценоотическом уровне, не обязательно связаны с макроклиматическими переменами и могут обуславливаться автохтонной эволюцией видов, внедрением в сообщества чуждых видов в ходе расселения и рядом других ценоотических процессов. Это также является предметом самостоятельного исследования.

В связи с проблемами палеогеоботанической интерпретации шкалы зон ассоциаций следует особо остановиться на концепции, предложенной В.А. Красиловым (Красилов, 1972, 1977; Красилов и др., 1985). По представлениям Красилова, в основе региональной системы ценозон (в рассмотренном выше понимании) лежит так называемая региональная катена – свойственное региону распределение почвенных и растительных поясов, которое на изменение ведущих факторов среды отвечает смещением звеньев. Этими звеньями являются ассоциации в понимании В.А. Красилова. Реконструкция катены схематически может быть представлена следующим образом. “Поскольку, – пишет В.А. Красилов, – материал транспортируется вниз по склону, то в катене, состоящей из трех звеньев а–б–в, аллохтонные элементы (б) будут встречены среди остатков (а), аллохтонные элементы (в) – среди остатков (б) и в меньшей степени среди (а), в то время как находки элементов (а) среди (б) или (в) маловероятны. Более полное представление о верхних поясах мы получаем в тех случаях, когда 1) воды моря или озера заливают низины с растительностью; 2) прибрежные заросли, как фильтр, препятствуют переносу остатков водным путем; воздушным путем переносятся преимущественно органы растений, обитающих на возвышенностях; 3) происходят миграции звеньев и верхний пояс оказывается ближе к месту захоронения, что немедленно отражается на частоте видов” (Красилов и др., 1985, с. 51 - 52).

“Пространственные соотношения между поясами устойчивы и выдерживаются на больших расстояниях. Каждая региональная катена обладает своими особенностями, отражающими местные условия дифференциации поясов. Вместе с

тем разнопровинциальные и разновозрастные катены нередко имеют общие элементы, позволяющие выявить аналогичные звенья и построить систему викарирующих катен. ... Система викарирующих катен отражает как биогеографические (число звеньев и их положение в катене), так и возрастные (смена сообществ в вертикальных колонках) отношения. Только с помощью такой системы можно отличить миграционную смену видов в хроноклинах от автохтонной эволюции. ... Перестройка катены – один из признаков нарушения ценоотического равновесия, определяющего экостратиграфический рубеж. Изменение рельефа склона может вызвать выпадение некоторых биотопов ... или телескопирование поясов. ... Основной фактор, контролирующей поясное расположение ... наземных сообществ – это температура. Поэтому изменение климата синхронизирует перестройку различных катен. Катену можно рассматривать как устойчивый поликлимакс, ее перестройку – как смену климаксов или клисерию” (Красилов, 1977, с. 207 - 211).

Катенарная модель В.А. Красилова оставляет открытыми ряд существенных вопросов. Прежде всего одного указания на региональный масштаб недостаточно, чтобы опознать в фитоориктоценозах такие отличные по своей геоботанической природе и масштабу виды “поясности” как вертикальная поясность высокогорий, зональность плакоров и “пояса” растительности пойменного леса, наблюдающиеся при переходе от прирусловой поймы к притеррасной. Например, в аллювиальных обстановках фитоориктоценозы отражают преимущественно растительность, произрастающую в непосредственной близости от водоемов и водотоков, которая, в силу специфики местообитания, является, с фитогеографической точки зрения, в той или иной степени экстразональной. В подобных случаях если и можно говорить о “поясности”, то лишь применительно к экологическим рядам местных сообществ.

Необоснованным представляется и отождествление звена катены с ассоциацией. В региональном масштабе в пределах одного “пояса”, идет ли речь о высотной поясности или растительной зональности, существует как правило множество синтаксономически более или менее отличных типов сообществ. Сама же поясная модель является частным случаем более универсальной – мозаичной – картины распространения сообществ.

Неявно допускаемая В.А. Красиловым жесткая связь фитоориктоценозов с фациями и аллохтонности видов и комплексов с принадлежностью соответствующих растений “более высоким” звеньям катены едва ли может быть принята без серьезных ограничений. Определенный тип фитоориктоценозов обычно связан с фациями лишь статистически, а степень их аллохтонности в значительной мере определяется характером остатков. Каждый тип древних сообществ представлен

в ископаемом состоянии сразу несколькими типами фитоориктоценозов, различающимися флористическим составом, соотношениями обилия видов, степенью аллохтонности и другими признаками, подобно тому как один и тот же вид древних растений представлен остатками дисперсных органов различной формы и степени сохранности. В приведенном выше рассуждении Красилова, даже при строгом соблюдении указываемых им соотношений автохтонности–аллохтонности, из них отнюдь не следует с необходимостью, что, скажем, элементы (в) принадлежат растениям более высокого звена катены, чем (а) и (б). Соответствующие фитоориктоценозы могли, например, принадлежать сообществам, которые в “высотном” отношении находились на одном уровне с (а) и (б), но в силу биологических особенностей растений и положения по отношению к водоему или водотоку имеют тенденцию образовывать аллохтонные фитоориктоценозы и давать примесь аллохтонных элементов в других типах фитоориктоценозов.

Построение “катен” является частным случаем так называемой палеогеоботанической ординации – реконструкции экологических рядов древних сообществ вдоль ведущих комплексных градиентов палеосреды (Игнатъев, 1991). В случае Красиловских катен речь идет об ординации вдоль высотного градиента.

Недостаточно обоснованными, на наш взгляд, являются и представления о катене как устойчивом природном образовании, отвечающем на изменения макроклимата смещением звеньев. В подтверждение своего взгляда В.А. Красилов ссылается на сформулированный Г. Вальтером “закон относительного постоянства местообитаний и смены биотопов”. “Г. Вальтер (1968), – пишет он (Красилов, 1977, с. 206), – выдвинул правило смены биотопов, согласно которому биогеоценотическая система реагирует на изменение условий смещением звеньев”. На самом деле закон Вальтера утверждает, что “при изменении климата в пределах ареала какого-либо вида в определенном направлении происходит смена биотопов этим видом, что компенсирует изменение климата; таким образом, условия местообитания в различных биотопах остаются более или менее одинаковыми” (Вальтер, 1968, с. 317 - 318). Имеется в виду, например, что с увеличением сухости климата вид стремится занимать все более влажные биотопы. Таким образом, в законе Вальтера ничего не говорится о биогеоценологических системах и смещении звеньев, а лишь об определенной тенденции в экологии видов. Переходя на уровень сообществ, из этой тенденции едва ли можно заключить, что при изменении макроклимата все виды сообщества единообразно мигрируют в направлении условий среды, компенсирующих это изменение. Степень интегрированности растительных сообществ недостаточно высока, а экология видов

слишком “индивидуалистична”, чтобы макроклиматические изменения вызывали лишь “смещение звеньев”, без более или менее глубоких изменений внутри сообществ. Что происходит в действительности отчасти можно представить себе по ситуации на обширных плакорных, где видна последовательность зон растительности. Отмеченная Вальтером тенденция в экологии видов проявляется здесь в различных экстразональных явлениях. Последние давно известны ботанико-географам и соответствующее обобщение, известное как “правило предварения” В.В. Алехина, было сформулировано раньше и независимо от закона Вальтера. Это правило гласит, что “плакорный вид или плакорный фитоценоз предваряется на юге или на севере в соответствующих условиях местообитания” (Алехин, 1936, цит. по Алехину, 1989, с. 38). При этом, как отмечает В.В. Алехин (там же), “экстразональные явления тем типичнее и тем чаще встречаются, чем ближе они находятся к своей зоне; в более же отдаленных подзонах экстразональные отголоски становятся все реже и *главным образом выражены не так типично, наконец они совсем затухают*” (выделено мной. – И.И.). Следует отметить, что экстразональные явления не обязательно связаны с макроклиматическими изменениями, но могут, например, определяться наличием системы местообитаний, позволяющей компенсировать разницу в макроклимате. Известным примером является проникновение лесов в глубь степной зоны по долинам рек. Однако и здесь не происходит распространения сообществ в неизменном виде, но полностью сохраняет силу приведенное выше замечание В.В. Алехина.

Исходя из сказанного можно предположить, что миграция зональных типов сообществ в небольших пределах может являться “первой реакцией” сложившихся сукцессионных систем на макроклиматические изменения. Однако при сильных и продолжительных однонаправленных климатических сменах на последующих этапах происходит более или менее глубокая перестройка сообществ, на что указывает “затухание” и возрастающая “атипичность” экстразональных отголосков по мере удаления от границ материнской зоны.

Парасинтаксономия древних фитоценозов не связана с какой-либо одной моделью строения растительного покрова, будь то катены, зоны растительности или иные образования. В самом неблагоприятном случае, когда мы не можем удовлетворительно интерпретировать палеосукцессию палеоэкологически, парасинтаксономический анализ дает палеогеоботанически осмысленное, единообразное и эксплицитно выраженное расчленение ее на комплексы, удобное для чисто формальных стратиграфических сопоставлений, так как при любых масштабах корреляций последние основываются на реально наблюдаемом сходстве фитоориктоценозов, отраженном в синтаксонах разного ранга фитосоциологичес-

кой системы. К достоинствам здесь следует отнести и строгую геоботаническую номенклатуру комплексов ценотически связанных растительных остатков.

С другой стороны, понимание природы фито-стратиграфических рубежей в методологическом плане возможно только через проекцию на исторические свидетельства о древнем растительном покрове идеальных структурных и динамических моделей, построенных на материале современной растительности (Игнатъев, 1992а). Правомерность такой проекции оценивается из сравнения древних и современных растительных сообществ, производящегося в рамках фитосоциологической системы. Таким образом, парасинтаксономия является необходимой методологической базой экостратиграфии применительно к древнему растительному покрову.

ШКАЛА ЗОН АССОЦИАЦИЙ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ ПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА И ПРИУРАЛЬЯ

Автором (Игнатъев, 1991) было проведено парасинтаксономическое исследование фитоориктоценозов из верхней перми Печорского бассейна и Приуралья на материале из опорных разрезов по рекам Адзье и Б. Сыне. Полученные результаты позволили разработать вариант шкалы зон ассоциаций, показанный на рис. 1. Из-за ограниченного объема в настоящей статье оказалось возможным дать лишь краткую характеристику этой шкалы, с целью проиллюстрировать на конкретном примере предложенный подход к выделению зон. Более подробно она рассматривается в специально посвященной этому статье автора, подготавливаемой к печати.

Выделено три последовательные зоны ассоциаций – *Rufloretum obovatae*, *Cordaito brevis-Rufloretum sylovaensis* и *Cordaito candalepensis-Rufloretum synensis*, – которые охватывают большую часть объема печорской серии, за исключением ее самой верхней и самой нижней частей. По этим интервалам разреза для выделения ассоциаций ископаемых растений имеющихся в нашем распоряжении данных недостаточно. В то же время своеобразие приуроченных к ним фитоориктоценозов позволяет предположить, что в дальнейшем они будут отнесены к самостоятельным зонам.

Парасинтаксономический анализ позволяет выделить в палеосукцессии печорской серии три основных типа фитоориктоценозов, отвечающих трем совместно существовавшим в печорское время типам древних сообществ. Последние относятся к классам *Cordaito-Rufloretia Ignatiev*, *Phylladodermetea Ignatiev* и *Peltaspermo-Rhachiphyllitea Ignatiev* (Игнатъев, 1991).

Сообщества классов *Cordaito-Rufloretia* и *Phylladodermetea* являются двумя основными ти-

пами пойменных лесов печорского времени. В кардаитовых ассоциациях полог и часть подлеска образовывали различные виды кордаитовых растений, а травяной покров – папоротники. Эти сообщества произрастали, по-видимому, преимущественно на более возвышенных участках центральной поймы. Филладодермовые фитоценозы, напротив, занимали заболоченные участки поймы, где на более или менее обширных площадях шло интенсивное торфонакопление. Основным материалом для последнего был мощный опад листьев *Phylladoderma Zalessky*. Этот опад, толстым слоем покрывавший почву в филладодермовых фитоценозах (филладодермы были, по-видимому, низкоствольными деревьями или кустарниками), препятствовал развитию других видов, в том числе кордаитовых растений, так что эти сообщества являлись, вероятно, почти чистыми зарослями одного или нескольких видов филладодерм.

Фитоценозы класса *Peltaspermo-Rhachiphyllitea* представляли собой локально распространенные заросли одного или нескольких видов печорских каллептерид, тяготеющие в своем распространении к прирусловой части поймы. Форма роста этих растений, по-видимому, напоминала современные крупные бореальные папоротники.

В основу характеристики выделенных зон ассоциаций положена смена кордаитовых ассоциаций, что нашло отражение в их названиях. Видовая систематика филладодерм остается до сих пор неудовлетворительно разработанной. Это не позволило расчленить филладодермовую “ветвь” палеосукцессии, условно объединенную в рамках единой ассоциации *Phylladodermeteum arberi Ignatiev*, на ассоциации. В то же время по имеющимся данным можно предполагать по крайней мере трехчленное ее деление (Игнатъев, 1991). Проведение этого расчленения в дальнейшем позволит уточнить характеристику выделенных зон.

“Кордаитовая” основа предполагаемой шкалы зон ассоциаций имеет то преимущество, что этот тип фитоценозов является доминирующим или одним из доминирующих не только для верхней, но для всей континентальной флороносной перми Печорского бассейна и Приуралья (см., например, Угленосная формация ..., 1990). Смена кордаитовых ассоциаций вызывалась, по-видимому, макроклиматическими изменениями, приводившими к их дестабилизации и изменениям в видовом составе. Роль автохтонной эволюции видов была относительно невелика. В частности, руфлории воркутского облика возможно филогенетически связаны с руфлориями типа *R. sylovaensis* (Neuburg) Ignatiev, а руфлории типа “obovata” – с руфлориями типа *R. synensis* (Zalessky) Meyen. В конце сейдинского времени кордаитовые сообщества, до того являвшиеся основными углеобразователями, были вытеснены с заболоченных участков речных долин филладодермами. Возможно это связано

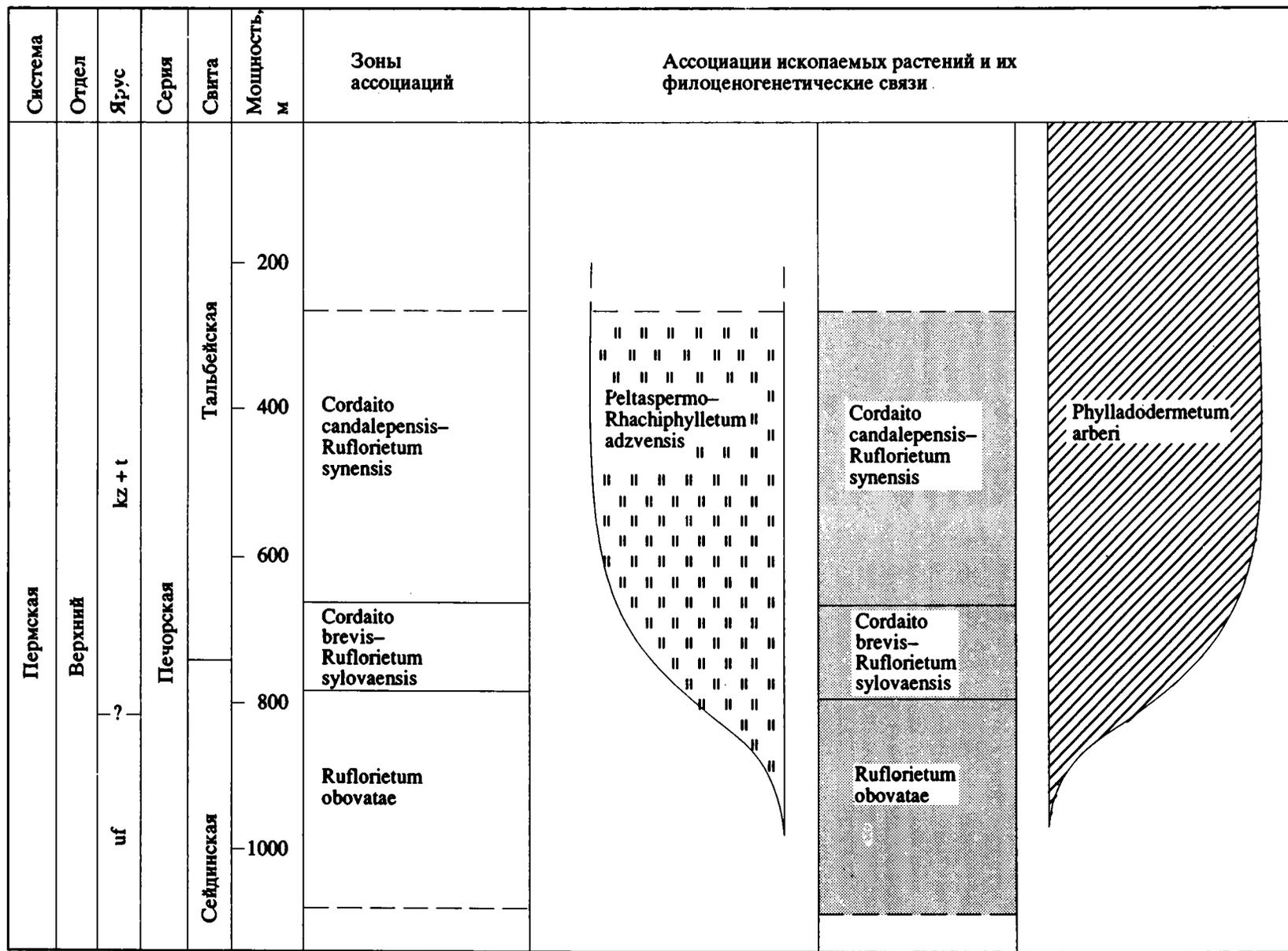


Рис. 1. Схема зонального расчленения верхнепермских отложений Печорского бассейна и Приуралья на основе ассоциаций ископаемых растений. Мощности свит и границы зон ассоциаций приведены по опорному разрезу р. Адзъвы.

с эволюционными изменениями в репродуктивной сфере последних – образованием замкнутых семенных капсул типа *Cardiolepis Neuburg* вместо открытых пельтоидов. Эти капсулы, обладающие мясистой оболочкой и воздушным пузырем, обеспечивающим плавучесть, стали основными диаспорами филладерм вместо отдельных семян, лишенных приспособлений для распространения водным или воздушным путем, что позволило успешно конкурировать с кордаитами при заселении постоянно нарушаемых гидрологическими процессами участков речных пойм.

Наименее благоприятны в стратиграфическом отношении ассоциации класса *Peltaspermo-Rhachiphyllitea*, хотя по первому появлению каллиптерид традиционно проводится граница воркутской и печорской серий. Каллиптериды, по-видимому, проникли на территорию Печорского бассейна и Приуралья по долинам рек из районов современного Среднего Приуралья. Этот процесс шел в течение значительной части воркутского времени, на что указывают отдельные находки каллиптерид в отложениях интинской свиты и даже рудницкой подсвиты воркутской серии. Однако и в печорское время эти растения не играли сколько-нибудь заметной роли в растительном покрове, образуя небольшие локальные заросли одного или немногих видов или встречаясь в качестве примеси в других типах фитоценозов. Не в последнюю очередь это связано с устройством репродуктивной сферы этих растений, которые являлись типичными барохорами. Их относительно немногочисленные, нередко довольно крупные семена, лишенные специальных приспособлений для распространения, располагались на открытых пельтоидах и, опадая под действием силы тяжести (барохория), прорастали чаще всего в непосредственной близости от материнских растений. Низкая частота встречаемости, связанная с локальным распространением материнских сообществ, делает фитоориктоценозы каллиптерид малопродуктивными для проведения стратиграфических рубежей. Фиксировать события, лежащие в основе последних, несравненно удобнее по изменениям доминирующих типов древней растительности. Это однако не исключает возможности использования ассоциаций каллиптерид для характеристики зон ассоциаций.

В заключение хотелось бы выразить глубокую признательность своим коллегам – А.В. Гоманькову, М.В. Дуранте и Б.М. Миркину за обсуждение вопросов, затронутых в статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алехин В.В.* Основные закономерности растительного покрова СССР // Алехин В.В. Теоретические проблемы фитоценологии и степеведения. М.: Изд-во Московского ун-та, 1989. С. 25 - 44.
- Баркман Я., Моравец Я., Раушер Г.* Кодекс фитосоциологической номенклатуры // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1988. Т. 93. № 6. С. 112 - 130.
- Вальтер Г.* Растительность земного шара. Эколого-физиологическая характеристика. М.: Прогресс, 1968. 551 с.
- Игнатъев И.А.* Парасинтаксономия фитоориктоценозов из перми Печорского бассейна и Приуралья методом Браун-Бланке и ее значение для палеогеоботанических и стратиграфических построений. Часть 1. Систематика фитоориктоценозов. М.: Геол. ин-т АН СССР, рукопись депонир. в ВИНТИ, № 564-В91, 1991. 119 с.
- Игнатъев И.А.* Метод Браун-Бланке в палеогеоботанике // Биол. науки. 1992. № 5. С. 26 - 34.
- Игнатъев И.А.* Разнообразие древних растительных сообществ: фитосоциологический подход // Журн. общ. биологии. 1992а. Т. 53. № 6. С. 22 - 33.
- Красилов В.А.* Палеоэкология наземных растений. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 212 с.
- Красилов В.А.* Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Бурейнского бассейна // Ископ. флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 28 - 51.
- Красилов В.А.* Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 254 с.
- Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И.* Экостратиграфия. Теория и методы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 148 с.
- Международный стратиграфический справочник. Руководство по стратиграфической классификации, терминологии и их применению. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Миркин Б.М.* Современное состояние и тенденции развития классификации растительности методом Браун-Бланке // Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Ботаника. М.: ВИНТИ, 1989. Т. 9. 128 с.
- Разумовский С.М.* Закономерности динамики биоценозов. М.: Наука, 1981. 231 с.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979. 423 с.
- Толмачев А.И.* Метод конкретных флор // Толмачев А.И. Методы сравнительной флористики и проблемы флорогенеза. Новосибирск: Наука, 1986. С. 5 - 11.
- Угленосная формация Печорского бассейна. Л.: Наука, 1990. 170 с.

УДК 563.12:551.781(266)

ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР ТЕПЛОВОДНОЙ ОБЛАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА В ПАЛЕОГЕНЕ

© 1993 г. И. А. Басов

Институт литосферы РАН,
109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 20.07.92 г.

Анализ стратиграфического распространения и изменений таксономического состава зональных комплексов планктонных фораминифер в разрезах кайнозоя, вскрытых скважинами глубоководного бурения в тропической - субтропической областях, свидетельствует, что на протяжении палеогена в развитии этой группы фауны отмечаются периоды возрастания эволюционной активности. Это находит отражение в ускорении обновляемости вверх по разрезу зональных комплексов за счет увеличения числа вымирающих и появляющихся видов. Наибольший всплеск эволюционной активности отмечен на рубеже палеоцена и эоцена, а также в позднем эоцене и самом начале олигоцена. Некоторое увеличение числа эволюционных появлений видов имело место в позднем олигоцене. Периоды активизации эволюционного преобразования планктонных фораминифер сопровождались структурной перестройкой их ассоциаций и сменой экологических типов, совпадая по времени с крупными тектоническими, океанологическими и климатическими событиями.

В геологической истории океанов палеоген – это время кардинальных океанологических и климатических перестроек, нашедших отражение в строении и составе осадочного чехла и в изменении содержащихся в нем ассоциаций различных планктонных и бентосных организмов. Микропалеонтологическими и изотопными исследованиями в океанах установлено, что в течение палеогена в ответ на тектоническую реорганизацию в Южном океане изменился не только характер придонной и поверхностной циркуляции, но и ее движущий механизм. Меловой - раннепалеогеновый океан характеризовался соленостным типом циркуляции, определявшейся формированием в низких широтах плотной с повышенной соленостью воды, которая, погружаясь, растекалась по направлению к полюсам. Следствием этого были равномерная прогреваемость океана, слабо выраженная широтная зональность с низкими температурными градиентами и относительно вялая циркуляция.

В результате последовательного перемещения в северном направлении Австралийского литосферного блока, начавшегося на рубеже палеоцена и эоцена (Weissel, Hayes, 1972), и раскрытия в конце олигоцена пролива Дрейка (Barker, Burgell, 1977), что привело к окончательному становлению Циркумантарктического течения и термической изоляции Антарктиды, к концу палеогена соленостная циркуляция в океане сменилась термохалинной, главным движущим механизмом которой служит наличие хорошо выраженных широтного и вертикального температурных градиентов. Процесс трансформирования океанской циркуляции сопровождался и одновременно уп-

равлялся глобальным похолоданием, которое началось в конце раннего - начале среднего эоцена и продолжалось затем в течение всего кайнозоя с резкими падениями и относительными повышениями температуры придонных и поверхностных вод в отдельные периоды.

Эта тенденция похолодания в течение большей части кайнозоя установлена изотопными исследованиями во многих районах Мирового океана (Douglas, Savin, 1973, 1975; Shackleton, Kennett, 1977; Buchardt, 1978; Boersma, Shackleton, 1977; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1978; Douglas, Woodruff, 1981; Oberhänsli *et al.*, 1984; Shackleton *et al.*, 1984; Miller *et al.*, 1987; и др.). Наиболее отчетливо она проявилась в высоких широтах, где температурные флуктуации имели более контрастный характер, чем в экваториально-тропической области. Так, по данным Н. Шеклтона и Дж. Кеннетта (Shackleton, Kennett, 1975), в Австрало-Новозеландском регионе Тихого океана температура поверхностных вод в позднем палеоцене - раннем эоцене характеризовалась максимальными для кайнозоя значениями, колеблясь в пределах 15 - 20°C. В конце раннего эоцена она понизилась здесь до 12 - 14°C. В течение среднего - позднего эоцена происходило дальнейшее постепенное ее понижение и в конце эоцена она достигла 10°C. Рубеж эоцена и олигоцена отмечен резким падением температуры поверхностных вод до 6 - 7°C, которая оставалась вблизи этого уровня в течение всего олигоцена. Лишь в середине олигоцена отмечено ее некоторое относительное повышение (до 8°C).

Влияние климатических колебаний и, соответственно, изменений температуры поверхностных вод на систематический состав и видовое разно-

образе планктонных фораминифер в настоящее время достаточно хорошо известно. Наиболее отчетливо это влияние проявляется в высоких широтах, где, с одной стороны, климатические флуктуации отличаются большой амплитудой, а с другой – планктонные фораминиферы, обитаая в условиях, приближающихся к маргинальным, более чутко реагируют на изменения температур. В тепловодной области океана колебания температур менее контрастны и в целом они мало отражаются на видовом разнообразии планктонных фораминифер. Вместе с тем их таксономический состав в соответствии с климатическими колебаниями претерпевает существенные изменения. Как показали исследования Г. Келлер (Keller, 1983a, b), в тропической области Атлантического, Индийского и Тихого океанов в периоды заметных похолоданий, в частности, на рубеже эоцена и олигоцена, в ассоциации планктонных фораминифер существенно возрастала роль так называемых промежуточных и глубоководных видов, предпочитавших относительно более холодноводные условия, и, соответственно, уменьшалась доля более тепловодных поверхностных видов.

Влияние палеоокеанологической и палеоклиматической эволюции на фауну планктонных фораминифер не ограничивалось изменениями в их составе, численности и видовом разнообразии при колебаниях температуры поверхностных вод, но в историческом плане сказывалось также на их эволюционной активности. Изменения последней в чистом виде хорошо прослеживаются в тепловодной области. В высоких широтах появления и исчезновения видов планктонных фораминифер в разрезах осадков часто имеют не эволюционный характер, а напрямую обусловлены экологическими причинами.

В последние годы возродился интерес к изучению эволюционных изменений планктонных фораминифер в палеогене. Наиболее заметными в этом плане являются работы Р. Корфилда (Corfield, 1987; Corfield, Shackleton, 1988), который проанализировал изменения темпов эволюционного развития в палеоцен-раннеэоценовое время в районах Китового хребта (скв. 527) и поднятия Шатского (скв. 577). Используя точную привязку уровней появлений и исчезновений видов фораминифер к палеомагнитной и наннопланктонной шкалам, он пришел к выводу, что максимумы их эволюционной активности приурочены к интервалам 62 - 64 и 56 - 59 млн. лет, т.е. приблизительно к границам раннего и позднего палеоцена, палеоцена и эоцена.

К сожалению, временная привязка эволюционных событий, учитывая трудности в точной фиксации появлений и исчезновений видов и при интерпретации магнитных инверсий в палеогеновых разрезах, особенно при наличии перерывов, оставляет в настоящее время желать лучшего. К тому же разрезов палеогена с надежными палеомагнитными привязками и одновременно с

хорошей палеонтологической характеристикой в настоящее время явно недостаточно. Кроме того, датировки палеомагнитных событий постоянно претерпевают изменения. Последним примером этому является новая шкала С. Кенде и Д. Кента (Cande, Kent, 1992), существенно отличающаяся от шкалы В. Берггрена и др. (Berggren *et al.*, 1985). Это подтверждается и исследованиями Р. Корфилда, который в упомянутых работах, основанных на одних и тех же разрезах, приводит несколько различающиеся датировки эволюционных событий. По этой причине при такого рода исследованиях возможно лучше оперировать зональной биостратиграфической, а не геохронологической шкалой, используя последнюю лишь в качестве ориентира. Использование зональной шкалы позволяет опираться на большее число разрезов и таким образом получить осредненные и более объективные данные.

Именно такой подход был избран нами при изучении эволюционных изменений планктонных фораминифер палеогена тепловодной области Тихого океана.

Проведенный ранее (Крашенинников, 1982; Крашенинников и др., 1988) анализ состава и распространения планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях Тихого океана, вскрытых глубоководным бурением, показал, что они обладают здесь высоким видовым разнообразием и исторически быстрой эволюционной сменяемостью комплексов, что позволяет практически повсеместно проводить детальное расчленение карбонатных разрезов с выделением зон стандартной шкалы.

Палеогеновая фауна планктонных фораминифер в Тихом океане насчитывает более 200 видов. При этом видовое разнообразие зональных комплексов вверх по разрезу в целом не испытывает драматических изменений. На кривой колебания видового разнообразия зональных комплексов, построенной для тепловодной области Тихого океана (рис. 1), видно, что планктонные фораминиферы после их полного вымирания на рубеже мезозоя и кайнозоя вновь появляются уже в базальных слоях палеоцена (зона *Globigina eugubina*), где насчитывается девять видов. На протяжении раннего палеоцена наблюдается прогрессирующий приблизительно двукратный рост их видового разнообразия, а в первой половине позднего палеоцена (зоны *Globorotalia angulata* и *Globorotalia pusilla*) оно снова снижается до 11 - 12 видов. Конец палеоцена (зона *Globorotalia velascoensis*) отмечен резким увеличением видового разнообразия фораминифер (до 29 видов). В базальных слоях эоцена (зона *Globorotalia subbotinae*) оно снова несколько падает до 25 видов, а затем очень постепенно увеличивается до 33 видов на рубеже эоцена и олигоцена. В олигоцене оно обычно колеблется в пределах 26 - 28 видов, повышаясь во второй его половине (зона *Globigina ciperoensis*) до 31 вида.

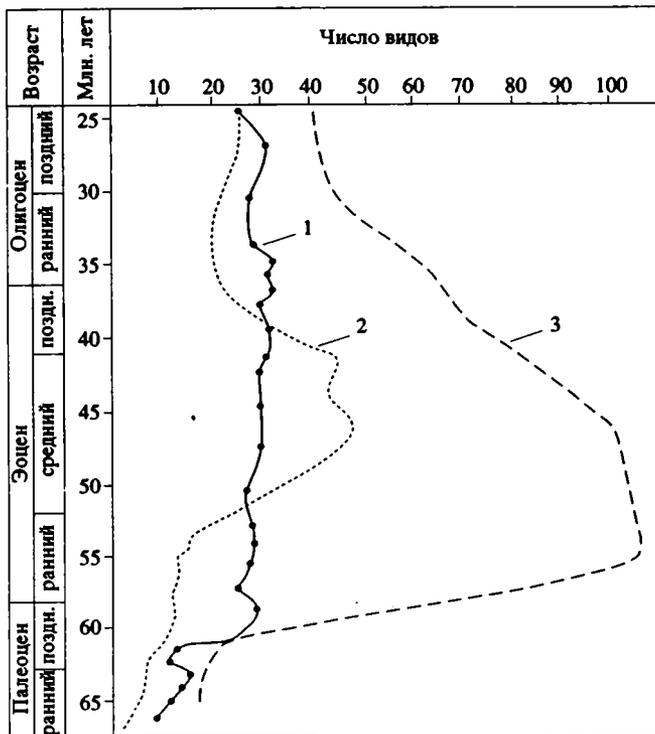


Рис. 1. Видовое разнообразие палеогеновых планктонных фораминифер.

1 — настоящая работа; 2 — Toumarkine, 1983; 3 — известного наннопланктона (Naq, 1973).

Полученная нами кривая разнообразия палеогеновых планктонных фораминифер в тропической - субтропической областях Тихого океана в целом согласуется с аналогичной кривой, построенной ранее М. Тумаркин (Toumarkine, 1983) для всей тепловодной области, однако, по нашим данным, резкое увеличение видового разнообразия в Тихом океане произошло значительно раньше, в конце палеоцена, т.е. приблизительно одновременно с резким ростом разнообразия карбонатного наннопланктона (Naq *et al.*, 1977).

Несколько иной характер имеют кривые изменения эволюционной активности планктонных фораминифер в течение палеогена. Анализ эволюционных появлений и исчезновений видов во времени обнаруживает, что на протяжении палеогена отчетливо выявляются периоды активизации этих процессов, чередующиеся с периодами более стабильного поведения фауны планктонных фораминифер. На основании этого можно выделить несколько основных этапов их развития (рис. 2).

1. В раннем палеоцене - первой половине позднего палеоцена (интервал зон *Globigerina eugubina* - *Globorotalia pusilla*) обновление зональных комплексов за счет появления и исчезновения видов имеет стабильный характер. Этот этап отражает начало развития и становления кайнозойской

фауны планктонных фораминифер после их тотального вымирания на границе мела и палеогена и характеризуется в целом преобладанием числа появившихся новых видов над исчезнувшими, что находит выражение в постепенном увеличении видового разнообразия. Лишь в начале позднего палеоцена количество вымирающих видов превосходит количество вновь появляющихся, в результате чего видовое разнообразие комплексов также падает.

2. Картина существенно меняется во второй половине позднего палеоцена и в начале раннего эоцена (интервал зон *Globorotalia pseudomenardii* - *Globorotalia subbotinae*), когда количество появляющихся и вымирающих видов испытывает резкие колебания. При этом, если количество новых видов в позднем палеоцене значительно возрастает (всего появляется 29 новых видов), то число вымираний остается приблизительно на том же уровне, что и в предшествующем этапе (6 - 8 видов в каждой зоне). Соответственно происходит резкое увеличение видового разнообразия, которое в конце палеоцена достигает 29 видов в комплексе.

Рубеж палеоцена и эоцена отмечен наиболее значительным в палеогене вымиранием планктонных фораминифер. Из палеоценовой ассоциации в базальную зону эоцена *Globorotalia subbotinae* не переходит 21 вид. В то же время количество вновь появившихся видов здесь остается таким же высоким, как и в конце палеоцена, достигая 15 видов.

3. На протяжении большей части раннего и всего среднего эоцена (интервал зон *Globorotalia aragonensis* - *Truncorotaloides rohri*) отмечается относительная стабилизация эволюционной активности планктонных фораминифер, хотя количество появляющихся и вымирающих видов и здесь колеблется (соответственно, от 5 до 9 и от 2 до 10). Эти колебания синхронны, но в целом обновление фауны фораминифер происходит с некоторым преобладанием появлений над исчезновениями, поэтому видовое разнообразие зональных комплексов характеризуется на протяжении раннего - среднего эоцена неуклонным хотя и незначительным ростом, от 25 видов в зоне *Globorotalia subbotinae* до 31 вида в зоне *Truncorotaloides rohri*.

4. Позднеэоценовый этап развития фораминифер отмечен новым всплеском их эволюционной активности, хотя и не таким выраженным, как в конце палеоцена - начале эоцена. При этом на протяжении позднего эоцена она довольно существенно меняется. Так, если в начале этого этапа (зона *Globigerapsis semiinvoluta*) количество появившихся и исчезнувших видов планктонных фораминифер довольно велико (15 и 15 видов, соответственно), то в середине позднего эоцена (зона *Globorotalia cocolaensis*), число тех и других уменьшается до минимума (1 и 3 вида). В конце этапа (зона *Globorotalia centralis* - *Globigerina gortanii*)

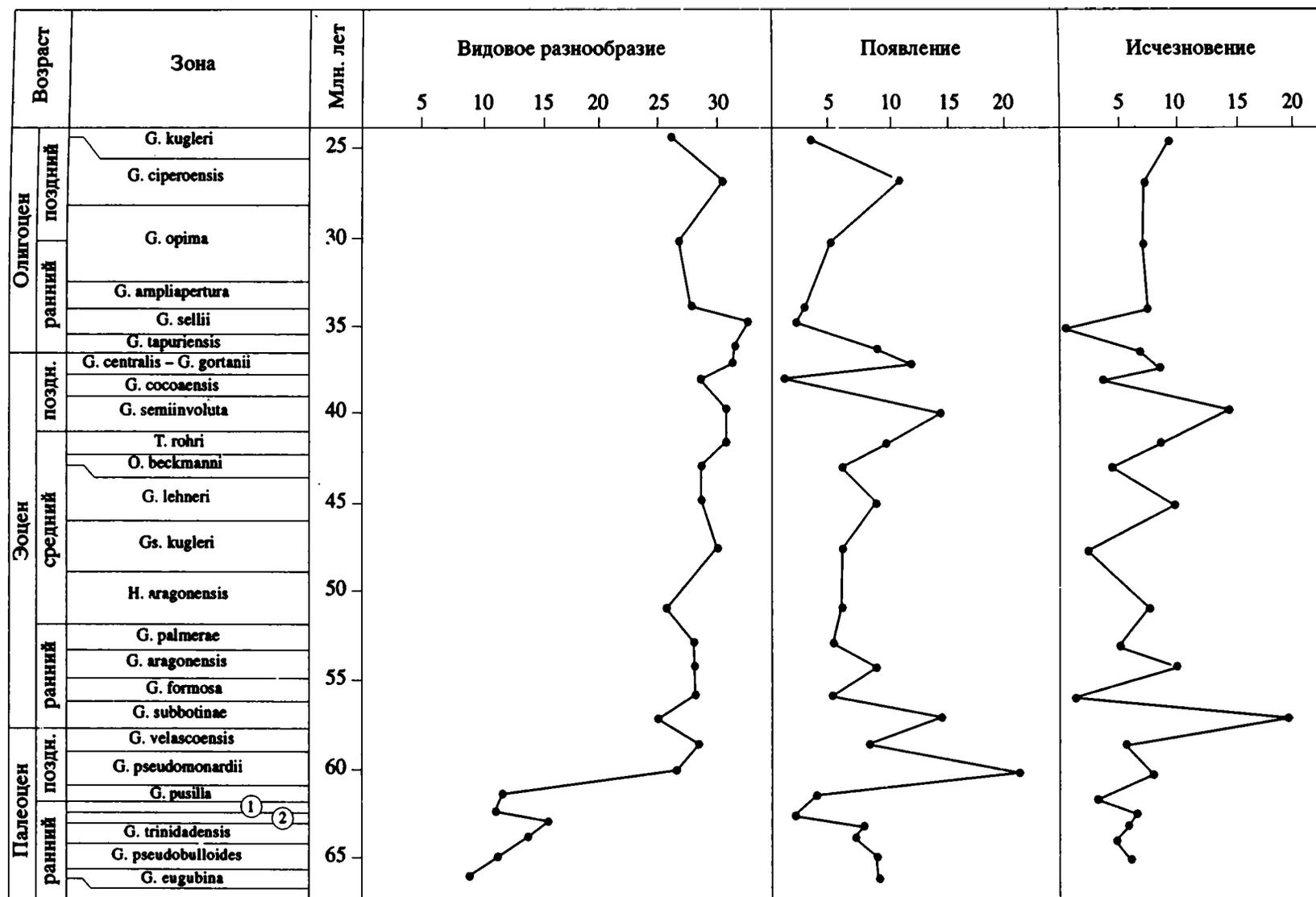


Рис. 2. Корреляция изменений видового разнообразия, числа появлений и исчезновений видов планктонных фораминифер в Тихом океане с зональной шкалой палеогена.

1 - зона *Globorotalia angulata*; 2 - зона *Acarinina uncinata*. Шкала абсолютного времени по Berggren *et al.*, 1985.

снова вымирает 9 видов и столько же появляется. Общее видовое разнообразие комплексов в течение позднего эоцена колеблется незначительно.

Увеличение числа вымираний видов планктонных фораминифер в позднем эоцене отмечалось также в тропической области Атлантического, Индийского и Тихого океанов (Corliss *et al.*, 1984).

5. На протяжении большей части олигоцена эволюционная активность фораминифер вновь заметно падает. Число появляющихся в зональных комплексах олигоцена видов обычно составляет 2 - 5. Лишь в конце олигоцена (зона *Globigerina ciperoensis*) появляется 11 видов. Количество вымирающих видов в каждой зоне составляет обычно не более 6 - 7. Общее видовое разнообразие фораминифер в олигоцене также несколько падает, в среднем составляя 26 - 28 видов.

Таким образом, на протяжении палеогена в развитии фауны планктонных фораминифер отчетливо выделяются два периода усиления их эволюционной активности. Первый период охватывает конец палеоцена - начало эоцена, второй совпадает по времени с поздним эоценом. Некоторая активизация в развитии фораминифер имела место также в конце олигоцена.

Эти периоды отмечены не только ускорением в обновлении таксономического состава планктонных фораминифер за счет вымирания одних и появления новых видов, но и крупными перестройками в структуре их комплексов. Так, в конце позднего палеоцена на смену ассоциации фораминифер, в которой преобладали примитивные глобигерины, хилогюембелины и, позднее, акаринины, пришла ассоциация, в которой резко доминирующая роль принадлежала, наравне с акарининами, совершенно новой группе планктонных фораминифер - килеватым и коническим глобороталиям, появляющимся здесь впервые.

Аналогичные качественные изменения в позднем палеоцене претерпевает также структура наннопланктонных ассоциаций. В это время появляются и получают широкое развитие разнообразные формы с массивными элементами (крупные фасцикулиты, гелиолиты и дискоастеры) (Щербинина, 1992).

Позднеэоценовый период также характеризуется значительными изменениями в структуре фораминиферной ассоциации. К этому времени полностью вымерли такие крупные группы как акаринины, трукнороталоидесы и килевато-конические глобороталии; напротив, существенную роль приобрели относительно холодноводные формы глобигерин и глобороталий (группа *G. centralis* - *G. setgoazulensis*). К рубежу эоцена и олигоцена вымирают также представители ряда тепловодных родов *Hantkenina*, *Globigerapsis*, *Globigerinathesa* и появляются космополитные виды глобигерин и турбороталий, которые определяют

состав ассоциации планктонных фораминифер в олигоцене.

В позднем олигоцене наиболее существенные изменения в фауне планктонных фораминифер имели место на границе зон *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis*. К этому рубежу вымирают или теряют свою доминирующую роль такие холодноводные виды как *Globigerina ampliapertura*, *G. linaperta*, *G. angiporooides*, *G. galavisi*, *G. ouchitaensis* и многие виды турбороталий (*Globorotalia* (*Turborotalia*) *opima*, *G. (T.) munda*, *G. (T.) gemma*). Одновременно в зоне *Globigerina ciperoensis* появляются многие новые виды (*G. ciperoensis*, *Globorotalia pseudokugleri*, *G. siakensis*, *G. semivera*, *G. mendacis*, *Globoquadrina venezuelana*, *G. praedehiscens*, *Catapsydrax prestainforti*, *C. dissimilis*). Эти виды являются относительно более тепловодными по сравнению с отчетливо холодноводной раннеолигоценовой ассоциацией и впоследствии во многом определяют облик миоценовой фауны планктонных фораминифер.

Причину таких эволюционных преобразований ассоциаций планктонных фораминифер следует, вероятно, искать в кардинальных палеоокеанологических и палеоклиматических перестройках на этих рубежах и в различии их последствий в высоко- и низкоширотных областях океана (рис. 3).

Изотопными и палеонтологическими исследованиями во многих районах земного шара уже давно установлено, что вторая половина позднего палеоцена и первая половина раннего эоцена - это время глобального и значительного потепления (эоценовый оптимум) после падения температур на рубеже мела и палеогена и их постепенного повышения на протяжении раннего и начала позднего палеоцена. Значительное повышение поверхностных и придонных температур в это время подтверждается изотопными исследованиями в различных районах Мирового океана (Shackleton, Kennett, 1975; Boersma, Shackleton, 1977; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1978; Letolle *et al.*, 1979; Vergnaud-Grazzini, Rabussier-Lointier, 1980; Oberhänsli *et al.*, 1984 и др.). Это потепление, по времени совпадающее с повышением уровня океана - ипрская трансгрессия (Vail, Hardenbol, 1979), привело к расширению тепловодной области океана, что подтверждается в частности иммиграцией в позднем палеоцене - раннем эоцене тепловодных ассоциаций планктонных фораминифер и наннопланктона в высокие широты (Haq *et al.*, 1977). Тем самым расширились потенциальные пространства для расселения планктонных фораминифер, что нашло отражение в значительном увеличении числа появлений их новых видов и даже новых экологических групп и резком росте общего видового разнообразия в позднем палеоцене.

При этом важно отметить, что количество вымираний видов в каждой зоне позднего палеоцена остается невысоким. Максимум вымираний видов приходится на начало раннего эоцена

(граница зон *Globorotalia velascoensis* и *Globorotalia subbotinae*). Если принять во внимание, что на этом рубеже прекратили существование 3/4 обитавших в конце палеоцена видов, очевидно, что это могло быть результатом кардинальной океанологической перестройки.

В последние годы накопилось уже множество свидетельств, что рубеж палеоцена и эоцена является одним из важнейших в кайнозойской истории океана и отмечен рядом глобальных по своему масштабу геологических и палеоокеанологических событий, которые оказали решающее влияние на развитие океанской биоты, в том числе и фораминифер. Именно вблизи этого рубежа происходила крупная тектоническая перестройка, сопровождавшаяся реорганизацией спрединговых центров и трансформных разломов в Тихом океане (Rea, Dixon, 1983), раскрытием Норвежско-Гренландского бассейна и установлением связи Арктики с Атлантическим океаном (Berggren, Hollister, 1977; Roberts *et al.*, 1984), рифтингом между Австралией и Антарктидой (Weissel, Hayes, 1972; Scotese *et al.*, 1988). К первой половине раннего эоцена приурочено резкое увеличение содержания изотопов ^{18}O и ^{13}C в раковинах планктонных фораминифер и в карбонатных осадках в целом, зафиксированное во многих районах Мирового океана (Shackleton, Kennett, 1975; Shackleton, Hall, 1984; Oberhänsli, Hsü, 1986; Shackleton, 1986).

На начало эоцена приходится также резкое замедление темпов поступления золотого материала в центральные части океанов и уменьшение его размерности (Rea *et al.*, 1985, 1990; Rea, 1989; Novan, Rea, 1992), что связывается с ослаблением атмосферной и океанской циркуляции. И хотя эти данные вступают в противоречие с общепринятым представлением об усилении циркуляции в периоды похолоданий, они тем не менее свидетельствуют о кардинальной океанологической перестройке в это время.

Очевидно, что эволюционная активность планктонных фораминифер в конце палеоцена - начале эоцена, выразившаяся в их быстром качественном преобразовании за счет массового появления, в том числе новых экологических типов, а затем исчезновения видов, была обусловлена последовательностью этих палеоокеанологических и палеоклиматических событий. Как выяснилось в последние годы, они сказались не только на ассоциации планктонных организмов, населявших поверхностные воды океана, но и на бентосной фауне. Так, состав бентосных фораминифер, переживших катастрофические события рубежа мезозоя и кайнозоя, претерпевает вблизи границы палеоцена и эоцена драматические изменения за счет вымирания многих видов (Tjalma, Lohman, 1983; Miller *et al.*, 1987).

Р. Корфилд (Corfield, 1987; Corfield, Shackleton, 1988) предложил модель эволюции раннепалео-

геновых планктонных фораминифер, согласно которой их эволюционная активность контролировалась изменениями в продуктивности поверхностных вод и, как следствие, колебаниями в интенсивности зоны кислородного минимума. При этом различные группы фораминифер по-разному реагировали на такие изменения. Вместе с тем данная модель отнюдь не исключает влияния температурных колебаний на эволюционную активность фораминифер. И как подчеркивает сам автор, предложенная им модель нуждается в проверке на других разрезах и в более поздних интервалах палеогена.

Активизация эволюционных преобразований планктонных фораминифер в позднем эоцене - начале олигоцена, после их относительного замедления в раннем - среднем эоцене, также синхронна и очевидно непосредственно обусловлена палеоокеанологическими и палеоклиматическими событиями глобального масштаба, имевшими место в это время. Именно тогда началось быстрое движение Австралии в северном направлении с одновременным погружением Южно-Тасманова хребта, что привело к появлению постоянной глубоководной связи между Индийским и Тихим океанами в высоких широтах и формированию Циркумantarктического течения и, как следствие, к термической изоляции Антарктического материка и интенсивному образованию ледового покрова на его поверхности. Итогом этих событий явилось существенное понижение поверхностных и придонных температур в течение позднего эоцена с резким их падением на границе с олигоценом (Shackleton, Kennett, 1975; Boersma, Shackleton, 1977; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1978; Shackleton, Hall, 1984; Shackleton *et al.*, 1984; Oberhänsli, Hsü, 1986), сопровождавшееся интенсивным формированием антарктических придонных вод и психросферы в глубоководных частях океана (Benson, 1975; Kennett, Shackleton, 1976), ростом температурных градиентов и образованием и становлением гидрологических фронтов.

Похолодание в позднем эоцене и особенно на границе с олигоценом захватило также и низкие широты (Douglas, Woodruff, 1981), однако, как показали детальные исследования Г. Келлер (Keller, 1983b), здесь оно имело более сложный характер. По соотношению в комплексах планктонных фораминифер поверхностных, промежуточных и глубоководных видов в эоценовых комплексах тропической области Атлантического, Индийского и Тихого океанов ею установлено, что на фоне прогрессирующего похолодания в низких широтах отмечаются два периода относительно высоких температур в начале и конце позднего эоцена, разделенных холодным периодом, когда из комплексов практически исчезают поверхностные виды и, напротив, заметно возрастает роль промежуточных и глубоководных видов. Это хорошо коррелируется с полученными нами кривыми появления и исчезновения видов в

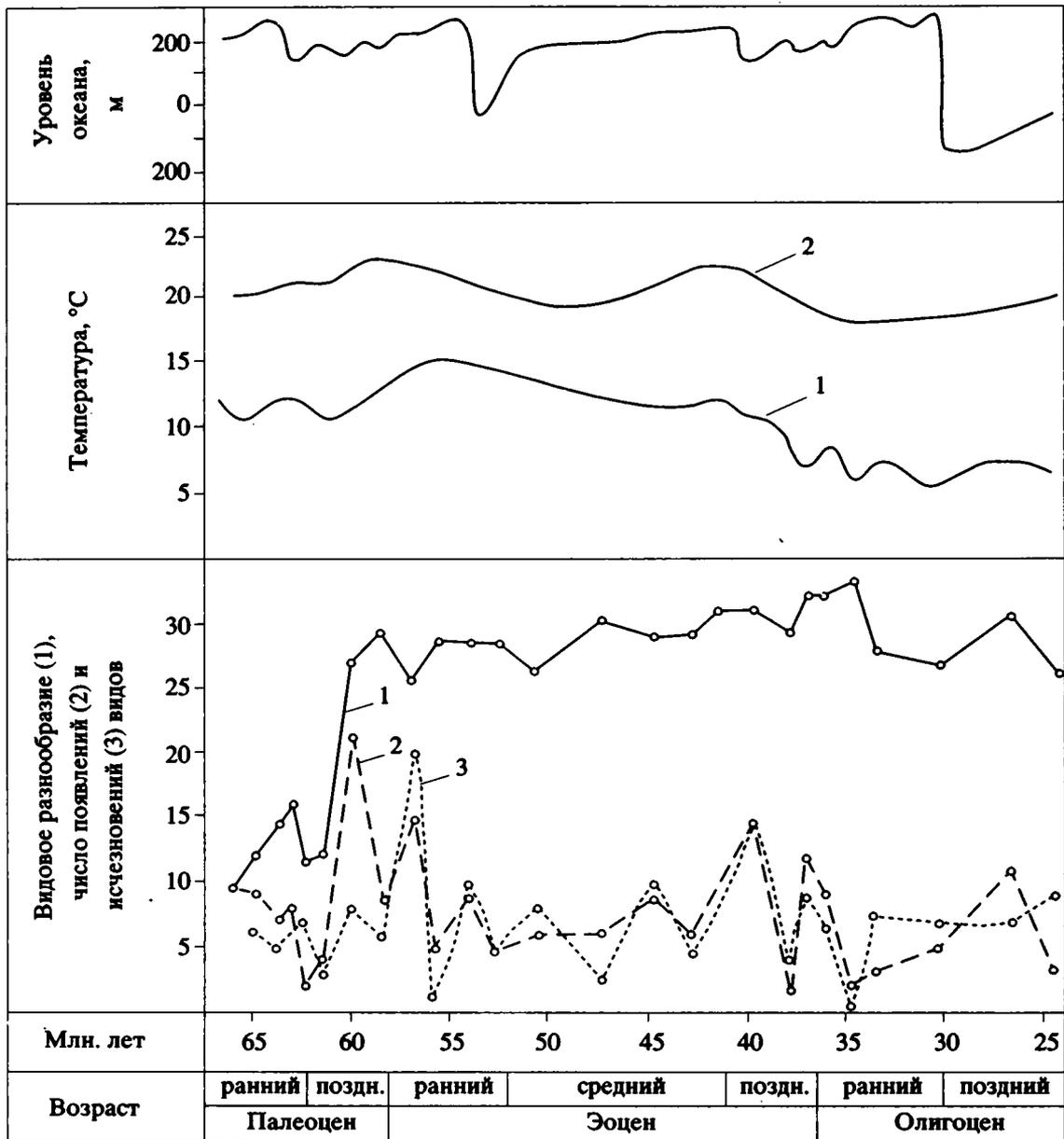


Рис. 3. Корреляция фаунистических, климатических и океанологических событий палеогена. Колебания температуры придонных (1) и поверхностных (2) вод в тропической области Тихого океана даны по Douglas, Woodruff, 1981; колебания уровня океана по Vail, Hardenbol, 1979.

тропической - субтропической областях Тихого океана. Существенное падение температур на рубеже среднего и позднего эоцена и океанологическая перестройка, положившая начало формированию в олигоцене и миоцене близкой к современной структуры водных масс, предопределило кардинальные изменения в фауне планктонных фораминифер. Это нашло выражение в вымирании многих видов. Наибольшие изменения произошли на рубеже среднего и позднего эоцена (граница зон *Truncorotaloides rohri* и *Globigerapsis semiinvoluta*). В это время вымерли не только многие виды (15), но исчезли и целые экологические типы (килеватые глобороталии, акаринины,

трукороталоидесы, многие ханткенины), характерные для относительно тепловодных условий. Освободившееся экологическое пространство заселялось в начале позднего эоцена (зона *Globigerapsis semiinvoluta*) новым сообществом фораминифер, состоящим из более холодноводных толерантных видов. Процессу видообразования способствовало также некоторое повышение температуры поверхностных вод после их значительного падения на рубеже среднего и позднего эоцена, что отмечается на изотопных кривых. Всего в это время появилось 15 новых видов.

В середине позднего эоцена (зона *Globorotalia socoensis*) на фоне падения поверхностных тем-

ператур эволюционная активность фораминифер заметно снизилась, что нашло отражение в замедлении процесса видообразования.

Конец позднего эоцена отмечен вместе с некоторым относительным потеплением новым заметным всплеском эволюционной активности, сопровождавшейся вымиранием многих видов фораминифер, как тех, которые играли важную роль в среднеэоценовых ассоциациях, так и появившихся в начале позднего эоцена, что отражает, вероятно, процесс адаптации фораминифер к прогрессирующему похолоданию и становления нового их сообщества, получившего доминирующую роль в постэоценовое время. Одновременно с этим в позднем эоцене, вероятно, в ответ на относительное повышение температур заметно ускорились процессы видообразования. Всего в конце эоцена и на границе с олигоценом (зоны *Globigerina gortanii* – *Globorotalia centralis* и *Globigerina tapuriensis*) появился 21 вид, среди них типичные олигоценовые формы, такие как *Globorotalia gemma*, *G. munda*, *Globigerina ampliapertura*, *G. angiporoides*, *G. officinalis*, *G. praebulloides*, *Cassigerinella chipolensis* и другие. По данным Г. Келлер (Keller, 1983b), именно в это время заметно возросла роль поверхностных видов планктонных фораминифер, доля которых в середине позднего эоцена была ничтожной.

Ускорение видообразования отмечается также и в позднем олигоцене на границе зон *Globorotalia opima* и *Globigerina ciperoensis*, когда появляется 11 новых видов, большинство из которых позднее становятся неотъемлемым элементом миоценовой фауны. Эта вспышка видообразования по времени также синхронна с повышением уровня океана (Vail, Hardenbol, 1979) и относительным потеплением, которое, как правило, не фиксируется изотопными данными, но довольно отчетливо отражено в относительном увеличении видового разнообразия планктонных фораминифер в Австрало-Новозеландском регионе (Jenkins, 1973; Крашенинников и др., 1988), миграции тепловодных ассоциаций наннопланктона и планктонных фораминифер в высокие широты (Haq *et al.*, 1977), а также в увеличении роли поверхностных видов последних в тропической области океана (Keller, 1983b).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ изменений видового разнообразия зональных комплексов планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях тропической - субтропической областях Тихого океана и их эволюционной активности на протяжении палеогена позволяет сделать следующие выводы.

1. В развитии фауны планктонных фораминифер в палеогеновое время на фоне в целом исторически быстрой эволюционной сменяемости комплексов выделяются периоды, когда их эволюционная активность значительно усиливается.

Это проявляется в ускорении процесса видообразования, сопровождающегося синхронным или последующим вымиранием многих видов.

2. Наиболее ярко это проявилось в конце палеоцена - начале эоцена (интервал зон *Globorotalia pseudomenardii* – *Globorotalia subbotinae*). Высокой эволюционной активностью планктонные фораминиферы характеризовались также в позднем эоцене и на границе его с олигоценом (интервал зон *Globigerapsis semiinvoluta* – *Globigerina gortanii/Globorotalia centralis*). При этом в позднем эоцене отмечаются два эпизода ускорения видообразования и вымирания видов в начале (зона *Globigerapsis semiinvoluta*) и в конце эоцена (зона *Globigerina gortanii* – *Globorotalia centralis*), разделенные коротким периодом затухания эволюционного преобразования фораминиферовых сообществ. Относительный всплеск видообразования имел место также во второй половине позднего олигоцена (зона *Globigerina ciperoensis*).

3. Все три периода активизации процессов видообразования и более или менее массового вымирания видов планктонных фораминифер синхронны крупным климатическим и океанологическим перестройкам, обусловленным тектонической реорганизацией, эволюцией антарктического ледового покрова и колебаниями уровня океана.

4. Видовое разнообразие зональных комплексов планктонных фораминифер в тепловодной области Тихого океана после скачкообразного его увеличения в раннем и во второй половине позднего палеоцена и относительного падения в середине палеоцена и на границе с эоценом в целом испытывает незначительные колебания, постепенно достигая максимума в конце эоцена - начале олигоцена. В олигоцене на фоне его в целом относительно низких значений выделяются максимумы в середине раннего (зона *Globigerina sellii*) и во второй половине позднего олигоцена (зона *Globigerina ciperoensis*).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 120 с.
- Щербинина Е.А. Стратиграфия и палеоокеанография палеогена Тихого океана по наннопланктону. Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1992. 29 с.
- Barker P.F., Burrell J. The opening of the Drake Passage // *Marine Geology*. 1977. V. 25. P. 15 - 34.
- Benson R.H. The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages // *Lethaia*. 1975. V. 8. P. 69 - 83.
- Berggren W.A., Hollister C.D. Plate tectonics and paleocirculation - commotion in the ocean // *Tectonophysics*. 1977. V. 38. P. 11 - 48.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J. Paleogene geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology and geolo-*

- gical record. Mem. Geol. Soc. London, 1985. No. 10. P. 141 - 195.
- Boersma A., Shackleton N.J.* Tertiary oxygen and carbon isotope stratigraphy, Site 357 (mid latitude South Atlantic) // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. V. 39. P. 911 - 924.
- Buchardt B.* Oxygene isotope paleotemperatures from the Tertiary period in the North Sea // Nature. 1978. V. 275. P. 121 - 123.
- Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // Journ. Geophys. Res. 1992. V. 97. No. B10. P. 13, 917 - 13, 951.
- Corfield R.M.* Patterns of evolution in Palaeocene and Eocene planktonic Foraminifera // Micropaleontology of Carbonate Environments (Ed. *Hart M.B.*). British Micropalaeontological Society Series: Ellis Horwood, 1987. P. 93 - 110.
- Corfield R.M., Shackleton N.J.* Productivity change as a control on planktonic foraminiferal evolution after the Cretaceous/Tertiary boundary // Historical Biology. 1988. V. 1. P. 323 - 343.
- Corliss B.H., Aubrey M.-P., Berggren W.A. et al.* The Eocene/Oligocene boundary event in the deep sea // Science. 1984. V. 226. P. 806 - 810.
- Douglas R.G., Savin S.M.* Oxygen and carbon isotope analysis of Cretaceous and Tertiary foraminifers from Central Pacific // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. V. 17. P. 591 - 605.
- Douglas R.G., Savin S.M.* Oxygen and carbon isotope analysis of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific // Ibid. 1975. V. 32. P. 509 - 520.
- Douglas R.G., Woodruff F.* Deep-sea benthic foraminifera // The Sea (Ed. *Emiliani C.*). John Wiley, N.Y., 1981. V. 7. P. 1233 - 1327.
- Haq B.U.* Transgressions, climatic change and diversity of calcareous nannoplankton // Marine Geology. 1973. V. 15. P. 15 - 20.
- Haq B.U., Premoli Silva I., Lohman G.P.* Calcareous plankton biostratigraphic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic Ocean // Journ. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 3861 - 3876.
- Hovan S.A., Rea D.K.* Paleocene/Eocene boundary changes in atmospheric and oceanic circulation: A Southern Hemisphere record // Geology. 1992. V. 20. P. 15 - 18.
- Jenkins D.G.* Diversity changes in the New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera // J. Foramin. Res. 1973. V. 3. P. 78 - 88.
- Keller G.* Biochronology and paleoclimatic implications of Middle Eocene to Oligocene planktic foraminiferal faunas // Marine Micropaleontology. 1983a. V. 7. P. 463 - 468.
- Keller G.* Paleoclimatic analyses of middle Eocene through Oligocene planktic foraminiferal fauna // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1983b. V. 43. P. 73 - 94.
- Kennett J.P., Shackleton N.J.* Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago // Nature. 1976. V. 260. No. 5551. P. 513 - 515.
- Letolle R.R., Vergnaud-Grazzini C., Pierre C.* Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP Sites 400, 401, 402, 403 and 406 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. V. 48. P. 741 - 755.
- Miller K.G., Janecek T.R., Katz M., Keil D.J.* Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary // Paleooceanography. 1987. V. 2. P. 741 - 761.
- Oberhänsli H., Hsü K.J.* Paleocene - Eocene paleoceanography // Mesozoic and Cenozoic Oceans (Ed. *Hsü K.J.*). Geodynamics Series. 1988. V. 15. P. 85 - 100.
- Oberhänsli H., McKenzie J., Toumarkine M., Weissert H.* A paleoclimatic and paleoceanographic record of the Paleogene in the Central South Atlantic (Leg 73, Sites 522, 523 and 524) // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1984. V. 73. P. 737 - 747.
- Rea D.K.* Geologic record of atmospheric circulation on tectonic time scales // Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport Ed. *Leinen M. and Sarnthein M.*, Kluwer Academic Publishers, 1989. P. 841 - 857.
- Rea D.K., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 65. P. 145 - 166.
- Rea D.K., Leinen M., Janecek T.R.* Geologic Approach to the Long-Term History of Atmospheric Circulation // Science. 1985. V. 227. P. 721 - 725.
- Rea D.K., Zachos J.C., Owen R.M., Gingerich Ph.D.* Global change at the Paleocene - Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1990. V. 79. P. 117 - 128.
- Roberts D.G., Morton A.C., Backman J.* Late Paleocene - Eocene volcanic events in the northern North Atlantic Ocean // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1984. V. 61. P. 913 - 923.
- Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L.* Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 27 - 48.
- Shackleton N.J.* Paleogene stable isotope events // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1986. V. 57. P. 91 - 102.
- Shackleton N.J., Hall M.A.* Carbon isotope data from Leg 74 sediments // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1984. V. 74. P. 613 - 619.
- Shackleton N.J., Kennett J.P.* Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. V. 29. P. 743 - 755.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Boersma A.* Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifers // Ibid. 1984. V. 74. P. 599 - 612.
- Tjalsma R.C., Lohman G.P.* Paleocene - Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean // Micropaleontol. Spec. Publ. 1983. V. 4. 90 p.
- Toumarkine M.* Les foraminifères planctoniques de l'Eocène moyen et supérieur des régions tropicales à tempérées chaudes. Thèse d'Etat. Mem. Sci. Terre, 1983. 83 - 05. P. 1 - 219.
- Vail P.R., Hardenbol J.* Sea level changes during the Tertiary // Oceanus. 1979. V. 22. P. 71 - 80.
- Vergnaud-Grazzini C., Rabussier-Lointier D.* Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des foraminifères tertiaires en Atlantique équatorial (Site 366 du DSDP) // Rev. geol. dyn. et geogr. phys. 1980. V. 22. fasc. 1. P. 63 - 74.
- Vergnaud-Grazzini C., Pierre C., Letolle R.* Palaeoenvironment of the North-East Atlantic during the Cenozoic: oxygen and carbon isotope analyses at DSDP Sites 398, 400A and 401 // Oceanologica Acta. 1978. V. 1. No. 3. P. 381 - 390.
- Weissel J.R., Hayes D.E.* Magnetic anomalies in the Southeast Indian Ocean // Antarct. Res. 1972. V. 19. P. 165 - 196.

УДК 551.781+551.782(571.64)

О ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЯХ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО САХАЛИНА

© 1993 г. Б. А. Сальников, Н. Я. Брутман, В. Н. Кузнецова, Л. А. Попова

Сахалинский научно-исследовательский и проектный институт "СахалинНИПИморнефть",
694460, г. Оха, ул. Карла Маркса 18, Россия

Поступила в редакцию 20.07.92 г.

Рассмотрен литологический состав и дана палеонтологическая характеристика толщи, залегающей между хойнджинской (олигоцен) и верхнедуйской (миоцен) свитами. Показано, что в рассматриваемом районе на границе палеогена и неогена имеются седиментационные перерывы, усложняющие определение положения этой границы. Получены новые данные по слоям мыса Маркевича, доказывающие их раннемиоценовый возраст.

В Александровском и северной части Углегорского района, на западном побережье Сахалина, граница палеогена и неогена приходится на толщу, заключенную между регионально распространенными вулканогенной хойнджинской и терригенной угленосной верхнедуйской свитами (Красилов, Кундышев, 1982; Худик, 1985). Эта сложная по составу пограничная толща мощностью от нескольких десятков до нескольких сот метров давно привлекла внимание геологов. В последнее время интерес к ней обострился. Потребовалось уточнить последовательность и возраст слоев в этой толще в связи с подготовкой нового регионального стратиграфического совещания. Начались исследования по проекту № 326 МПГК "Переход от олигоцена к миоцену в северном полушарии". Наконец, появилась публикация (Фотьянова, Серова, 1987), в которой материалы по этой толще использованы для подтверждения существования позднемиоценового климатического оптимума.

Впервые пограничные слои описал П.И. Полевой (1927), назвав их угленосной свитой хойнджо-кирпичная. Впоследствии было установлено, что он отнес к этим слоям как собственно промежуточную толщу, так и нижние слои верхнедуйской свиты (в современном объеме). В дальнейшем толща именовалась "базальным туффоидным горизонтом" (по А.А. Капице) или слоями мыса Маркевича (по Б.М. Штемпелю). Позднее разрез промежуточной толщи пополнился бродяжскими слоями (Решения ..., 1961). После изучения палеоген-неогеновых отложений в южных районах острова в пограничных слоях стали различать свиты южносахалинской номенклатуры (Геологическая карта ..., 1977).

Пограничные слои дискретно распространены на побережье от мыса Уанди на севере до южной границы Александровского района (Пильво). Они выделяются и южнее, до пос. Лесогорска, где

сохраняется александровский тип разреза палеоген-неогеновых отложений. На разных участках они имеют различное строение. На мысах Уанди и Бошняк (рис. 1) верхнедуйская свита залегает на базальтах (пачка 3), перекрывающих толщу кремнисто-глинистых пород (пачка 2) с прослоями псефитовых туфов, по литологическим особенностям сходную с даехуриинской свитой северного Сахалина (в разрезе по р. Средний Вагис) и холмско-невельским комплексом, расположенным на юге. Мощность ее около 250 м. Эта толща лежит на маломощной (25 м) базальной пачке глинистых песчаников с гравием и гальками (пачка 1), которая с угловым несогласием залегает на верхнемеловых отложениях. По палинологическим данным кремнистая толща и базальная пачка относятся к олигоцену.

Севернее мыса Уанди на верхнем мелу лежит непосредственно верхнедуйская свита с характерным для нее палинокомплексом. Туфы и эффузивы хойнджинского уровня здесь отсутствуют.

На северной стороне мыса Хойнджо (рис. 1) на массивных туфах хойнджинской свиты (стратотип) залегает пачка туфоконгломератов с прослоями песчаников и тонким слоем углистого аргиллита (пачка 1). Мощность пачки 12 м. Выше расположены чередующиеся песчаные и алевроитоглинистые породы (пачка 2), откуда происходят сборы фауны и частично – флоры. Мощность ее 13 м. На ней с размывом лежит базальный конгломерат верхнедуйской свиты.

Последовательность слоев здесь очевидна, однако палеоботанические оценки расходятся. Л.И. Фотьяновой (Фотьянова, Серова, 1977) в переходных слоях определена мелколиственная, а в верхнедуйской свите – широколиственная флора. К этому же выводу пришли В.А. Красилов и А.С. Кундышев (1982), которые отнесли первую к "холодному аквитану", а вторую – к "теплому бурдигалу". Но М.А. Ахметьев (1976)

холодноумеренную флору типа Аниай обнаружил и в нижней части верхнедуйской свиты. Смену ее теплоумеренной флорой типа Дайдзима он установил в 150 м выше по разрезу.

В пограничных слоях на мысе Хойнджо собрана морская фауна (История ..., 1963), определенная Т.Г. Калишевич. По мнению В.Д. Худика (1985), дополнившего список моллюсков, эта фауна указывает на олигоценный возраст.

В северной части Углегорского района разрез пограничных слоев обозначен вблизи пос. Бошняково, по речкам Никифоровке, Августовке и Оннаю. Здесь на характерных зеленых псаммитовых андезитобазальтовых туфах хойнджинской (аракайской) свиты залегает пачка чередующихся песчанистых туфоалевролитов, псаммитовых и алевритовых туффитов, редко – туфов, с остатками морских моллюсков. Мощность пачки 120 - 190 м. Выше выделяется пачка 2 грубозернистых пород: псефитовых и псаммитовых туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников с просло-

ями алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и зольных углей. Мощность пачки 150 - 200 м.

По поводу стратиграфического положения этих двух пачек нет единого мнения. Изучавшие этот разрез В.И. Головинский и Л.С. Маргулис относили их к разным уровням: первый – к холмской, а второй – к аракайской свите.

Далее следует пачка 3 светлых слоистых кремнистых аргиллитов с прослоями туфопесчаников. Мощность 100 - 200 м. Разрез заканчивается пачкой 1 темных аргиллитов с прослоями песчаников. Мощность этой пачки до 50 м. В ней содержатся остатки моллюсков с обильными Муа. Выше с размывом лежит верхнедуйская свита.

Литологический состав кремнистой пачки и ее положение в разрезе не оставляют сомнения в том, что она является аналогом холмской или невельской свиты, или обеих вместе. Верхняя пачка предположительно может быть отнесена к невельско-чеховскому уровню.

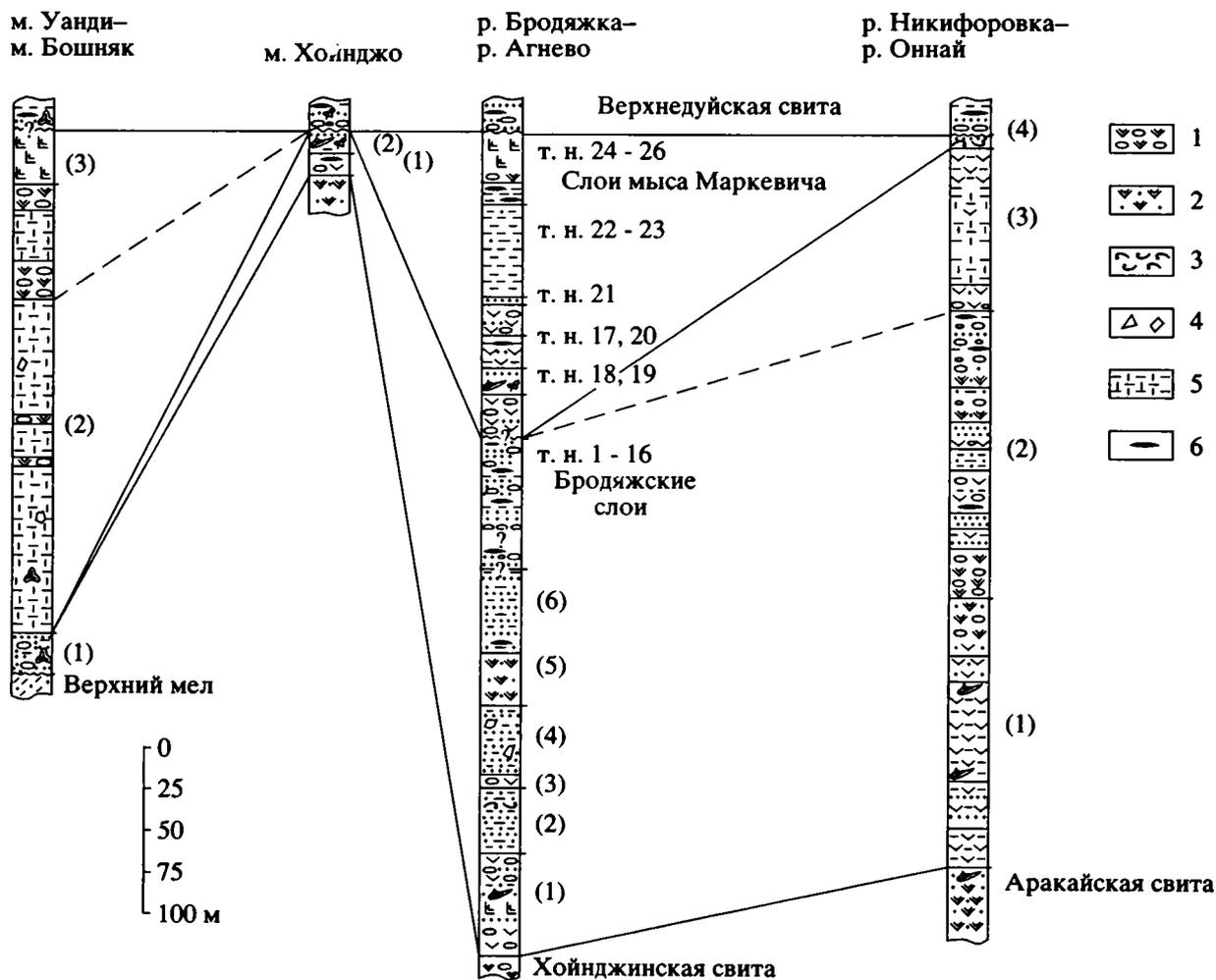


Рис. 1. Схема корреляции разрезов пограничных слоев.

1 – туф псефитовый; 2 – туф псаммитовый; 3 – ракушняк; 4 – обломки эффузивов; 5 – кремнистый аргиллит; 6 – уголь, глинистый аргиллит. Прочие условные обозначения см. на рис. 2.

Общая мощность отложений между толщей аракайских туфов и верхнедуйской свитой около 400 м.

Наибольшие разногласия вызывает полоса распространения пограничных слоев на морском берегу между реками Бродяжкой и Агнево. Один из первых исследователей геологии района А.Н. Криштофович (1927, 1932), наблюдая видимую последовательность слоев в районе Агнево, предположил, что прибрежная толща туфов и лежащая на ней пестрая (мыса Маркевича) свита — это самые высокие части стратиграфического разреза. Была собрана флора, впоследствии описанная М.О. Борсук, которая не противоречила этому предположению. Е.М. Смехов (1941, 1953), позднее проводивший исследования в Александровском районе, принял точку зрения А.Н. Криштофовича. Он поместил пеструю свиту выше рыхлой, т.е. тем более выше верхнедуйской свиты. Основанием для этого послужили, кроме “молодой” флоры, заключения о возрасте, сделанные А.П. Ильиной по моллюскам.

В конце тридцатых - начале сороковых годов в прибрежной части района была проведена крупномасштабная геологическая съемка. В результате этой работы было установлено, что на участке между р. Докторской на севере и р. Порлонги на юге наблюдается двоякое разреза палеоген-неогеновых отложений по взбросу или надвигу (скиба). Здесь по субмеридиональному разрыву со свитами хойнджо, верхнедуйской и рыхлой с запада контактируют свиты геннойши и хойнджо. На берегу выходят верхние слои хойнджинской свиты и переходная толща.

В это же время из переходной толщи Ф.Г. Лаутеншлегером была собрана фауна, позволившая ему отнести ее к низам верхнедуйской свиты. К сожалению, результаты этих работ остались неопубликованными, а труднодоступные отчеты — использованными недостаточно.

Тем не менее, в схеме, принятой Охинским стратиграфическим совещанием 1959 г., на основе этих данных, подкрепленных маршрутными наблюдениями И.И. Ратновского, между усть-агневскими туфами хойнджинской свиты и верхнедуйской свитой были выделены, как отмечено выше, две толщи: бродяжские слои и собственно слои мыса Маркевича. Первые стали считать верхней подсвитой хойнджинской свиты, а вторые — самостоятельной (агневской) свитой. Позднее И.И. Ратновский (1969) включил все переходные слои в состав хойнджинской серии.

В ходе составления среднемасштабной государственной геологической карты (лист М-54-ХVII) А.С. Шуваев и М.З. Бахтеева приняли схему строения пограничных слоев 1959 г. и отнесли бродяжские слои к холмской, а слои мыса Маркевича — к чеховской свите. Они приводят следующий разрез бродяжских слоев, снизу вверх (рис. 1):

1. Туфоконгломераты, переслаивающиеся с базальтами; в верхней части появляются прослойки и линзы песчаников и прослойки алевролитов, с фауной — 60 м.

2. Алевролиты с прослоями песчаников и ракушечников — 40 м.

3. Туфоконгломераты — 8 м.

4. Алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками; в отдельных прослоях содержатся глыбы андезитов и базальтов — 35 м.

5. Туфы — 30 м.

6. Алевролиты и песчаники, аналогичные пачке 4, с прослоями (до 0.5 м) углистых аргиллитов в нижней части — 50 м.

В дальнейшем были получены новые данные по флоре слоев мыса Маркевича (Красилов, Кундышев 1982; Ахметьев, 1978), подтвердившие связь ее с флорой верхнедуйской свиты.

Однако в последнее время позиция А.Н. Криштофовича—Е.М. Смехова получила неожиданную поддержку. М.Я. Серова по сборам Л.И. Фотьяновой установила в слоях мыса Маркевича “молодой” комплекс фораминифер.

Поскольку возврат к прежним представлениям противоречит всей другой геологической и биостратиграфической информации, авторы провели в районе мыса Маркевича дополнительные маршрутные исследования и получили новые палеонтологические доказательства того, что слои мыса Маркевича относятся не к верхне-, а к нижнемиоценовым отложениям.

На южной стороне мыса Маркевича обнажен разрез (рис. 2) терригенных, вулканогенно-терригенных и обломочно-вулканогенных отложений различной размерности, от конгломератов до алевролитов. На самом мысе эти отложения перекрыты базальтами. Наблюдается “горячий” контакт с образованием кирпично-красных обожженных подстилающих глинистых пород. Слои падают на запад—северо-запад под углами от 10 до 70 градусов. Имеются разрывные нарушения неустановленного типа.

На северной стороне мыса на базальтах, по-видимому, с размывом залегает верхнедуйская свита.

Разрез распадается на несколько пачек. Нижняя пачка (точки наблюдения — 1 - 16) обнажается у основания берегового склона в южной части разреза. Она представляет собой чередование мощных (5 - 15 м) пластов светлых разнозернистых песчаников, возможно туфогенных, с гравием и гальками и тонких (до 2.5 м) слоев темных аргиллитов, в кровле которых лежат прослойки углистых аргиллитов. Встречаются остатки листьев и грубый растительный детрит. В породах много окатанных обломков светлых афанитовых пород, возможно кислых эффузивов. Видимая мощность 80 м. Подошва пачки не видна. Граница ее со следующей пачкой закрыта осыпью. Веро-

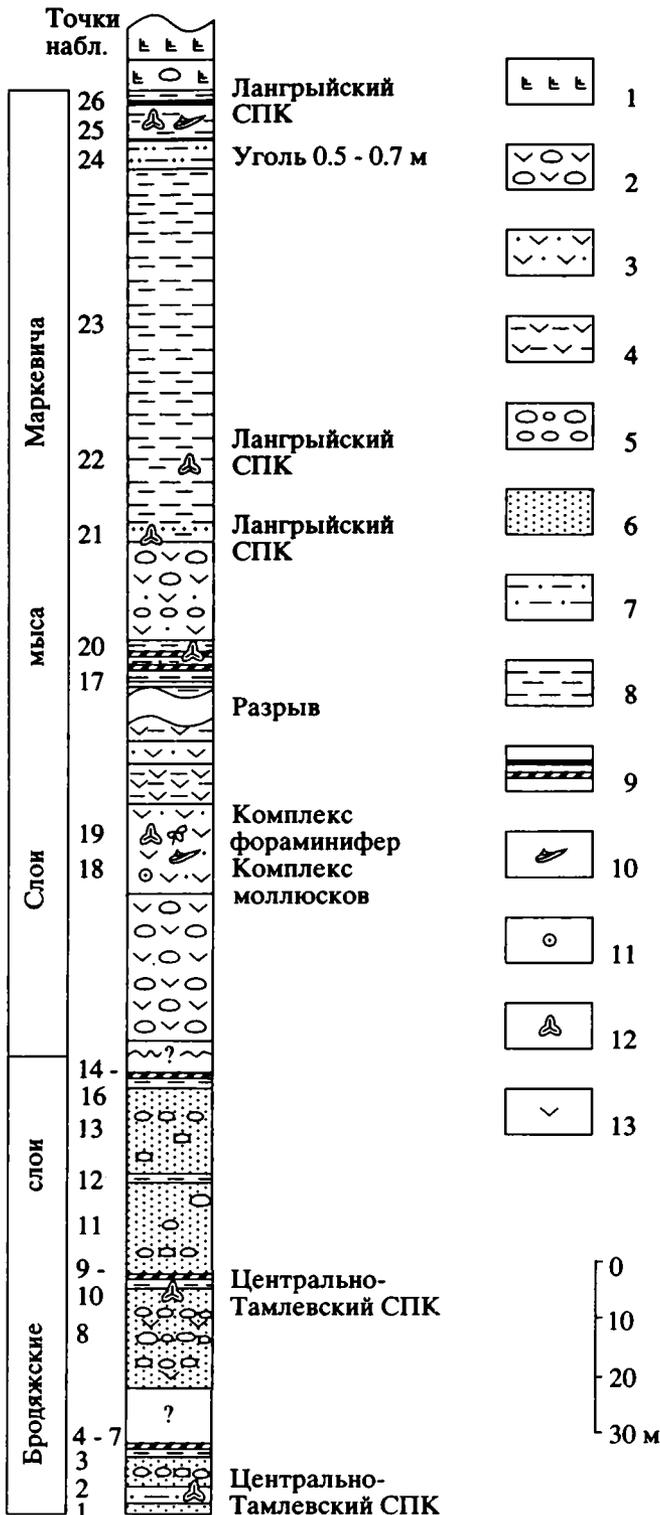


Рис. 2. Разрез палеоген-неогеновых отложений южной части мыса Маркевича.

1 – базальт; 2 – туфоконгломерат; 3 – туфопесчаник; 4 – туфоалевролит; 5 – конгломерат, гравелит; 6 – песчаник; 7 – алевролит; 8 – аргиллит; 9 – уголь, углистый аргиллит; 10 – фауна; 11 – микрофауна; 12 – споры и пыльца; 13 – примесь вулканогенного материала.

ятно, эту пачку следует относить к бродяжским слоям. Изученные из пачки образцы (т. н. 2 и 9) характеризуются господством пыльцы хвойных, среди которых заметная роль принадлежит разнообразным видам рода *Tsuga* (в том числе *Ts. parva* Brutm., *Ts. torulosa* (Zakl.) Brutm.). Состав пыльцы покрытосеменных и спор крайне беден. Такой характер спектров отвечает Центрально-Тамлевскому палинокомплексу палинозоны *Podocarpus totara*, *Tsuga parva* олигоценового возраста (Брутман, 1983).

Три следующие пачки, относящиеся уже непосредственно к слоям мыса Маркевича, обнажены севернее, в высоком обрыве. Нижняя из них сложена бурыми псефитовыми и псаммитовыми туфами и туффитами. В породах содержатся обломки крупных стволов деревьев. Видимая мощность около 30 м.

Средняя пачка представлена чередованием туфопесчаников и туфоалевролитов с остатками разнообразной фауны и флоры. Из пород этой пачки собраны почти все ископаемые (рис. 1, т. н. 17 - 20). Мощность пачки 40 м.

Образцы из пород этой пачки (т. н. 19, 20) отличаются от предыдущих составом пыльцы покрытосеменных. Преобладает пыльца теплолюбивых растений (главным образом *Juglans* sp., меньше – *Fagus* sp., встречена пыльца субтропических *Rhus* sp., *Liquidambar* sp., *Symplocos* sp.) и сем. *Pinaceae*, где по-прежнему значительна роль пыльцы *Tsuga*. Характерна замена *Ts. parva* пыльцой *Ts. saueriae* Brutm. Все это свидетельствует в пользу березовского палинокомплекса, присущего отложениям нижней части палинозоны *Sera-topteris*, *Tsuga saueriae*, *Trapa comitantiborealis* раннемиоценового возраста.

В точке наблюдения 19 встречен относительно теплолюбивый комплекс фораминифер, представленный следующими видами: *Quinqueloculina seminula* L – редко; *Guttulina* sp. indet. – един., *Polymorphina* sp. indet. – един., *Discorbis janus* Voloah. – един., *Nonion nagasawaensis* Matsunaga – редко, *Perfectononion* aff. *praeincertus* Kuzn. – един., иглы морских ежей – редко, *Placentamina* sp. – редко.

Подобный, но более полный и разнообразный комплекс фораминифер был зафиксирован на Сахалине на уровне чеховской свиты по р. Арканзас, а также на юго-западном шельфе в скв. № 1 Красногорской площади в интервале глубин 2200 - 2359 м, в отложениях нерасчлененных верхнедуйской и чеховской свит. На Камчатке в Точилинском опорном разрезе ассоциация (Атлас ..., 1984) с *Discorbis janus* описана М.Я. Серовой в ильинской свите.

Верхняя пачка сложена бурыми туфоконгломератами. Мощность 20 м. В кровле пачки наблюдается тонкое переслаивание песчаных и алевроито-глинистых пород мощностью в несколько метров (т. н. 21).

Верхи разреза (т. н. 22 - 26) обнажены в основании невысокого склона, заканчивающегося мысом Маркевича. Они сложены темно-серыми массивными аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами с редкими и маломощными прослоями более светлых крупнозернистых алевролитов и двумя угловыми пластинами в верхней части. Мощность пачки около 80 м. Мощность всего разреза (без базальтов мыса) 170 м.

Образцы из точек наблюдения 21, 22 и 26 имеют близкие по компонентному составу спорово-пыльцевые спектры, лишь спектр образца точки 22 отличается большим количеством пыльцы сосновых. Преобладает пыльца сем. Juglandaceae (*Juglans* sp., *J. gracilis* Anan., *J. polyporata* Vojc., *Carya* sp.) и Fagaceae (*Fagus grandifoliiformis* Pan., *F. japoniciformis* Anan., *F. sp.*, *Quercus* sp.). Присутствует пыльца субтропических *Nyssa* sp., *Liquidambar* sp., *Rhus* sp., Rutaceae gen. indet. Во всех образцах встречены *Trapa comitantiborealis* Brutm. и *Tsuga sauerae* Brutm., что свидетельствует в пользу Лангрыйского СПК палинозоны *Ceratopteris*, *Tsuga sauerae*, *Trapa comitantiborealis* раннемиоценового возраста.

В точке наблюдения 19 обнаружены остатки моллюсков, среди которых определены: *Mytilus* (*Mytiloconcha*) *expansus* Arn., *Mytilus* sp., *Modiolus ynezianus* Arn., *Modiolus* ex gr. *angulatus* Slod., *Chlamys* ex gr. *kaneharai* (Yok.), *Ostrea* sp., *Pitar* cf. *kavranensis* Slod., *Pitar* aff. *tatarica* Laut., *Pitar* sp., *Macrocallista* ? *markewitschi* Laut., *Saxidomus* ? *arniense* (Sim.), *Saxidomus* ? *sakhalinensis* (Sim.), *Lucinoma acutilineata* (Conr.), *Diplodonta sertunayensis* (Kog.), *Keenocardium* cf. *californiense* (Desh.), *Clinocardium shinjiense* (Yok.), *Macoma* sp.

В данном комплексе наиболее представлена в количественном отношении группа мидий (*M. expansus*, *M. ynezianus*), распространение которых в Калифорнии приурочено к нижнемиоценовой формации Вакерос, а на Западной Камчатке (слои с *M. expansus*) – к этолонской свите (Атлас ..., 1984). Гребешки – *Chlamys kaneharai* в Японии известны в многочисленных миоценовых формациях, на Сахалине – в чеховской свите, на Западной Камчатке – в кулувенской и ильинской свитах. Появление относительно “молодых” видов комплекса (*K. californiense*, *D. sertunayensis*, *Cl. shinjiense*) установлено на борском уровне, за исключением *Pitar kavranensis*, появление которого известно с углегорского (аусинского) времени.

Как уже отмечалось, А.А. Симонова, изучая фауну моллюсков мыса Маркевича по сборам А.Н. Криштофовича 1917 - 1927 гг., пришла к выводу о позднемиоценовом, возможно плиоценовом, возрасте содержащих их туфогенных песчанников. Более поздние сборы фауны Ф.Г. Лаутеншлегером и изучение ее позволили ему в 1952 г. отнести туфогенные песчанники с фауной к низам верхнедуйской свиты и дать заключение об образовании их в среднем миоцене. К одновозрастным

свитам на Южном Сахалине он отнес невелискую и низы углегорской свиты. Дальнейшее изучение фауны мыса Маркевича И.Н. Кузиной (1961) и Л.В. Криштофович (1961) привело их к выводу о чеховском времени ее существования. На данном этапе изучения фауны моллюсков мыса Маркевича их выводы представляются наиболее приемлемыми. Вероятно, следует ограничить предполагаемое время существования комплекса ранним - средним миоценом.

Таким образом, в береговом разрезе у мыса Маркевича обнажены верхняя часть олигоценых бродяжских слоев, нижнемиоценовые слои мыса Маркевича и нижняя часть ниже-среднемиоценовой верхнедуйской свиты. Никаких геологических признаков присутствия здесь позднемиоценовых отложений¹ не обнаружено.

Во всем рассматриваемом районе между хойнджинскими туфами или их аналогами и верхнедуйской свитой различаются отложения трех уровней: верхнеаракайского, холмско-невелиского и чеховского, если считать признаком для разделения последних появление обильного вулканогенного материала основного состава. К первому относятся бродяжские слои. Ко второму и третьему – кремнистая толща, имеющаяся в бошняковских разрезах и на мысе Бошняк. Возможно, сюда же можно отнести часть бродяжских слоев, где встречаются породы “холмского” облика. На третьем уровне находятся слои мыса Маркевича.

По-видимому, отложения трех уровней разделены стратиграфическими несогласиями, в результате чего в конкретных разрезах тот или иной элемент общей последовательности отсутствует. На м. Бошняк-м. Уанди нет бродяжских слоев (рис. 1). На м. Хойнджо сохранились лишь они, и то в небольшом объеме. Из разреза р. Бродяжка-р. Агнево выпали холмский и невелиский горизонты (или кремнисто-глинистые отложения заместились грубообломочными). В бошняковском разрезе практически отсутствуют слои мыса Маркевича; имеется лишь маломощная пачка чередующихся песчаных и глинистых пород со склепением *Муа*, которая условно может быть отнесена к этим слоям.

Из имеющихся данных видно, что бродяжские слои и кремнистая пачка имеют олигоценый возраст, а слои мыса Маркевича относятся к миоцену. Отсюда следует ряд выводов. Если верно сопоставление базальтов мысов Уанди и Бошняк с эффузивами мыса Маркевича, то в разрезе м. Бошняк границу палеогена и неогена надо искать в верхней части кремнистой толщи. Разрез мыса Хойнджо не может быть объектом, на котором выясняется положение границы палеогена

¹ По данным бурения Александровской морской скважины, эти отложения (маруямская свита) представлены слабоуплотненными терригенными породами песчано-глинистого ряда.

и неогена, так как здесь в пограничных слоях имеется крупный перерыв. Для точного определения положения границы в непрерывном разрезе необходимо подробно изучить верхнюю часть пограничных слоев на бошняковском участке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 385. 334 с.

Ахметьев М.А. Ископаемая флора стратотипического разреза неогена Среднего Сахалина // Сов. геология. 1976. № 2. С. 130 - 136.

Ахметьев М.А. Некоторые стратиграфически важные растения миоцена Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 6. С. 67 - 72.

Брутман Н.Я. Палинологические критерии расчленения и корреляции при массовом изучении керн поисково-разведочных скважин (Комплексы и таксоны в неогеновых разрезах Сахалина) // Палинологические исследования в стратиграфии. Тр. ЗапСибНИГНИ. 1983. Вып. 179. С. 37 - 41.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Сахалинская, лист М-54-ХVII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1972. 65 с.

История неогенового угленакопления на территории Сахалина. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 218 с.

Красилов В.А., Кундышев А.С. Смена флор в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляция континентального миоцена // Тихоокеанская геология. 1982. № 4. С. 90 - 95.

Криштофович А.Н. Агневские каменноугольные копи и угленосный район побережья Татарского пролива от Агнево до мыса Тусюн на Сахалине // Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Изд-во Геол. комитета, 1927. Вып. 112. С. 25 - 54.

Криштофович А.Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1932. 332 с.

Криштофович Л.В. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина) // Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 91 - 106.

Кузина И.Н. Стратиграфия неогеновых отложений Сахалина // Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 210 - 215.

Полевой П.И. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1925 г. в западном угленосном районе Северного Сахалина, район Дуэ-Рогатый // Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Изд-во Геол. комитета, 1927. Вып. 112. С. 1 - 24.

Ратновский И.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ. 1969. Вып. 271. 328 с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974 г. // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам, рассмотренным и принятым Межведомственным стратиграфическим комитетом 10 марта 1975 г. и 3 февраля 1976 г. Петропавловск-Камчатский: Кн. изд-во, 1982. С. 131.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 21 с.

Смехов Е.М. Геологическое строение и нефтеносность юго-западной области Северного Сахалина // Тр. ИГРИ. Нов. сер. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1941. Вып. 21. 80 с.

Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность // Тр. ВНИГРИ. Спец. сер. Л.: Гостоптехиздат, 1953. Вып. 6. 321 с.

Фотьянова Л.И., Серова М.Я. Позднемиоценовый климатический оптимум северо-запада Тихоокеанской провинции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 38 - 51.

Фотьянова Л.И., Серова М.Я. О стратотипах верхнедудуйской и сертунайской свит (флора, фораминиферы и обоснование возраста) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. С. 56 - 72.

Худик В.Д. Граница олигоцена и миоцена на Западном Сахалине (Хойнджинский разрез) в свете новых данных по фауне двустворчатых моллюсков // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ, 1985. 30 с.



Эволюция биосферы

УДК 551.78:56(11).569

РАНЕВИЛЛАФРАНКСКИЙ ЭТАП В РАЗВИТИИ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

© 1993 г. И. В. Вислобокова*, М. А. Ербаева**, М. В. Сотникова***

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

**Геологический институт БНЦ СО РАН, 670042 Улан-Удэ, ул. М. Сахьяновой 8, Россия

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

Поступила в редакцию 05.05.92 г.

Анализ плиоценовых фаун млекопитающих умеренных широт Евразии с учетом данных по эволюции климата, эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана, палеомагнитных и радиометрических датировок показал синхронность основных изменений фауны с глобальными климатическими событиями. Наиболее значительное обновление родового состава произошло на рубеже раннего и позднего плиоцена (в интервале 3.8 - 3.5 млн. лет назад).

Сравнение фаун млекопитающих конца раннего и начала позднего плиоцена умеренных широт Евразии позволило выявить их зависимость от глобальных климатических событий. Основные климатические события этого времени связаны с интервалами 3.8 - 3.5, 3.2 - 3.1 и 2.5 - 2.4 млн. лет, отражающими глобальные похолодания с нарастающей амплитудой (Schackleton, Opdyke, 1977). К ним приурочены существенные изменения фауны млекопитающих: вымирание или миграция наиболее теплолюбивых форм и появление более холодостойких. Усиление аридизации в течение похолоданий в умеренных широтах приводило к распространению животных открытых пространств. Образование сухопутных мостов между континентами при понижении уровня Мирового океана в интервалах 3.8 - 3.6 и 2.9 - 2.8 млн. лет (Hag *et al.*, 1987) способствовало вселению иммигрантов (Lindsay *et al.*, 1980).

В начале позднего плиоцена в Западной Европе появилась виллафранкская фауна. Продолжительность ее ранней стадии (зона MN 16 - Mein, 1990), содержащей значительное число русцинийских элементов, разными исследователями оценивается от 1.1 до 1.6 млн. лет. Нижний и верхний пределы этой стадии не имеют четкого возрастного определения - предлагаются даты: от 4.1 до 3.2 млн. лет для нижнего и от 2.5 до 2.2 для верхнего.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ВИЛЛАФРАНКА. ФАУНА ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЫ РАННЕГО ВИЛЛАФРАНКА ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Нижняя граница виллафранка близка в Средиземноморье к границе занклий/пьяченца (Rio *et al.*,

1991), которую сопоставляют с границей нижний/верхний плиоцен, проводимой в океанических осадках по подошве зоны фораминифер N 20 и зоны наннопланктона NN 16 (Berggren *et al.*, 1985).

Абсолютный возраст нижней границы виллафранка определяется на основании сопоставления данных по местонахождениям типовых фаун позднего русциния (зона MN 15, Перпиньян, Франция) и первой половины раннего виллафранка (подзона MN 16a, Виллафранка д'Асти, Италия) и близких к ним местонахождениям на юге Западной Европы, для которых получены калий-аргоновые или палеомагнитные датировки.

По имеющимся данным граница русциний/виллафранк попадает в интервал 3.8 - 3.4 млн. лет. Возраст Перпиньяна разными исследователями оценивается в пределах от 4.5 до 3.7 млн. лет. Обратномагнитные отложения этого местонахождения сопоставляют с эпохой Гильберт (Lindsay *et al.*, 1990), помещаясь или между эпизодом Кочити и эпохой Гаусс, или между эпизодами Сидуфиалл и Нунивак (Clauzon *et al.*, 1990). Учитывая данные Б. Хага и других исследователей по эвстатическим колебаниям Мирового океана (Hag *et al.*, 1987) и корреляции отложений Перпиньяна с эвстатическим циклом 3.5 (Clauzon *et al.*, 1990), можно согласиться, что эта фауна скорее всего древнее 3.8 млн. лет (табл. 1).

Возраст Виллафранки д'Асти (Триверсы) принимается равным 3.05 - 3.01 млн. лет также на основании интерпретации результатов палеомагнитных исследований: костеносные отложения имеют нормальную намагниченность, заключены между обратномагнитными породами и

сопоставляются с интервалом эпохи Гаусс между эпизодами Маммут и Каена (Azzaroli *et al.*, 1988; Lindsay *et al.*, 1980). Радиометрические и палеомагнитные датировки близких по возрасту к Виллафранке д'Асти местонахождений Франции (Виалетт, Этуэр) и Испании (Лайна, Лас Игуэруэлас) позволяют предполагать, что нижний возрастной предел фауны первой половины раннего виллафранка был на древнее 3.8 и не моложе 3.4 млн. лет, а верхний – не моложе 2.6 млн. лет. Возраст Этуэра по подстилающим туфам с калий-аргоновой датировкой 3.5 - 3.4 млн. лет определяется в пределах 3.4 - 3.1 (Bout, 1975). Калий-аргоновые датировки местонахождения Виалетт 3.8 - 3.3 и 3.3 - 2.6, а Лас Игуэруэлас – 3.82 ± 0.34 или 3.52 ± 0.45 (Bout, 1975; Bandet *et al.*, 1978; Alberdi, Bonadonna, 1987). Нормально намагниченные породы Лайны относят к началу эпохи Гаусс или промежутку между эпизодами Маммут и Каена (Aguirre, Morales, 1990; Azzaroli *et al.*, 1988).

В интервале 3.8 - 3.4 млн. лет на юге Западной Европы произошло значительное обновление фауны. В первой половине раннего виллафранка появилось не менее 10 новых родов хищных и парнокопытных (*Parameles*, *Euryboas*, *Megantereon*, *Homotherium*, *Lynx*, *Acinonyx*, *Argemocerops*, *Leptobos*, *Gazellospira* и *Pliotragus*) и 3 рода вымерли (*Dinofelis*, *Paracervulus* и *Alephis*) (табл. 2). Кроме того, вымер ряд родов мелких млекопитающих (*Galeryx*, *Trischizolagus*, *Occitanomys* и др.).

Наряду с корнезубыми бесцементными полевыми родами *Promimomys* (*P. carpettai*, *P. stehlini*, *P. gracilis*) широко распространились цементнозубые полевки рода *Mimomys* (*M. polonicus* и *M. reidi*) (табл. 3). Руководящим для зоны MN 16а становится вид *P. carpettai*, сменивший характерных для позднего русциния *P. davakosi-occitanus*. Гиппариона *Hipparion crassum* заменили виды *H. goscinantis* (= *H. crusafonti*) и *H. fissurae*. Оленя *Croizetoceros ramosus pyrenaicus* сменил *C. ramosus ramosus*. При переходе от русциния к виллафранку произошла трансформация видов носорогов *Dicerorhinus miguelcrusafonti* – *D. jeanvireti*, медведей *Ursus ruscinensis* – *U. minimus*, гиен *Pachycrocuta pyrenaica* – *P. perrieri* и еотовидных собак *Nyctereutes donnezani* – *N. megamastoides*. Эти формы сосуществовали с русцинийскими видами мастодонтов (*Anancus argemensis* и *Zygodon borsoni*), приматов, носорога, тапиров и др.

В начале раннего виллафранка заметно увеличилось число обитателей открытых пространств и животных, приспособленных к более аридным условиям (цементнозубые полевки, хазмапартетесы, гепарды, антилопы и др.). Преобразование фауны, очевидно, началось во время глобального похолодания конца позднего – начала раннего плиоцена, связанного с увеличением ледникового покрова в Антарктике в интервале 3.8 - 3.5 млн. лет назад (Ciesielski, Weaver, 1983). Понижение температуры вод в океанах фиксируется 3.5 млн. лет

назад. В интервале 3.8 - 3.6 млн. лет отмечается понижение уровня океана (Hag *et al.*, 1987), приведшее к образованию моста между Евразией и Америкой (Lindsay *et al.*, 1980). Это похолодание отразилось и на растительности. На границе занклий/пьяченца на юге Западной Европы изменился состав флоры: в спорово-пыльцевых спектрах уменьшилось количество таксоидиевых, увеличилось число мезотермических и микротермических элементов и травянистых (*Suc*, 1990).

Итальянские исследователи формирование фауны Триверса связывают с “событием *Leptobos*”, обусловленным нарастанием аридности и похолоданием, которое они коррелируют с понижением температуры вод в Средиземноморье в интервале 3.2 - 3.1 млн. лет (Azzaroli *et al.*, 1988; Keigwin, Thunell, 1979). По данным Н. Шеклетона и Н. Опдайка (Schackleton, Opdyke, 1977), на рубеже 3.2 млн. лет в Северном полушарии началась периодическая смена ледниковой и межледниковой, которой предшествовал период стабильного интергляциального или прегляциального климата. С этим рубежом связывают начало континентальных оледенений на севере Евразии: в Исландии оно фиксируется около 3.1 млн. лет назад. Оледенение сопровождалось более сильным по сравнению с предыдущим понижением уровня в океанах (Hag *et al.*, 1987). Примерно с 3.1 млн. лет в Западном Средиземноморье усилился контраст сезонных температур (*Suc*, 1990).

Из форм, распространенных в первой половине раннего виллафранка, в Триверсе установлены лептобос, гепард, гомотерий и эврибоас. Присутствие остатков лептобосов или других ранневиллафранкских форм, связанных с открытыми биотопами (*хазмапартетеса*, *Hipparion fissurae* и др.), в отложениях, имеющих более древний возраст (Лас Игуэруэлас, Лайна), позволяет считать, что “событие *Leptobos*” началось примерно на 0.3 - 0.5 млн. лет раньше.

ФАУНА ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ РАННЕГО ВИЛЛАФРАНКА ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Типовое местонахождение фауны второй половины раннего виллафранка (подзона MN 16в) – Монтополи, Италия. Вмещающие породы сопоставляются с самыми низами эпохи Матуяма близко к инверсии Гаусс/Матуяма (Lindsay *et al.*, 1980), но нижний возрастной предел этой фауны, как указывают итальянские исследователи, может оказаться более древним (Azzaroli *et al.*, 1988). Датировка близкого к Монтополи местонахождения Ринкон I (Испания) и местонахождений зоны MN 17 (Роканейра и др.), а также климатические и эвстатические реперы позволяют помещать границу подзон MN 16а/16в в промежутке 2.6 - 2.7 млн. лет, а зон MN 16/17 чуть выше подошвы Матуямы. Возраст Ринкона I на основании интерпретации палеомагнитных данных принимается

Таблица 2. Стратиграфическое распространение родов крупных млекопитающих

Род	15	16а	16б	17
Proboscidea				
Archidiskodon (Аф)	?			
Carnivora				
Vulpes (А)				
"Canis" (А)				
Canis (А)				
Agriotherium				
Parameles				
Meles			?	
Talassictis				
Metailurus				
Dinofelis				
Megantereon				
Homotherium				
Lynx	?			
Acinonyx (Аф)				
Perissodactyla				
Equus (А)	?			
Acerorhinus				
Coelodonta				
Postschizotherium				
Artiodactyla				
Metacervulus				
Eostylaceros				
Paracervulus				
Platycemas				
Procapreolus				
Capreolus				
Arvernoceros				
Orchonoceros				
Eucladoceros				
Libralces				
Leptobos				
Pliotragus				
Gazellospira				
Antilospiroides				
Antilospira				
Megalovis				
Synoryx				
Lyrocerus				
Tragocerus				
Alephis				

— Средиземноморская и Европейско-Сибирская подобласти

— Центральноазиатская подобласть

А — иммигранты из Америки

Аф — иммигранты из Африки

равным 2.6 или 2.7 млн. лет (Azzaroli *et al.*, 1988; Aguirre, Morales, 1990). Калий-аргоновая датировка фауны Роканейры около 2.5 млн. лет (Bout, 1975).

Изменения фауны на границе подзон MN 16а/16в в основном были связаны с вселением на территорию Западной Европы слонов рода Archidiskodon, лошадей рода Equus и оленей рода Eucladoceros и широким распространением видов Ursus etruscus и Dicerorhinus etruscus.

Роды Archidiskodon и Equus появились примерно 4 млн. лет назад. Родиной слонов считается Африка, а лошадей — Америка. Предполагается, что около 2.9 млн. лет назад слоны распространились в Южную Азию и что около 2.6 млн. лет лошади проникли в Евразию (Lindsay *et al.*, 1980). Хотя сухопутная связь Северной Америки и Евразии существовала и в конце русциния, считается, что плотность популяции лошадей была недостаточной для дисперсии. Однако, судя по данным из Восточной Европы и Китая, не исключено, что и лошади и слоны пришли в Евразию именно тогда, но до второй половины раннего виллафранка не играли заметной роли в фаунах, занимая немногие подходившие им экологические ниши.

Усиление аридности и похолодания в конце эпохи Гаусс привело к широкому распространению обитателей открытых ландшафтов паркового и саванного типов (слонов, лошадей, енотовидных собак, энтрасского носорога, газелей и др.), сопровождавшемуся исчезновением ряда лесных элементов, характерных для фауны первой половины раннего виллафранка (Azzaroli *et al.*, 1988). Оно, по-видимому, было связано с началом формирования Арктического ледникового щита и увеличением ледникового покрова в Антарктиде и предшествовало понижению температуры вод в океанах, фиксирующемуся в интервале 2.5 - 2.4 млн. лет. В Италии это событие отмечено акватраверской эрозионной фазой. Примерно тогда же в Северном полушарии началось крупное континентальное оледенение, магнитуда которого составляла примерно 2/3 максимального плейстоценового оледенения (Schackleton, Opdyke, 1977).

На рубеже раннего и среднего виллафранка появились роды Clethrionomys, Meles и Libralces, исчезли Parameles, Agriotherium и Arvernoceros, Mimomys polonicus замещился M. pliocaenicus, произошла трансформация видов и подвидов: Equus livenzovensis — E. stenonis vireti, Croizetoceros ramosus ramosus — C. ramosus medius во Франции и C. ramosus pueblensis в Испании.

РАННЕВИЛЛАФРАНКСКИЕ ФАУНЫ ВОСТОЧНОСРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ПОДОБЛАСТИ

Для провинции характерно сочетание западно-европейских и центральноазиатских элементов,

но последние, как правило, были представлены другими видами (Вангенгейм, Певзнер, 1991).

В Закавказье с ранним виллафранком сопоставляется фауна Квабеби с *Anapsus crusafonti* и близкая к ней фауна Гомарети (Габуния, 1986). Фауна Квабеби отличается обилием быков рода *Ioribos*, близкого к *Leptobos*, а также лесных и лошадиных антилоп (Векуа, 1972). Судя по эволюционному уровню гиппариона (Eisenmann, Sondaar, 1989) и присутствию *Eucladoceros*, эта фауна принадлежит ко второй половине раннего виллафранка. Отложения имеют нормальную намагниченность и коррелируются со второй половиной эпохи Гаусс (Вангенгейм, Певзнер, 1991).

ПОЗДНЕРУСЦИНИЙСКИЕ - РАННЕВИЛЛАФРАНКСКИЕ ФАУНЫ ЕВРОПЕЙСКО-СИБИРСКОЙ ПОДОБЛАСТИ

Фауны подобласти по составу в целом были сходны с западноевропейскими, но отличались присутствием пищух родов *Ochotonoides* и *Ochotona* и верблюдов рода *Paracamelus*. В восточных областях отсутствовали некоторые европейские элементы (*Dolomys* и *Pliomys*) и распространялись центральноазиатские. В отличие от западноевропейских фаун при переходе от русциния к виллафранку в подобласти появились полевки рода *Villanyia*, косули рода *Capreolus* и, возможно, вселились лошади рода *Equus*.

Фауны, переходные от позднего русциния к виллафранку, известны из Дакийского бассейна Румынии (Малуштени, Чуперчени 2 и др.).

Фауна Малуштени относится к низам румынии или сопоставляется с границей дакий/румыний и ее возраст румынскими исследователями оценивается в 3.9 - 4 млн. лет (Radulesco, Samson, 1989; Radulesco *et al.*, 1989). Для Малуштени характерны полевка *Promiomys moldavicus* (= *P. davakosi*), относительно многочисленными зайцеобразные, гиппарион *Hipparion malustense*, по эволюционному уровню близкий к *H. crassum* из Перпиньяна, крупный верблюд *Paracamelus alexejevi*. Вместе с типично русцинийскими формами хоботных, приматов, хищных и оленей в Малуштени присутствует лошадь, определенная П. Самсоном (Samson, 1975) как *Equus (Allohippus) major cf. euxinicum*. Присутствие лошади в столь древней фауне у многих исследователей вызывает сомнения (Eisenmann, Sondaar, 1989). Но если остатки лошади происходят из русцинийских отложений, то, очевидно, что ее приход был связан с мостом, существовавшим между Евразией и Америкой в конце русциния. Тогда же из Америки пришли *Canis* и *Vulpes*, а в Америку проник *Ursus* (Flynn *et al.*, 1991). Судя по значительному распространению в фауне Малуштени животных открытых пространств, ее следует относить к концу русциния (началу глобального похолодания).

Таблица 3. Стратиграфическое распространение видов

РУСЦИНИЙ	ВИЛЛАФРАНК		
	15	16a	16b
<i>Promiomys davakosi-occitanus</i>		<i>P. cappettai</i>	
		<i>P. stehlini</i>	
<i>P. antiquus</i>		<i>P. gracilis</i>	-----
		<i>Miomomys polonicus</i>	
		<i>M. reidi</i>	
		<i>M. youhenicus</i>	-----
		<i>M. orientalis</i>	
		<i>M. bachiaonicus</i>	
		<i>Villanyia eleonora</i>	
<i>Prosiphneus ericksoni</i>		<i>P. praetingi</i>	
		<i>P. paratingi</i>	
		<i>Elephas youheensis</i>	<i>Archidiskodon rumanus</i>
			<i>A. gromovi</i>
<i>Hipparion crassum</i>			
		<i>H. roscinantis</i> (= <i>H. crusafonti</i>)	
<i>H. houfenense</i> (р.ф.)		<i>H. houfenense</i> (п.ф.)	
	<i>H. pater</i>		<i>H. sinense</i>
			<i>Equus ex gr. stenonis</i>
			<i>E. livenzovensis</i>
		<i>Dicerorhinus megarhinus</i>	<i>D. etruscus</i>
			<i>Coelodonta</i>
		<i>Ursus rusciniensis</i> - <i>U. minimus</i>	<i>U. etruscus</i>
		<i>Nyctereutes donnezani</i> - <i>N. megamastoides</i>	
		<i>Pachycrocuta pyrenaica</i> - <i>P. perrieri</i>	
			<i>Chasmaporthetes lunensis</i>
			<i>Acinonyx pardinensis</i>
			<i>Megantereon megantereon</i> (р.ф.)
			<i>Lynx issiodorensis</i>
			<i>Homotherium crenatidens</i>
		<i>Procacpreolus wenzensis</i>	<i>Capreolus sp.n.</i>
		<i>Paracervulus australis</i>	

Таблица 3. Окончание

РУСЦИНИЙ	ВИЛЛАФРАНК		
	15	16a	16b
<i>P. bidens</i>			
<i>Metacervulus capreolinus</i>			
<i>Eostyloceros maci</i>			
<i>Croizetoceros ramosus pyrenaicus</i>	<i>C. ramosus ramosus</i>		
<i>Cervus (Rusa) warthae</i>	<i>Axis ubensis</i>		
	<i>A. shansius</i>		
	<i>C. pardiensis</i>		
	<i>C. perrieri</i>		
	<i>Arvernoceros ardei</i>		<i>Eucladoceros</i>
	<i>Orchonoceros gromovi</i>		
	<i>Alcini gen. indet.</i>		
	<i>Leptobos stenometapon</i>		
	<i>Gazella sinensis</i>		
	<i>Antilospira zdanskyi</i>		

Фауна Чуперчени 2 (3.6 - 3.5 млн. лет) с *Promiomys occitanus* и *Ochotonoides csarnotanus*, по-видимому, существовала во время еще большего усиления континентальности (Terzea, 1981).

С подзоной 16а в Румынии сопоставляется фауна Ковриги (Ковриги и Грошереа, Дакийский бассейн; Яреш-2 и Илиени, Брашовская депрессия) (Feru *et al.*, 1983). По составу фауна Ковриги почти не отличима от фауны Триверсы, но в Грошереа присутствует примитивная однопалая лошадь, определенная как *Equus cf. simionescu*. Породы Яреша имеют нормальную намагниченность и сопоставляются с эпохой Гаусс перед эпизодом Каена.

Ко второй половине раннего виллафранка, возможно, относится фауна Чернатешти (Чернатешти и Подари, Дакийский бассейн) с *Pliomys hungaricus* и *Dolomys milleri*, примитивным слоном *Archidiskodon gromovi*, сосуществовавшим с русцинийскими видами мастодонтов. В близкой к ней фауне Тулучешти обитала крупная лошадь группы *stenonis* (*Allohippus major euxinicus*) и мелкий верблюд *Paracamelus alutensis* (Feru *et al.*,

1983). Породы Подари нормально намагничены и коррелируются с эпохой Гаусс между эпизодами Маммут и Каена (Feru *et al.*, 1983), но, возможно, их следует помещать во вторую половину эпохи Гаусс, так как слон на этой территории мог появиться, по-видимому, только после 2.9 млн. лет – когда началась морская регрессия (Hag *et al.*, 1987), в результате которой заметно сократилась площадь бассейнов, расположенных на стыке Европы, Азии и Африки, и создались благоприятные условия для фаунистических обменов.

В Северном Причерноморье переходное положение между русцинием и виллафранком занимают верхи молдавского комплекса, а с ранним виллафранком коррелируется фауна Одесских катакомб и, возможно, фауна из нижнего горизонта Ливенцовки.

Характерная для фауны бассейна р. Прут ассоциация полевок с *Pliomys kowalskii* и *Promiomys ex gr. stehlini* (Шевченко, 1965) позволяет помещать ее на границе киммерий/куяльник, корреляционной границе занклий/пьяченца, или сопоставлять с верхами киммерия. Состав крупных млекопитающих напоминает фауну Перпиньяна, но отличается присутствием верблюда *Paracamelus alexejevi*.

Фауна Одесских катакомб с высокой численностью *P. alexejevi*, судя по составу мелких млекопитающих, среди которых определена полевка *Pliomys ex gr. kowalskii – hungaricus* (Топачевский и др., 1987), принадлежит к началу раннего виллафранка. Комплекс хищных, в состав которого входят *Pachycrocuta pyrenaica*, *Ursus ex gr. rusciniensis – minimus*, *Homotherium*, *Megantereon* и *Chasmaporthetes*, близок к таковому Лайны. По мнению М.В. Сотниковой (1989), хазмапортетес из Одесских катакомб имеет более прогрессивный морфотип M_1 , чем у формы из Лайны. Отложения обратнo намагниченны и коррелируются с концом эпохи Гильберт (Вангенгейм, Певзнер, 1991).

Со второй половиной раннего виллафранка может быть сопоставлена фауна Симбугино в Башкирии с бобром *Trogontherium minus*, болотным леммингом *Synaptomys mimomyiformis*, оленем *Eucladoceros* и др. (Сухов, 1977).

В Приазовье к подзоне MN 16в, возможно, близка фауна из нижнего горизонта Ливенцовки с доминирующими видами полевок *Miomys cf. hintoni* и *M. reidi* (Топачевский, Несин, 1989). Из этого местонахождения В.С. Байгушевой определены *Archidiskodon gromovi*, *Equus livenzovensis*, *Arvernoceros* и др., но, к сожалению, не известно, происходят ли их остатки из нижнего горизонта. Вышележащие же отложения относятся к среднему виллафранку. Породы имеют обратную намагниченность и сопоставляются с началом эпохи Матуяма (Вангенгейм, Певзнер, 1991).

ПОЗДНЕРУСЦИНИЙСКИЕ -
РАННЕВИЛЛАФРАНКСКИЕ ФАУНЫ
ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОЙ ПОДОБЛАСТИ

Для подобласти, климат которой в целом отличался большей континентальностью, характерны пищухи, тушканчики, цокоры и верблюды. Полевки, хоботные и копытные были представлены своеобразными видами, а хищные – под-видами. В фаунах, обитавших в зоне перехода между Европейско-Сибирской и Центральноазиатской подобластями, присутствовало значительное число европейско-сибирских видов.

В первой половине раннего виллафранка появилось не менее 14 родов крупных млекопитающих. Кроме родов, обитавших и в других подобластях Палеарктики (*Megantereon*, *Homotherium*, *Lynx*, *Acinonyx* и *Capreolus*), в Центральной Азии появились еще 6 (*Postschizotherium*, *Orchonoceros*, *Sinoryx*, *Antilospira*, *Megalovis* и *Lyrocerus*), 3 вселились на ее территорию (*Archidiskodon*, *Canis* и *Vulpes*). Около 6 родов вымерли (*Talassictis*, *Acerorhinus*, *Paracervulus*, *Platycemas*, *Antilospiroides* и *Tragoceros*) и 2 рода (*Metacervulus* и *Eostyloceros*) мигрировали в районы с более гумидным климатом. Существенно обновился состав мелких млекопитающих: вымерли *Trischizolagus*, *Lophocricetus*, *Cricetodon*, *Microtodon* и др. и появились *Miomys* и *Villanyia*.

В раннем виллафранке в Центральной Азии продолжали существовать зайцы родов *Alilepus* (*A. annexens*) и *Hypolagus* (*H. schreuderi*), пищухи *Proochotona* (*P. cf. eximia*), *Ochotonoides* (*O. complicidens*) и *Ochotona* (*O. cf. lagreli*), появились полевки *Miomys youhenicus*, *M. bachiaonicus* и *M. orientalis*, были широко распространены некорнезубые полевки рода *Promimomys* (*P. stehlini* и *P. gracilis*) и цокоры рода *Prosiphneus* (*P. praetingi* и *P. paratingi*). Раннюю форму *Hipparion houfenense* сменила поздняя форма, на смену *H. pater* пришел *H. sinense* (*Qiu et al.*, 1987). Продолжали существовать мастодонты родов *Zygalophodon* и *Stegodon*, жирафы рода *Palaeotragus*, а также олени *Cervavitus* и др. Широко распространились крупные олени родов *Axis* и *Cervus*, сменившие раннеплиоценовых мунтжаков, и антилопы родов *Gazella* (*G. sinensis*) и *Antilospira*.

Во второй половине раннего виллафранка, очевидно, появились носороги рода *Coelodonta*.

К концу раннего виллафранка вымер *Parameles*, в Южную Азию ушли *Agriotherium* и *Procacpreolus*, а *Chasmaporthetes* и *Pannonictis* (= *Trigonictis*) мигрировали в Америку.

В Казахстане к подзоне MN 16a относятся фауны Острой Сопки и Есекарткана.

В состав фауны Острой Сопки, расположенной на Иртыше выше Семипалатинска, входили пищуха *Proochotona cf. eximia*, полевки *Pliomys kowalskii*, *Promimomys gracilis*, *P. cf. stehlini*, *Villanyia praeungaricus* (Бажанов и др., 1968). Присут-

ствие песчанки *Meriones*, верблюда *Paracamelus praebactrianus*, оленя *Axis ubensis*, адаптированных к жизни на довольно сухих грунтах, свидетельствует о довольно аридных условиях времени существования этой фауны. Отложения имеют обратную намагниченность и, по-видимому, соответствуют концу эпохи Гильберт.

В фауне Есекарткана из Текесской впадины Северного Тянь-Шаня, имеющей явный саванный облик, наряду с мастодонтом рода *Anancus*, гиппарионом *Hipparion houfenense* и жирафами *Palaeotragus* установлены антилопы рода *Antilospira* и *Gazella sinensis* (Глеубердина, 1982), определяющие нижний возрастной предел фауны.

С поздним русцинием сопоставляется сарайская фауна о. Ольхон (Байкал). Из одонимской пачки (В) сасинской свиты в бухте Сарайской определены зайцеобразные родов *Hypolagus* и *Alilepus*; крицетиды *Lophocricetus*, *Microscoptes* и *Microtodon*, полевка *Promimomys ex gr. stehlini*, цокор *Prosiphneus cf. ericksoni*, прогрессивный мунтжак *Eostyloceros maci* и др. (Мац и др., 1982). Слои имеют нормальную намагниченность и коррелируются с эпохой 5 (Мац и др., 1982), но судя по эволюционным уровням промимомиса и эостилоцероса, скорее всего, принадлежат к эпохе Гильберт. Состав фауны в целом отражает усиление аридности, которое могло произойти в интервалах 4.7 - 4.3 и 3.8 - 3.5 в связи с глобальными похолоданиями, отразившимися на увеличении ледникового покрова Антарктики (*Ciesielski, Weaver, 1983*).

В Забайкалье к раннему виллафранку относятся фауны Удунги и Береговой.

Фауна Удунги с *Promimomys cf. stehlini*, *Miomys cf. minor* и *Villanyia cf. eleonoraе*, по-видимому, принадлежит к подзоне MN 16a. В состав фауны входят мастодонт *Zygalophodon*, гиены *Pachycrocuta*, махайродусы *Homotherium*, гиппарионы *Hipparion houfenense* и *H. tchicoicum* (Калмыков, 1989), крупные настоящие олени *Orchonoceros gromovi* и *Axis shansius*, косуля *Capreolus sp. n.* – потомок *Procacpreolus wenzensis* из Венже I Польши (MN 15), мелкий лось, возможно, стоявший в основании линии *Libralces gallicus* – *Alces alces*, *Antilospira cf. zdanskyi* и др. Для фауны Удунги характерно разнообразие и большая численность животных, связанных с лесными биотопами (два рода барсуков, росомахи, медведи, косули, лоси). Она обитала в конце первой половины раннего виллафранка в условиях гумидного климата.

Фауна Береговой отличается от фауны Удунги присутствием цокоров *Prosiphneus praetingi*, большим разнообразием мимомисных полевок (*Miomys minor*, *M. reidi* и *M. pseudointermedius*), доминированием *Villanyia eleonoraе* и отсутствием *Promimomys*. Такие соотношения, а также эволюционный уровень *Hipparion cf. houfenense*, сходный с *H. crusafonti* из Роканейры, позволяют предполагать более молодой возраст этой фауны по

сравнению с Удунгой (MN 166) (Eisenmann, Sondaar, 1989). Больше разнообразие и численность обитателей открытых пространств в Береговой (пищухи, виллания, хазмапортетесы, гепарды, пумоподобные кошки, мелкие собачьи), возможно, отражают изменения ландшафтно-климатической обстановки в Забайкалье, которые могли проходить в конце эпохи Гаусс.

В Монголии с поздним русцинием сопоставляется фауна Хиргис-Нур II. В верхах пачки А свиты хиргис-нур (уровни 51 - 55) определены *Ochotoides*, разнообразные крицетиды *Lophocricetus*, *Cricetodon*, *Microtodon*, гиппарион *Hipparion cf. houfenense* (Девяткин, 1981) и мунтжаки *Platycemas infans*, *Paracervulus bidens*, аналогичные известным из русцинийских фаун Китая (Вислобокова, 1990). По данным спорово-пыльцевого анализа, формирование отложений проходило в фазу относительной аридизации, когда "господствующими типами лесных формаций были светлохвойные и широколиственные леса остепненного ряда", а "нижние уровни рельефа были остепнены" (Девяткин и др., 1979, с. 141).

К раннему виллафранку в Монголии относится фауна Шамара (останец Их-Бургэ) на р. Орхон с формами, в основном конспецифичными обнаруженным в Удунге и Береговой, но отличающаяся большим разнообразием комплексов мелких млекопитающих и хищных. Среди мелких млекопитающих присутствуют полевки *Mimomys hintoni* - *coelodus*, тушканчики *Allactaga*, болотные лемминги *Sinaptomys* (Девяткин и др., 1979), а среди хищных - мелкая *Vulpes*, койото- и шакалоподобные собаки, *Parameles suillus*, *Pannonictis rasygnata* и *Viretailurus*. В Шамаре было достаточно много форм, связанных с открытыми ландшафтами. Базальты, лежащие ниже содержащих сходную фауну отложений в долине р. Орхон, имеют датировку 3.1 ± 0.2 млн. лет (Девяткин, 1981). Они намагничены отрицательно и относятся к эпохе Гаусс. Со временем существования фауны Шамара связан качественно новый этап в эволюции растительности: "из структуры вертикальной поясности исчезла формация неморальных лесов и началась перестройка вертикальной поясности по аридному типу" (Девяткин и др., 1979, с. 147).

В Северном Китае к русцинию относятся фауны Джинло и Гаожуан бассейна Юше (Шаньси) и фауна из красных глин (Красные слои I и II) Нихэваньского бассейна (Хэбэй). По материалам из Юше установлено значительное обновление фауны в интервале 4 - 3.4 млн. лет: 16 родов крупных млекопитающих из 41 и около 60% видов на этой территории появились впервые (Flynn *et al.*, 1991).

Фауна Гаожуан, примерно соответствующая зоне II Юше, относится к эпохе Гильберт. В верхах свиты Гаожуан (горизонт Кулягоу, ок. 4 млн. лет) отмечены последние *Kowalskia* и первые *Pliohyaena* (= *Pachycrocuta*) и *Nyctereutes* (Flynn *et al.*, 1991).

Находка пластин молочного зуба слона в Джинло позволяет либо предполагать более молодой возраст этого местонахождения, чем считалось ранее (Qiu *et al.*, 1987), либо связывать первую миграцию слонов в Азию с концом раннего плиоцена.

Фауна из Красного слоя I с *Hipparion cf. hippoides* залегает ниже эрозионной поверхности, возраст которой на основании интерпретации палеомагнитных данных одними исследователями принимается равным около 3.1 млн. лет (Zheng *et al.*, 1991), а другими считается более древним - соответствующим эпохе Гильберт (Li, Wang, 1991). В конце времени накопления лежащего выше Красного слоя II с *H. houfenense* и более разнообразными антилопами (*Sinoryx*, *Gazella*, *Antilocapra*) прослеживается сдвиг в сторону холодной фазы: в спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца травянистых, но присутствует и небольшое количество субтропических элементов, а в верхах слоя отмечается большое количество пыльцы *Abies* и *Picea* (Zheng *et al.*, 1991).

К зоне MN 16a относятся фауны Юхэ (Шэньси), Даоди Нихэваньского бассейна (Хэбэй) и Мазегоу бассейна Юше.

Из типового местонахождения фауны Юхэ на р. Ю (Вейнань) известны примитивные полевка *Mimomys youhenicus*, слон *Elephas* (= *Archidiskodon*) *youheensis* и гиппарион *Hipparion pater* (ранее определенный как *H. houfenense*) и др. (Qiu *et al.*, 1987; Xue, 1981). Остатки слона *Archidiskodon* найдены и в свите Мазегоу бассейна Юше, сопоставляемой по палеомагнитным данным с эпохой Гаусс в интервале 3.4 - 2.9 млн. лет (Flynn *et al.*, 1991). По составу мелких млекопитающих эта фауна сходна с фауной Даоди из низов нихэваньской свиты Янюаня и Юсяня с более прогрессивными полевкой *Mimomys orientalis*, цокором *Prosi-rhneus paratingi*, гиппарионом *Hipparion sinense* (Flynn *et al.*, 1991). Предполагается, что фауна из низов нихэваньской свиты существовала в интервале 3.1 - 2.8 млн. лет (Li, Wang, 1991). Горизонт с мелкими млекопитающими намагничен положительно и коррелируется с эпохой Гаусс сразу выше эпизода Каэна, а его возраст оценивается в пределах 2.9 - 2.8 млн. лет (Li, Wang, 1991).

Фауна Туньюлю из свиты хикун (Шаньси) с *Mimomys bachiaonicus* по составу парнопалых (Zong *et al.*, 1982) напоминает ранневилафранкские фауны Забайкалья. Появление в ее составе носорога рода *Coelodonta* позволяет предположить, что она относится ко второй половине раннего виллафранка. К этой фауне по возрасту близка фауна Данангоу (Доняжитоу) Нихэваньского бассейна с *Zygodontodonta* и *Hipparion sinense*. Во время ее существования в Северном Китае широко распространились животные открытых пространств (носороги рода *Coelodonta*, верблюды, антилопы и др.). Примерно около 2.5 млн. лет назад на этой территории появилась лошадь рода *Equus*.

В это время в Северном Китае отмечаются изменения климатических условий от гумидных к аридным и перестройка природной обстановки, вызванные не только глобальными климатическими событиями, но также и горообразовательными процессами (Wu *et al.*, 1991). Смешанные хвойно-широколиственные леса на этой территории сменяла степная растительность (Lindsay *et al.*, 1980).

ВЫВОДЫ

Таким образом, можно констатировать, что изменения фауны млекопитающих умеренных широт Евразии конца раннего - начала позднего плиоцена в целом синхронны глобальным климатическим событиям, хотя отдельные филетические линии и не претерпевали существенных изменений.

Начало преобразований, по-видимому, было связано со сдвигом в сторону похолодания, которое вызывало усиление аридизации, но заметное обновление происходило при максимуме похолодания, когда исчезали наиболее теплолюбивые формы и появлялись более холодостойкие. Через фильтр максимального похолодания, со всем сопровождавшим его комплексом абиотических и биотических составляющих, проходили лишь формы с достаточно широким диапазоном толерантности и формы, выработавшие соответствующую специализацию. Часть менее эвритермных и менее толерантных видов могла сохраняться за счет миграций на территории с более благоприятными для них климатом и условиями обитания. Позднее они могли возвращаться на прежде занимаемую территорию в составе новых миграционных волн.

Самое крупное изменение фауны произошло на границе раннего и позднего плиоцена и было связано с похолоданием климата в интервале 3.8 - 3.5 млн. лет. В это время произошло значительное обновление родового состава фаун за счет эволюционных преобразований, так и за счет миграций. В умеренных широтах в Евразии появилось не менее 21 рода крупных млекопитающих и не менее 6 родов вымерло. Основную массу составляли автохтоны и небольшую - иммигранты.

Присутствие форм, характерных для первой половины раннего виллафранка, служит основанием для отнесения вмещающих отложений к низам позднего плиоцена.

Похолодания около 3.2 - 3.1 и 2.6 млн. лет назад в основном отразились на эволюции отдельных линий на уровне видов и подвидов, приспособлении некоторых форм к более аридным условиям и более широком распространении животных открытых пространств. Незначительное обновление родового состава происходило в основном за счет вселения форм с других территорий.

Немного заметнее было обновление фауны на границе раннего и среднего виллафранка:

вымерло и появилось не менее 4 родов крупных млекопитающих.

Обновление фаун происходило не только за счет эволюционных преобразований, но также за счет миграционных волн и прохорезов по возникшим во время понижений уровня Мирового океана сухопутным мостам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бажанов В.С., Мацуи В.М., Моськина О.Д. Стратиграфический разрез нижнего антропогена Алтайского Прииртышья (Острая Сопка) // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 1968. № 2. С. 25 - 31.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Виллафранк СССР, био- и магнито-стратиграфия // Палеогеография и био-стратиграфия плиоцена и антропогена. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1991. С. 124 - 145.
- Векуа А.К. Квабеская фауна акчагыльских позвоночных. М.: Наука, 1972. 352 с.
- Вислобокова И.А. Ископаемые олени Евразии. М.: Наука, 1990. 208 с.
- Габуня Л.К. Наземные млекопитающие // Неогеновая система. М.: Недра, 1986. С. 310 - 327.
- Десяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
- Десяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С. и др. Поздний кайнозой Монголии. М.: Наука, 1979. 213 с.
- Калмыков Н.П. Новое местонахождение гиппарионовой фауны млекопитающих в Западном Забайкалье // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1989. № 58. С. 133 - 138.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М. и др. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 192 с.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и био-стратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 5 - 16.
- Сотникова М.В. Хищные млекопитающие плиоцена - раннего плейстоцена. Стратиграфическое значение. М.: Наука, 1989. 144 с.
- Сухов В.П. Мелкие позвоночные // Фауна и флора Симбугино. М.: Наука, 1977. С. 121 - 139.
- Глеубердина П.А. Поздненеогеновая фауна юго-востока Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 68 с.
- Топачевский В.А., Несин В.А. Грызуны молдавского и халповского фаунистических комплексов Котловинского разреза. Киев: Наукова думка, 1989. 133 с.
- Топачевский В.А., Скорик А.Ф., Рековец Л.И. Грызуны верхне-неогеновых и раннеантропогеновых отложений Хаджибейского лимана. Киев: Наукова думка, 1987. 208 с.
- Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и раннего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7 - 57.
- Aguirre E., Morales Y. Villafranchian Faunal record of Spain // Quartärpaläontol. 1990. Bd. 8. S. 7 - 11.

- Alberdi M.T., Bonadonna F.P.* Evaluation on Lower and Middle Villafranchian chronostratigraphy // Ann. Inst. geol. Publ. Hung. Budapest, 1987. V. LXX. P. 85 - 91.
- Azzaroli A., De Giuli C., Ficcarelli G., Torre D.* Late Pliocene to Early Mid-Pleistocene mammals in Eurasia: faunal succession and dispersal events // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1988. V. 66. P. 77 - 100.
- Bandet Y., Donville B., Michaux Y.* Etude géologique et géochronologique du site villafranchien de Vialette (Puy de Dôme) // Bull. Soc. Géol. France, 1978. V. 20. P. 245 - 251.
- Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering J.A.* Neogene geochronology and chronostratigraphy // Geochronology of the geological record. Mem. Geol. Soc. London, 1985. V. 10. P. 211 - 260.
- Bout P.* The contribution of the Volcanic Massif Central of France to European Quaternary chronology // World Anthropology La Hague. Paris, 1975. P. 73 - 98.
- Ciesielski P.F., Weaver F.M.* Neogene and Quaternary palaeoenvironmental history of Deep Sea Drilling Project Leg 71 Sediments, Southwest Atlantic Ocean // Init. Rep. of the DSDP: U.S. Gov. print. off. 1983. V. 71. Pt. 1. P. 461 - 477.
- Clauzon G., Suc J.-P., Aguilar J.-P. et al.* Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French mediterranean region. Iberian Neogene basins // Paleontol. i Evolucio. 1990. Mem. Especial. No. 2. P. 131 - 186.
- Eisenmann V., Sondaar P.* Hipparions and the Mio-Pliocene boundary // Boll. Soc. Paleontol. Italiana. 1989. V. 28. No. 2 - 3. P. 217 - 226.
- Feru M., Radulesco C., Samson P.* Succession des mammifères plio-pléistocènes dans le Bassin Dacique (Roumanie) // Ann. Inst. Geol. Geofiz., 1983. V. 59. P. 161 - 167.
- Flynn L.J., Tedford R.H., Qiu Zh.* Enrichment and stability in the Pliocene mammalian fauna of North China // Paleobiology. 1991. V. 17. No. 3. P. 246 - 265.
- Hag B.U., Hardenbol J., Vail P.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years to present) // Science. 1987. V. 235. P. 1156 - 1167.
- Keigwin L.D., Thunell R.C.* Middle Pliocene climatic change in the western Mediterranean from faunal and oxygen isotope trend // Nature. 1979. V. 282. No. 5756. P. 294 - 296.
- Li H., Wang J.* The latest advance in Quaternary magnetostratigraphy of China // Quaternary geology and environment in China. Beijing Science press, 1991. P. 158 - 167.
- Lindsay E.H., Opdyke N.D., Johnson N.M.* Pliocene dispersal of horse *Equus* and late Cenozoic mammalian dispersal events // Nature. 1980. V. 287. No. 5778. P. 135 - 138.
- Mein P.* Updating of Mn zones // European Neogene Mammal Chronology. New York: Plenum Press, 1990. P. 73 - 90.
- Qiu Zh., Huang W., Guo Zh.* The Chinese hipparionine fossils // Palaeontol. sinica. 1987. N.S.C. No. 25. P. 1 - 250.
- Radulesco C., Samson P.* Contribution to the knowledge of the mammalian faunas from Mălușteni and Berești (Romania) // Trav. Inst. Spéol. "Émile Racovitza". 1989. T. 28. P. 43 - 56.
- Radulesco C., Samson P., Știuca E.* Pliocene (Lower Romanian) micromammals in the Dacic Basins // Miscell. Spéol. Romania. 1989. T. 1. P. 313 - 326.
- Rio D., Sprovieri R., Thunell R.* Pliocene-Lower Pleistocene chronostratigraphy. A re-evaluation of Mediterranean type sections // Bull. Geol. Soc. Amer. 1991. V. 103. P. 1049 - 1058.
- Samson P.* Les Equidés fossiles de Roumanie // Geol. Romania. 1975. V. 14. P. 165 - 352.
- Savage D.E., Curtis G.H.* The Villafranchian stage - age and its radiometric dating // Geol. Soc. America. Spec. Pap. 1970. V. 124. P. 207 - 231.
- Schackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation // Nature. 1977. V. 270. No. 5634. P. 216 - 219.
- Suc J.-P.* The west Mediterranean Neogene climatic evolution // Abst. IX Congress R.C.M.N.S. Barcelona, 1990. P. 337.
- Terzea E.* Remarques sur la biostratigraphie du Pliocene du sud de la Plaine Roumaine (Zone de Turnu - Magurele) // Trav. Inst. Speol. "Émile Racovitza". 1981. V. 20. P. 113 - 126.
- Wu X., An Zh., Lu Y., Liu T.* Quaternary geology and environment in China // Quaternary geology and environment in China. Beijing: Science Press, 1991. P. 498 - 504.
- Xue X.* An early Pleistocene mammalian fauna and its stratigraphy of the river You, Weinan, Shensi // Vertebr. palasiat. 1981. V. 19. No. 1. P. 43 - 44.
- Zhang Zh., Wang Q., Zhao Y.* Quaternary sediments in Nihewan Basin, Hebei Province // Quaternary geology and environment in China. Beijing: Science press, 1991. P. 343 - 350.
- Zheng H., An Zh., Shaw J., Liu T.* A detailed terrestrial geomagnetic record for the interval 0 - 5 MA // Loess, Environment and Global Change. Beijing: Science press, 1991. P. 147 - 156.
- Zong G., Tang Y., Xu Q., Yu Zh.* The Early Pleistocene in Tunliu, Shanxi // Vertebr. palasiat. 1982. V. 20. No. 3. P. 236 - 247.

Сдано в набор 19.06.93 г.

Подписано к печати 18.08.93 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.7 тыс.

Уч.-изд. л. 12.3

Бум. л. 6.0

Тираж 375 экз.

Зак. 29

Цена 25 р. 00 к.

Российско-Американское издательство
ИНТЕРПЕРИОДИКА

**Впервые русские и английские версии журналов
Российской академии наук
выходят в свет одновременно !**

**Ученые России имеют уникальную возможность оперативно сообщить
о результатах своих исследований научному миру !**

**В 1993 году ИНТЕРПЕРИОДИКА переводит на английский язык,
издаёт и распространяет журналы:**

- *Geology of Ore Deposits*
- *Glass Physics and Chemistry*
- *Herald of the Russian Academy of Sciences*
- *High Temperature*
- *Inorganic Materials*
- *Kinetics and Catalysis*
- *Laser Physics*
- *The Physics of Metals and Metallography*
- *Pattern Recognition and Image Analysis*
- *Petrology*
- *Polymer Science*
- *Russian Journal of Coordination Chemistry*
- *Russian Journal of Electrochemistry*
- *Russian Journal of Inorganic Chemistry*
- *Russian Journal of Physical Chemistry*
- *Russian Journal of Plant Physiology*
- *Stratigraphy and Geological Correlation*
- *Studies on Russian Economic Development*
- *Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
- *Thermal Engineering*
- *Water Resources*

Подписаться на английские версии журналов можно по адресу:

INTERPERIODICA, P.O. Box 1831, Birmingham, Alabama 35201-1831, USA.
Phone: (800) 633-4931, (205) 995-1567 (outside US and Canada); Fax: (205) 995-1588.

**Журналы, издаваемые в 1993 году на русском языке
Международной академической издательской компанией (МАНК) "НАУКА"
при участии издательства ИНТЕРПЕРИОДИКА**

- *Вестник РАН*
- *Водные ресурсы*
- *Вопросы ихтиологии*
- *Высокомолекулярные соединения*
- *Геология рудных месторождений*
- *Геотектоника*
- *Доклады академии наук*
- *Журнал неорганической химии*
- *Журнал физической химии*
- *Кинетика и катализ*
- *Координационная химия*
- *Неорганические материалы*
- *Океанология*
- *Петрология*
- *Почвоведение*
- *Стратиграфия.
Геологическая корреляция*
- *Теоретические основы
химической технологии*
- *Теплофизика высоких температур*
- *Физика атмосферы и океана*
- *Физика Земли*
- *Физиология растений*
- *Электрохимия*

Размещение рекламы в русских и в английских версиях журналов:

телефон: (095) 334-7420
факс: (095) 336-0666