

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И БИОТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ

**LVI СЕССИЯ
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА**



Санкт-Петербург 2010

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А.П.КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

**ЭВОЛЮЦИЯ
ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА
И БИОТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ**

**МАТЕРИАЛЫ
LVI СЕССИИ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА**

5 – 9 апреля 2010 г.

Санкт-Петербург 2010

Эволюция органического мира и биотические кризисы. Материалы LVI сессии Палеонтологического общества при РАН (5-9 апреля 2010 г., Санкт-Петербург). – Санкт-Петербург, 2010, 150 с.

В сборник включены материалы по эволюции органического мира и биотическим кризисам в его истории от момента возникновения жизни на Земле до наших дней. В ряде докладов рассматривается современное состояние проблемы выявления палеонтологических свидетельств биотических кризисов, массовых вымираний биоты и их причин. Освещаются вопросы существования и специфичности микробентоса в дофанерозойский период истории Земли и связи эволюции его органического мира с фанерозойской. Одному из основных условий эволюции органического мира – биоразнообразию, посвящено большинство докладов сессии. Практически в течение всех периодов фанерозоя рассмотрена динамика биоразнообразия различных таксономических групп животных и растений: радиолярий, фораминифер, кораллов, граптолитов, конодонтов, моллюсков, остракод, низших и высших растений, спор и пыльцы и др., характер развития организмов в межкризисные интервалы и во время кризисов. Большое внимание в докладах уделено вопросам связи биотических кризисов с проведением и прослеживанием границ общих и региональных стратонов.

В связи со 110-летием со дня рождения выдающегося палеонтолога XX века А.П. Быстрова ряд докладов был посвящен позвоночным: их морфологии, распространению во времени и в пространстве, новым находкам остатков на территории России.

Сборник рассчитан на палеонтологов, стратиграфов и геологов различных специальностей.

Редакторы: Богданова Т.Н.
Крымгольц Н.Г.

© Российская Академия Наук
Палеонтологическое общество при РАН
Всероссийский научно-исслед. геол. ин-т
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЛИ ПАЛЕОБИОСФЕРНОЕ ВРЕМЯ И СТРАТИГРАФИЯ

*Вступительное слово Президента Палеонтологического общества
академика Б.С. Соколова на LVI сессии*

Дорогие друзья,

Тема открывающейся сессии Палеонтологического общества «Эволюция органического мира и биотические кризисы». Но я хотел бы предпослать ей некоторые рассуждения о геологическом времени, естественно вытекающие из наших представлений об истории формирования слоистой оболочки Земли, т.е. стратисферы, наших представлений о содержании стратиграфического пространства в его подразделениях, отразивших ход геологической истории, документированной эволюцией и палеонтологической летописью. Земля остается пока единственной планетой, на которой последовательно записан этот процесс на протяжении около 4-х миллиардов лет, а человек – единственное существо, оказавшееся способным окинуть его своим разумом. Физические документы геологической истории и реальные проявления биосферной эволюции – наше бесценное и уникальное достояние. На него прочно опирается подлинно научное знание. Является ли оно полным в контексте Вселенной? Безусловно, не является. Но это то знание, которое прочно опирается на факты, предоставленные нам первой планетой, стратисферная оболочка которой оказалась доступной для изучения прямыми методами науки.

Уже более года тому назад мне была дана возможность высказаться по поводу «принципа геологической вечности жизни» В.И. Вернадского и возраста Земли. Это был круглый стол в рамках конференции по истории наук о Земле, организованной Институтом истории естествознания и техники Академии наук. Обсуждение вызвало большой интерес, а через некоторое время я дополнил свое выступление рассуждением о геологическом времени с попыткой выразить это в графической модели, опираясь на наши представления о стратиграфическом пространстве литосферы, как фундамент рассуждения. Публикация материалов конференции прошла фактически незамеченной, что стало типичным для современных малотиражных изданий, и я осмеливаюсь предложить тему для дальнейшего обсуждения в среде палеонтологов и стратиграфов. К тому же я кое-что уточнил в своей графике.

Очень упрощенно стратиграфию можно определить как науку о слоистой структуре верхней оболочки земной коры. Это – каменная книга ее истории, прочитать которую оказалось не так просто, и прочитанной она стала не последовательно с первых страниц (далеко неполных вообще), а, прежде всего, с последних – фанерозойских. Впрочем, также прочитана и человеческая история. Это две самые фундаментальные ретроспективы, которые нам открыты во Времени. Но что же такое время? Мы ежедневно употребляем это слово в его бесчисленных формах нашего бытия и нашего прошлого, но обычно оказываемся в большом затруднении, когда требуется дать его определение. Значит и это не такое простое понятие. В науке и философии ему посвящена огромная литература, оно постоянно тревожит мысль. Место, занимаемое им в геологических науках и в представлениях биологической эволюции, является первостепенно важным.

Но существует две основные концепции времени. Время независимое, отстраненное, как бы внешнее по отношению к объектам и процессам материального мира – классическое физическое время Исаака Ньютона, и время непосредственно связанное с материальным миром и процессами в нем происходящими, пронизывающее все явления Природы. Обе концепции сосуществуют. В геологии вторая концепция доминировала с начала определения ее основ в представлениях Николая Стенона о слоях земных

и представлениях М.В. Ломоносова об этой же важнейшей структуре земной коры. В Российской геологии это выразилось в сочетании стратиграфических подразделений и их геохронологических эквивалентов, что сразу же было одобрено на Болонской сессии Международного геологического конгресса (1881). Первичной выступала геологическая система, которой соответствовал геологический период.

Наиболее глубокое рассмотрение проблемы времени в геологии, несомненно, принадлежит В.И. Вернадскому. Время и пространство он считал неразделимыми, отдельно в природе не существующими и ставил вопрос: неразделимыми чего? – И отвечал: «Очевидно того, что только и существует, это – **м а т е р и и** (разрядка моя), которую мы разбиваем на две основные координаты: пространство и время» (1885, 2000). В геологии он связывал время, прежде всего, с проявлениями жизни в ее дискретном выражении – биологических видах и их поколений. Начиная с архея, это – мир, как мы теперь определяем, – прокариот-архебактерий, цианей. «Время, ... с отвечающим живым организмам пространствам», он назвал **биологическим**, которое «по длительности равно геологическому». Но «начало жизни, т.е. начала биологического времени, мы не знаем», писал он. Мы не знаем этого и сейчас. Поэтому только и говорим о времени **появления** следов организмов в наидревнейших породах осадочного генезиса – корях выветривания в метаморфических комплексах. Это первые свидетельства жизни в ее клеточной форме. Начало ее функционирования означало зарождение биосферы Земли и начало **палеобиосферного времени**, которому так много внимания уделил покойный Кирилл Владимирович Симаков (2004).

Мы воспринимаем время, как такую же реальность, как и окружающий нас мир людей, вещей, событий. Такой же реальностью было и геологическое время – время геологических и палеобиологических событий. Вот это и есть самое главное в понимании природы времени – без всякой его философии. Время для нас неразрывно связано с материальным миром, движением. Его нельзя отрывать от пространства и предметного мира, его явлений и событий в нем происходящих. Это понимание нам дает не столько физика и математика (у них свои великие задачи), сколько естествознание и история. Их синтез наиболее ярко проявляет себя в науках о Земле и жизни, в их геологическом прошлом, а это прошлое есть реальное течение (длительность) геоисторического времени и времени эволюции Биосферы и Геомериды (биогеомериды) Земли.

Биосфера является уникальнейшим явлением в Солнечной системе. Только в слоистой оболочке земной коры сохранилась запись геоисторических событий и важнейшего из них – эволюции и истории органического мира, начиная с первых проявлений клеточной жизни. Мы не знаем и, вероятно, никогда не узнаем, как произошла жизнь, но нам известны древнейшие проявления уже возникшей жизни в архее и радиоизотопный возраст древнейших пород Земли. Он не определяет возраст планеты, но близко определяет **начало жизни**, уже никогда более не **прерывавшейся**. Начало жизни это и начало биосферного процесса на Земле. Биосфера Земли, это первая доступная для изучения биосфера во Вселенной.

Свои размышления о времени и представление В.И. Вернадского о геологической вечности жизни, то есть реально связанной только с Землей, а не вечности жизни вообще, что в отрыве от Земли представить просто невозможно, я попытался выразить графически. Эта схема требует некоторых пояснений. За ее основу я беру стратиграфическое пространство литосферы, под которым понимаю слоистый чехол земной коры в трех его измерениях, как осадочно-вулканогенную корку шара, сформировавшуюся во времени и в самых разнообразных ландшафтно-географических средах морей и континентов геологического прошлого. Эта слоистая породная структура – естественное природное хранилище всей информации о событиях далекого прошлого, как абиотиче-

ского, так и биотического характера. В ее изучении первостепенно важные успехи достигнуты стратиграфией, опирающейся на биологическую эволюцию и радиологическое определение возраста горных пород, заключающих остатки некогда процветавших флор и фаун. Они – носители биологического времени эволюции и, следовательно, геологического времени в истории Земли. Это заключение В.И. Вернадского необходимо принять.

Биогеосферный процесс на Земле не был плавным. Он периодически нарушался событиями во внешней среде и в самой биоте. Крупнейшими потрясениями для жизни были климатические изменения и болидные бомбардировки, также влиявшие на климат планеты, не говоря об их прямом геохимическом и физическом эффекте. Обращают на себя внимание, прежде всего, великие оледенения, приводившие к эпохам устойчивого холодного климата, вызывавшего великие вымирания в органическом мире. Не менее значительными были и геодинамические процессы, происходившие в самой земной коре и глубинах Земли. Все это резко или постепенно, но неизбежно сказывалось на гляцеостатике Мирового океана, на перемещениях его береговой линии (трансгрессии и регрессии) и на климате континентов. Реакция биоты на возникавшие кризисы была наиболее чувствительной – за опустошениями экологических ниш шли популяционные взрывы и волны различного масштаба, вплоть до таких значительных как в венде – кембрии или перми – триасе, квартере – антропогене.

Стратисфера Земли хранит запись всех биогеосферных событий; в стратиграфическом пространстве мы встречаем не хаос, а закономерную, хотя и далеко неполную, информацию о последовательности «шагов эволюции» и геоисторических изменений в живом покрове Земли. И это не менее важно учитывать, чем изменения, вскрываемые в филогенетических стволах и ветвях древа жизни, хотя бы потому, что эволюция протекает в реальных экосистемах (биогеоценозах). Геология и палеонтология подводит важнейший базис под биологическую теорию эволюции. Биостратиграфия ярко вскрывает этапность эволюции, а ее шаги в смысле времени являются **длениями** (понятие, введенное А. Бергсоном и принятое В.И. Вернадским) от найденной точки отсчета, то есть того стратиграфического уровня, в котором обнаружены первые свидетельства функционирующей жизни. Это время – такая же реальность, как и стратиграфический разрез с его естественными подразделениями и их границами, принятыми в геологии за природный эталон или **стратотип**. Понятие стратотип **первично** по отношению к геологическому времени, и оба они одинаково отражают реальность.

В предлагаемой схеме я представил время в двух выражениях – как геохронометрическую **шкалу** времени, с ее метрическими делениями (к коим отношу и декамириады Вернадского), и как время в его последовательных **событийных длениях**, которые, строго говоря, не являются шкалой, хотя в литературе и укрепились названия «шкала геологического времени» и «стратиграфическая шкала». С открытием радиоактивности атомов урана впервые в истории науки открылась возможность и необходимость «точно количественно определить длительность, как геологических систем, так и главнейших их подразделений... в разных частях планеты» (Вернадский, 1935, 1937-39, 2000). Геологическое время оказалось грандиозным и единицей его измерения Вернадский предложил **декамириад** (от 100 000 лет). Это было не только удобно для практического использования, но вносило новый смысл в понимание времени в геологическом прошлом. Но необходимо помнить, что декамириада это всего лишь единица измерения геологического времени, а его подлинным феноменом оказывается открытие длений разновеликих непрерывно-прерывистых этапов формирования стратисферы Земли через ее стратиграфические подразделения разного ранга. Таким образом, геологическое время не просто шкала декамириад, а выражение реального времени в течении геоисторических биосферных процессов. В системе стратиграфических подразделений появил-

ся свой вектор нелинейного времени, позволяющий датировать различные граничные события и определять время длений соответствующих этапов биосферной эволюции и истории. Наш разум воспринимает всю эту Систему уже в ее движении, но мы не знаем его начала и не предвидим конец. В геологии это и есть принцип Геттона, как его понимал В.И. Вернадский. Он не нуждается в корректировке. Что же касается принципа Рэди – «все живое от живого», то можно сделать только одно замечание. Если отвлечься от божественного творения жизни, то приходится признать, что в ее молекулярной форме, по крайней мере, однажды, должен был быть физико-химический скачек от косной материи к живой.

Верхняя часть схемы представляет общее время – пространство, я его называю пространством времени. Оно одновременно со стратиграфическим пространством, - его второе **биогеохронологическое** лицо. Это проекция на пространство, занимаемое жизнью – развивающейся биогеомеридой. Все, производимые нами процедуры стратиграфической корреляции, связаны с этим биогеосферным пространством. На графике его пересекает диагональ – это воображаемое направление движения непрерывно-прерывистого времени. К ней отнесены датированные по изотопам границы основных стратиграфических эонотем, с их системами в фанерозое, и приходящиеся на них деления (пунктир), помещенной независимо слева, геохронометрической шкалы. Назначение этой шкалы только **измерительное**, она имеет совсем иную природу, связанную с распадом атомов вещества (геохимическое время). Тогда как геологическое или палеобиосферное время отражает этапы структурного формирования стратисферы и одновременно ход биогеосферной эволюции. Эта диагональ наглядно показывает соотношение реальных длений геологического времени и делений шкалы – механизм его измерения.

В заключение следует сказать еще раз, что геологическое или биогеосферное время это наиболее очевидное проявление реальности времени, но, оно, конечно, не означает, что в биохроностратиграфическом пространстве стратисферы Земли в наших корреляциях достигается безупречная синхронность. Мозаичность стратисферы исключает это, но палеонтологический метод в биохронологии позволяет максимально приблизиться к достоверности, об этом я уже писал (Соколов, 1971). Таким образом, прежде чем говорить о времени в геологии, необходимо знать, к каким геологическим реалиям оно привязано. У геологического времени стратиграфическое лицо. Представляется, что в Международной комиссии по стратиграфии МСГН этому не придают значения (Шкала геологического времени, 2004), когда для докембрия предлагаются новые геологические периоды с собственными названиями, выраженные только в декамириадах, и не имеющие природных носителей этого времени – реальных стратонов. Это разрушение основного принципа стратиграфии, как геологической науки. Поэтому в графике принята российская **система стратиграфических подразделений докембрия**. Она более правильно отражает уровень наших современных знаний и принципиальное значение естественно-исторического подхода к геологическому времени.

Благодарю вас за внимание.

БИОТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ И МАССОВЫЕ ВЫМИРАНИЯ ФАНЕРЗОЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

В 1979 г. впервые было сообщено об обнаружении иридиевой аномалии на границе мела и палеогена, а в 1980 г. опубликована статья с изложением импактной гипотезы в качестве причины массового вымирания конца мелового периода (Alvarez et al., 1980). Эта гипотеза вызвала необычайный интерес самых разных специалистов, работающих в области наук о Земле, к изучению более ранних биотических кризисов и массовых вымираний. За прошедшие 30 лет опубликовано не менее 5000 статей, десятки монографий и сборников, так или иначе затрагивающих вопросы изменения глобального биотического разнообразия в геологическом прошлом. Исследования, посвященные детальному качественному и количественному анализу массовых вымираний, выявлению роли биотических кризисов в развитии земной биоты, изучению импактных структур и возможности влияния таких катастрофических событий на органический мир нашей планеты, и сейчас продолжают быть весьма актуальными.

Углубленный анализ палеонтологической летописи показал, что основные тренды в изменении глобального таксономического разнообразия морских (кривая Сепкоского) и пресноводных и наземных животных одинаковы. Колебания разнообразия морских животных на уровне семейств и родов синхронны. Моделирование наиболее вероятного поведения разнообразия видов показывает, что и этот показатель должен вести себя во времени аналогичным образом. Статистический анализ колебаний разнообразия и уровня вымирания морских животных, проводимый на протяжении трех десятилетий, то подтверждал наличие периодичности, то отрицал ее существование. Однако более реальным представляется существование такой периодичности (30 или 60 млн лет).

Массовые вымирания как наиболее важный элемент биотических кризисов признаются подавляющим большинством исследователей. Четыре великих массовых вымирания (конец ордовика, два импульса в конце перми, конец триаса, рубеж мела и палеогена) сохранили свой статус. К ним можно добавить еще не менее четырех малых массовых вымираний (рубеж франа и фамена, конец фамена, рубежи серпуховского и башкирского, сеноманского и туронского веков). Число потенциальных событий различной амплитуды измеряется десятками.

Массовое вымирание (как и биотический кризис в целом) представляет собой достаточно длительный процесс. Современные методы прецизионных палеонтологических и геохимических (включая изотопные) исследований позволили с большой детальностью изучить фаунистическую и флористическую смену на рубежах перми и триаса, мела и палеогена, к которым приурочены наиболее масштабные и четкие массовые вымирания. Например, установлено широкое распространение морских бактериальных сообществ в начале триаса сразу после финального импульса позднепермского массового вымирания.

Особое внимание привлекают вопросы, связанные с выявлением причин массовых вымираний и биотических кризисов. Огромное число исследований подтвердило реальность иридиевой аномалии на границе мела и палеогена, выявлены и другие признаки импактного события на этом рубеже: зерна ударно-метаморфизованного кварца, микротектиты, скелетные кристаллы никелевой шпинели, наноалмазы, внеземные аминокислоты, фуллерены, цунамиты вдоль побережья Мексиканского залива и другие индикаторы. Найден и изучен предполагаемый кратер-убийца Чиксхулуб в Мексике диаметром около 200 км. На ряде других рубежей установлены признаки импактных событий (повышение концентрации иридия, микросферулы и др.), в том числе и на границе

перми и триаса, но не все они получают подтверждение после проверок. Однозначно можно сказать, что за прошедшие 30 лет не обнаружено ничего сравнимого с рубежом мела и палеогена и это единственное массовое вымирание, для которого импактный сценарий может считаться доказанным.

К настоящему времени на Земле известно свыше 150 метеоритных кратеров различного размера. Некоторые не только хорошо датированы изотопными методами, но зафиксированы выбросами за их пределами в нормальных осадочных разрезах. Анализ, проведенный для кратеров небольшого и среднего диаметра (до 60 км, например, эоценовый кратер Чезапикского залива), показывает, что изменения среды, связанные с их образованием, не вызывали заметных биотических изменений в морских обстановках.

Кроме импактной гипотезы для рубежа мела и палеогена и других великих массовых вымираний актуальна и вулканическая, в том числе, и в варианте циклических мантийных плюмов с формированием обширных полей базальтовых траппов, выделение газообразных продуктов из которых могло привести к глобальным климатическим пертурбациям. Применительно к рубежу мела и палеогена даже адепты вулканической гипотезы согласны с тем, что импактное событие имело место, хотя и не считают его «ответственным» за наблюдаемые изменения в биоте. Из других гипотез следует отметить распространение бескислородных вод в результате переворота водных масс с аноксическими условиями на глубине (например, рубеж перми и триаса). Периодичность снижения таксономического разнообразия также объясняется и колебаниями Солнечной системы относительно плоскости галактики (период 60 млн лет) кометными пучками и т.д.

При разработке глобальной (международной) стратиграфической шкалы все более осознается ограниченность традиционного биостратиграфического подхода, который не обеспечивает необходимой степени изохронности удаленных корреляций, в связи с чем все большее внимание уделяется физическим и событийным маркерам. Как результат в качестве маркера нижней границы датского яруса (соответственно, палеоцена, палеогена и кайнозоя) официально утверждена иридиевая аномалия (разрез Эль-Кеф в Тунисе).

Биотические кризисы и массовые вымирания являются реальными элементами, играющими важную роль в модулировании эволюционного процесса и имеющими, скорее всего, различные причины.

С.В. Антипенко, Т.В. Саченко (БелНИГРИ)

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МОРСКОЙ БИОТЫ В РАННЕФАМЕНСКИЙ ПЕРИОД МЕЖСОЛЕВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРИПЯТСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

Разнофациальная нижнефаменная межсолевая толща Припятского прогиба является уникальным объектом исследований. Она сформировалась во время активной рифтовой стадии тектонического развития прогиба, интенсивных блоковых движений по разломам и, соответственно, постоянного изменения палеорельефа дна водоема. Период отложения осадков ознаменовался двумя примерно равными по времени циклами развития, в основном, эндемичной морской биоты в полуобособленном палеоводоеме. Первый (домановичско-тремлянский) характеризуется появлением, распространением и частичной гибелью раннефаменной биоты, второй (вишанско-петриковский) – частичным восстановлением, значительным обновлением, массовым развитием и почти полным исчезновением ее в среднем фамене. Кризис между ними был вызван относи-

тельно непродолжительным периодом соле- и сульфатородного осадконакопления в позднезодонское (тремлянское – внутримежсолевое) время.

После мощного позднефранского (евлановско-ливенского) этапа накопления нижней соленосной толщи в бассейне установились относительно нормальные морские условия, благоприятные для жизнедеятельности различных организмов – цианобактерий, известковых водорослей (харовых, красных), брахиопод (замковых и беззамковых), моллюсков (гастропод, бивальвий, бактритоидей, аммоноидей), ракообразных (остракод), иглокожих (криноидей), радиолярий и др. В этот период на отдельных мелководных участках шельфа, преимущественно в западной и северной краевых частях бассейна, представители их сообществ заселяли обширные территории. Ареалы организмов прослеживаются при корреляции разновозрастных отложений в керне многочисленных разрезов скважин, пробуренных в Припятском прогибе. Установлено, что одни группы или таксоны организмов приурочены к определенным временным (стратиграфическим) уровням, другие только отражают определенные фациальные обстановки в водоеме при неоднократном возобновлении которых позже – возвращаются на эти же участки обитания. Пороодообразующими организмами в этот период являлись цианобактерии и брахиоподы, слагавшие довольно мощные органогенно-аккумулятивные толщи (слои, пласты и их биоритмиты – желваковые, ракушняковые, детритовые) (Антипенко, 2007; 2009). Остальные органические остатки встречаются в породах эпизодически в виде рассеянных скоплений в отдельных прослойках и на плоскостях наслоений. Таксономическое разнообразие морской биоты – брахиопод, моллюсков, остракод, известковых водорослей и других групп организмов во время этого цикла было гораздо беднее, чем в следующем вишанско-петриковском цикле (Пушкин и др., 1995; Пушкин, Саченко, 2002).

Второй, вишанско-петриковский этап, был более благоприятным для обитания организмов. Он ознаменовался массовым обновлением и расцветом морской биоты. Если в постсульфатное вишанское время органика еще практически не появлялась, то начиная с елецкого она начала бурно развиваться и эволюционировать. Как по таксономическому составу, так и по биомассе органический мир елецкого времени превзошел задонское. Временной порог практически преодолели без потерь (в форме строматолитов) только наиболее устойчивые эврифациальные цианобактерии, желваки которых по-прежнему доминируют в разрезах нижнего фамена. В составе биоты унаследовано продолжают существовать уже обновленные комплексы и сообщества брахиопод, моллюсков, ракообразных, иглокожих, известковых водорослей и др. Нормально морские условия в это время способствовали их более широкому распространению и соответственно увеличению мощностей органогенных отложений, особенно в краевых зонах палеоводоема. Появились также новые каркасные организмы – строматопороидеи и мшанки, которые совместно с багрянками создавали при жизни прикрепленные наросты и корки, являвшиеся каркасами маломощных (до 3 м) элементарных и простых органогенных построек – калиптр, биогермов, биостромов и их мощных (до 60-80 м) биоритмитных толщ в Припятском бассейне. Завершился цикл развития биоты массовой ее гибелью из-за начавшегося этапа мощного соленакопления в бассейне (верхняя соленосная толща) в среднефаменское, лебедянское время.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ УРОВНИ
В РАЗРЕЗАХ ДЕВОНА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА
КАК МАРКЕРЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ

Метод событийной стратиграфии хорошо зарекомендовал себя за рубежом, и без него в настоящее время не обходится практически ни одна публикация, посвященная анализу бассейнов фанерозоя и эволюции фауны. В российской литературе таких работ немного. В них рассматриваются общие и методические вопросы (Веймарн и др., 1998; Корень и др., 2000) или отдельные частные события, чаще – биотические.

Причин подобной ситуации, видимо несколько. Для девона многих регионов России существуют «пробелы» в биостратиграфической последовательности, что объясняется, в первую очередь, неполнотой палеонтологической летописи. Недостаточная детальность исследований, в том числе, и по конодонтам (иногда по объективным причинам), не дает нам точных датировок отложений, не позволяет оценить продолжительность перерывов в шельфовых фациях или время проявлений вулканизма. Крайне редки и разрозненны данные геохимического и изотопного анализов, палеомагнитные данные.

В этом сообщении предпринята попытка на основе детального биостратиграфического изучения вулканогенно-кремнистых толщ восточного склона Южного Урала¹ выявить корреляционные уровни в пелагических фациях островодужной системы и сопоставить их с маркерами глобальных событий.

В девонском разрезе Западно-Магнитогорской зоны установлена достаточно полная конодонтовая последовательность (Артющкова, 2009), прослежены датированные литологические реперы на всей территории Южного Урала.

Отчетливо устанавливается уровень в основании ирендыкской свиты, отвечающий основанию эйфельского яруса среднего девона (рис.). Во многих разрезах подошва свиты маркируется яшмовой пачкой. На этом рубеже происходит смена вулканических базальт-риолитовой формации баймак-бурибайской свиты андезибазальтовой ирендыкской.

Второй уровень обозначен нижней границей ярлыкаповской свиты и располагается в основании зоны *australis*. Это великолепный репер, прослеженный по всей территории Южного Урала. Он характеризуется резким изменением вулканогенных формаций (рис.) и формированием мощных толщ яшм и кремней. В ряде разрезов ниже этого уровня в верхней части подстилающей ирендыкской свиты формируются микститы с глыбами известняков (гадилевская толща). В разрезах шельфовой фации этот уровень близок к основанию афонинского горизонта (рис.). Для корреляции с Хотечским событием (*Choteč Event*), которое установлено ниже, в основании зоны *costatus* (Walliser, 1996), достаточных данных не имеется.

Третий уровень выражен наиболее ярко. Он фиксируется нижней границей мукасовской свиты и связан с основанием зоны *punctata*. Этот рубеж отмечен повсеместным кремненакоплением на всей территории Южного Урала. Он надежно датирован и прослежен в разрезах многих структурно-фациальных зон. В шельфовых фациях он соответствует подошве доманикового горизонта. Этот уровень отчетливо коррелируется с глобальным событием *punctata Event* (=Domanik Event) (Walliser, 1996).

С основанием подзоны *Late triangularis* в низах фаменского яруса верхнего девона, отвечающей нижней границе зилаирской свиты, может быть связан четвертый корреляционный уровень. Пограничный F/F интервал, в котором зафиксировано одно из крупных фанерозойских событий (*Upper Kelwasser Event*), в Западно-Магнитогорской

¹ Палеонтологический материал представлен отпечатками конодонтов.

зоне представлен вулканитами андезибазальтовой формации бугодакской свиты и оли-
 стостроровым комплексом биягодинской свиты.

Намечается еще один уровень, важный для решения стратиграфических задач в
 широком плане. Это основание мостостроевского вулканогенного комплекса, датируе-
 мое началом эмса (по комплексу *Polygnathus kitabicus* и *Pol. excavatus*). С этим уровнем
 связывается начало девонского вулканизма на Южном Урале. Возможно, он коррели-
 руется с Далежским событием (Daleje Event). Но не исключено, что может отвечать со-
 бытию основания злиховского яруса (Basal Zlichov Event) (Walliser, 1996).

Отдел	Ярус	Стандартные зоны по конодонтам	Характерные конодонтовые комплексы	Глобальные событийные уровни	Биохронологическая последовательность	Региональные горизонты западного склона		
					Свита, толща			
Верхний	Фаменский	praesulcata			Зилаирская (zl)	Львинский		
		expansa	expansa			Кушелинский		
		postera				Мурзакеевский		
		trachytera						
		marginifera	marginifera			Макаровский		
		rhomboidea						
		crepida	crepida					
	triangularis	triangularis						
	Франский	linguiformis	linguiformis	▼ U. Kellwasser - Ev.	Биягодинская (bg) (бугодакская - bd)	Барминский		
		rhenana	L. rhenana			Аскынский		
		jamieae		▼ Semichatovae - Tr.	Мукасовская (mk)	Мендымский		
		hassi	hassi			Доманиковский		
		punctata	punctata	▼ Domanik - Ev.				
		transitans	transitans		Таптугайская (tsh)	Саргаевский		
falsiovalis		L. falsiovalis		Кыновский				
Средний	Живетский	disparilis	disparilis	▼ Frasn - Ev.	Улутауская (ul)	Папийский		
		hermanni-cristatus	hermanni-cristatus	▼ Genesee - Tr.		Чеславский		
		varcus	varcus			Чусовской		
	Эйфель	hemiansatus	hemiansatus	▼ Kacak - Ev.	Карамальгашская (kr) (ярлыкаповская - yar)	Афонинский		
		kockelianus	kockelianus					
		australis	australis		Ирендыкская (ir) (туратская - tr)	Бийский		
		costatus		▼ Chotec - Ev.				
		partitus	partitus					
		Нижний	Эмский	patulus	patulus		Баймак-бурибайская (bb)	Койвенский
				serotinus	serotinus			Вязовский
inversus					Мостостроев- ский в. к. (mst)	Иргизлинский		
nothoperbonus				▼ Daleje - Ev.				
excavatus	excavatus							
Прага	kitabicus		kitabicus	▼ Zinzilban - Ev.	Мазовская (mz)	Тюполенский		
	pireneae					Куламагский		
	kindlei							
	sulcatus					Шерлубайский		
	pesavis		pesavis			Сакмарская (sk)	Сияжский	
delta								
Loxkov.	woschmidt- postwoschmidt							

Рис. Сопоставление корреляционных уровней в разрезе девона
 Западно-Магнитогорской зоны с глобальными событийными границами.

Все установленные корреляционные уровни охарактеризованы достаточно пол-
 ными комплексами коноднтов. Представленные в них таксоны отличаются относи-
 тельным разнообразием и массовым количеством экземпляров. Эти уровни могут слу-

жить литологическими маркерами, уверенно прослеживаются по латерали и установлены практически во всех структурно-фациальных зонах, что позволяет считать их региональными корреляционными реперами. Некоторые из них могут быть сопоставлены с глобальными событийными границами. Задачами дальнейших исследований являются детальные биостратиграфические исследования по выявлению тех событий, которые в настоящее время не имеют достаточного обоснования.

М.М. Астафьева (ПИН РАН), Е.В. Шарков,
А.В. Чистяков, М.М. Богина (ИГЕМ РАН)

БАКТЕРИАЛЬНО-ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ И СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ

Современные исследования показали, что подводные морские базальты являются благоприятной средой для жизни микробов (Furnes et al., 2007). Впервые это было продемонстрировано Торсетом еще в 1992 г.

Предположение, что вулканические породы являются местообитанием ранней микробной жизни, не является неожиданным. Некоторые из самых нижних ветвей древа жизни представлены термофильными микробами и существует доказательство того, что ранняя жизнь могла быть приурочена к вулканическим территориям, в том числе к гидротермальным источникам (Furnes et al., 2004). Так, например, нитчатые микрофоссилии, описанные из массивных сульфидных отложений (возраст 3.235 млрд лет), интерпретируются как образовавшиеся в условиях подобных современным черным курильщикам (Rasmussen, 2000). Это соответствует оптимальным температурам роста термофильных бактерий (около 70°C).

Больше того, было высказано предположение, что вскоре после извержения, когда температура поверхности пород падает ниже 113°C, жизнь уже может существовать (Stetter et al., 1990; Stetter, 2006), причем колонизация стекловидного вещества пиллоу лав происходит одновременно везде, куда может проникнуть морская вода (Thorseth et al., 2001). Важна и интересна проблема развития жизни на границе изверженной породы и воды (Fisk et al., 2006 а, б; Astafieva et al., 2008; Rozanov et al., 2008; Астафьева и др., 2008). При этом происходит микробная колонизация и поверхности субстрата и самой толщи породы.

Микробная колонизация потоков стекла в пиллоу-лавах чаще всего наблюдается на поверхности и вдоль трещин, оставляя следы бывшего присутствия микробов. Наиболее обычны микроскопические изменения текстуры, обнаруженные в свежем стекле на границе с измененным стеклом. Это пустые или заполненные минералами ямки и каналы, размеры и формы, которых сравнимы с современными микробами (Furnes et al., 2007). Процесс изменения микробами пород носит отнюдь не поверхностный характер, он может быть прослежен до глубины около 550 м вглубь, причем в верхних 350 м процессы биологического изменения преобладают (Furnes, Staudigel, 1999). Биологические изменения стекла пиллоу-лав процесс настолько обычный и широко распространенный, что может влиять на химические реакции и продукты взаимодействия между морской водой и породой (Staudigel, Furnes, 2004; Staudigel et al., 2004; Furnes et al., 2007; etc).

В качестве объектов исследования были выбраны базальтовые пиллоу-лавы с включениями вулканического стекла раннего палеопротерозоя (2.41 млрд лет) Карелии и современное вулканическое стекло из пиллоу-лав Срединно-Атлантического хребта.

Бактериально-палеонтологические исследования проводились на электронном сканирующем микроскопе CamScan-4 с микроанализатором Link-860. Исследовались только свежие сколы пород (как древних, так и современных), слегка протравленные кислотами.

В результате бактериально-палеонтологических исследований были обнаружены довольно разнообразные и многочисленные остатки микроорганизмов в упомянутых вулканогенных породах. Проведено сравнение древних и современных микробных комплексов. Интересно, что и в древних и в современных комплексах преобладали разнообразные нитевидные формы, в то время как кокки и овальные формы, вероятно, имели подчиненное значение. Встречены и предположительно эвкариотные формы. Таким образом, показано, что вулканогенные породы являлись благоприятной средой для развития жизни.

Наши исследования подтверждают, что также как микробы колонизировали базальтовое стекло раннедокембрийских подводных извержений, так и при современных извержениях микробы колонизируют вулканическое стекло. Это значит, что хорошо сохранившиеся пиллоу-лавы архейских и раннепалеопротерозойских зеленокаменных поясов, могут быть весьма перспективными для поиска следов древней жизни на Земле. *Работа выполнена по Программе Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем» (подпрограмма II), гранту РФФИ № 08-04-00484 и научной школе НШ 4207.2008.5.*

М.С. Афанасьева (ПИН РАН),
Э.О. Амон (ИГГ УрО РАН)

ДИНАМИКА БИОРАЗНООБРАЗИЯ РАДИОЛЯРИЙ В ФАНЕРОЗОЕ

Происхождение, основные закономерности эволюции и крупные биотические кризисы в развитии радиолярий в фанерозое были тесно связаны с геологической историей Земли. Эволюция радиолярий находилась под воздействием эволюции климата, в свою очередь климатические изменения являются отображением целого ряда геологических, геофизических и космических процессов. Особую роль в эволюции радиолярий играли оледенения, глобальные похолодания климата в палеозое и кайнозое, а также теплый климат мезозоя (Чумаков, 2001; Добрецов, 2003).

Снижение содержания углекислого газа в атмосфере явилось одним из главных инициаторов крупномасштабных палеоклиматических изменений, приводивших к сильному похолоданию и оледенениям. Анализ содержания углекислого газа в атмосфере фанерозоя показал (Bernier, Kothavala, 2001): 1) очень высокую концентрацию CO₂ в течение раннего палеозоя, 2) значительное снижение CO₂ в конце девона, в карбоне и перми, 3) высокую концентрацию CO₂ в раннем мезозое и постепенное снижение в течение позднего мела и кайнозоя (рис.).

Повышенное межледниковое разнообразие радиолярий хорошо прослеживается на протяжении всего фанерозоя (Afanasieva et al., 2005; Афанасьева, Амон, 2006; Afanasieva, Amon, 2006; Матуль, 2007; Afanasieva, Matul, Amon, 2009).

Радиолярии, исчезнувшие на переходах к оледенению или в ледниковых интервалах в связи с изменившейся биотической и абиотической средой обитания в условиях похолодания климата, были типичны для теплых фаз межледниковий, и наоборот (рис.). При этом большая часть новых видов радиолярий появляется именно в моменты потеплений, а резкое падение численности отмечено в периоды похолодания климата от абиотических причин изменивших биотическую среду обитания.

С другой стороны, сезонная ритмика галактического года находит свое отражение в этапах эволюции радиолярий (Afanasieva et al., 2005; Афанасьева, Амон, 2006). Каждый галактический год, т.е. полный оборот Солнца вокруг центра Галактики, имеет собственное название и делится на сезоны, которые приблизительно соответствуют периодам фанерозоя (Куликова, Куликов, 2000). Смена года фосфатия годом фитонием сопровождается всплеском численности в позднем девоне, смена года фитония годом ноэтием – всплеском численности в поздней юре. Сезоны галактических лет характеризуются примерно одинаковой картиной динамики биоразнообразия радиолярий. Многие крупные вымирания приурочены к смене сезонов (рис.).

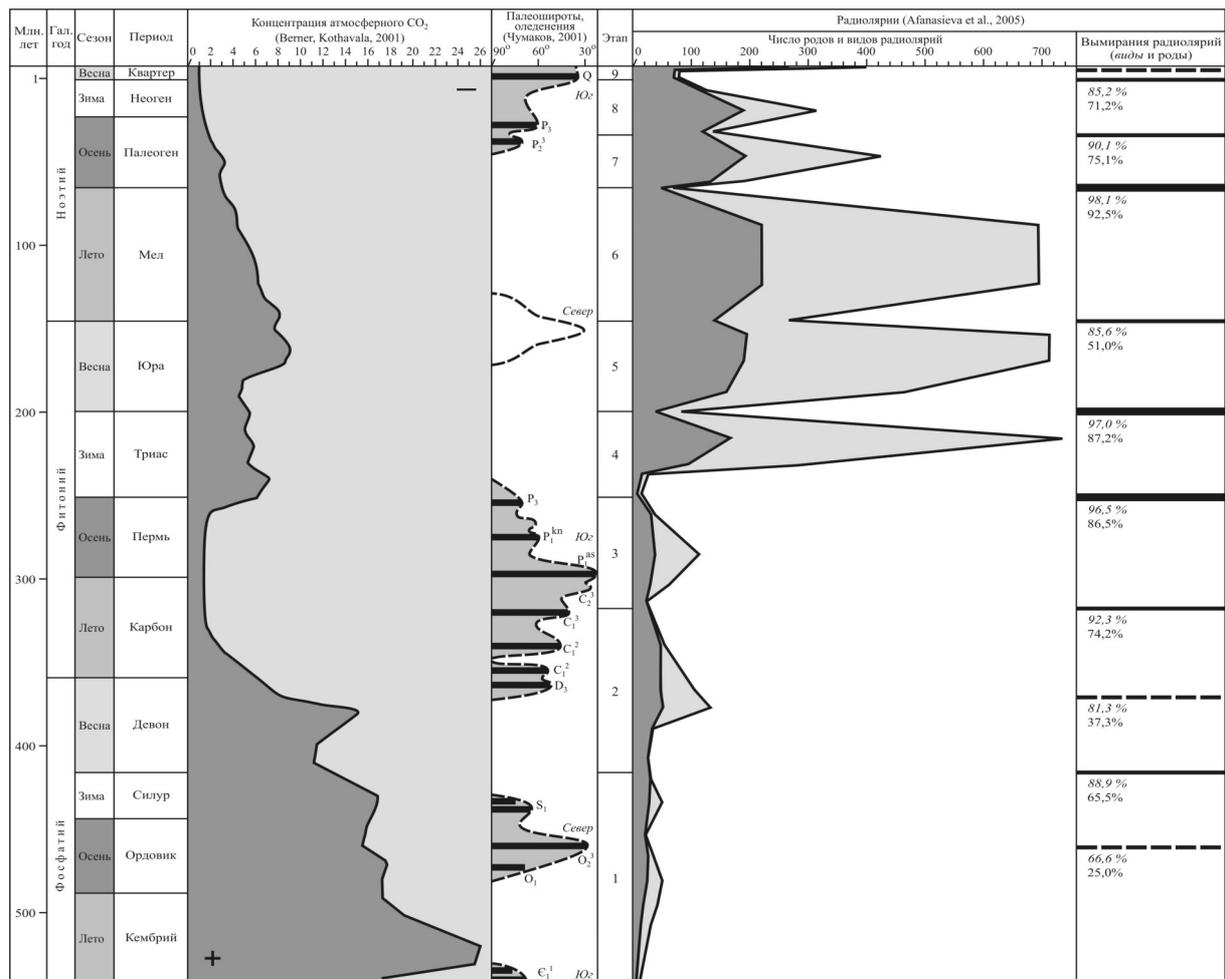


Рис. Динамика таксономического разнообразия радиолярий в фанерозое.

Фосфатий. Первый этап в эволюции радиолярий (кембрий – силур) объединяет две стадии в развитии радиолярий и охватывает первые три сезона года фосфатия: 1 стадия (кембрий – средний ордовик) – лето и начало осени, 2 стадия (поздний ордовик – силур) – конец осени и зима. При этом внутри первых двух стадий становления радиолярий характер динамики биоразнообразия был одинаков: сначала медленный постепенный рост численности таксонов, затем достижение пика, затем снижение численности. Скорость видообразования на первой стадии развития варьировала от 0,3 до 2,8 вид/млн лет, а на второй стадии изменялась от 0,4 до 3,0 вид/млн лет. В конце зимы года фосфатия на границе силура и девона произошел первый перелом в эволюции радиолярий. Он ознаменовался исчезновением 65,5 % родов и 88,9 % видов типичных раннепалеозойских радиолярий и практически полным обновлением таксономического состава на уровне видов, родов, отдельных семейств и отрядов.

Второй этап эволюции радиолярий (девон – ранний карбон) охватывает весну года фосфатия (девон) и начало лета года фитония (ранний карбон). Весна года фосфатия демонстрирует иную динамику изменения биоразнообразия радиолярий, чем предшествующие сезоны: здесь происходит многократное увеличение скорости видообразования до 15,8 вид/млн лет (при средней скорости 3,3 вид/млн лет) и взрыв таксономического разнообразия радиолярий палеозоя (89 родов и 299 видов), при этом пик численности таксонов смещается к концу весны.

Фитоний. Летом года фитоний происходит драматическая смена вектора в эволюции радиолярий – начинается масштабное вымирание таксонов, завершившееся во второй половине лета на рубеже раннего и среднего карбона. Этот второй переломный момент в эволюции ознаменован гибелью 74,2 % родов и 92,3 % видов радиолярий.

Конец лета и осень года фитония соответствуют 3 этапу эволюции радиолярий (средний карбон – пермь). Третий этап характеризуется сокращением видового разнообразия радиолярий и постепенным замедлением скорости видообразования от 4,6 до 2,1 вид/млн лет, при средней скорости 2,4 вид/млн лет. Конец пермского периода (рубеж между осенью и зимой года фитония) ознаменовался катастрофическим по своим масштабам вымиранием радиолярий палеозоя (86,5 % родов и 96,5 % видов).

Зима года фитония охватывает 4 этап развития радиолярий в триасе. Лишь малая часть палеозойских таксонов продолжила свое развитие в мезозое и кайнозое. Вместе с тем, в триасе впервые появляются типичные для мезозоя и кайнозоя таксоны. Общее число видов радиолярий триаса стремительно возрастает до 967 (Брагин, 2002). Скорость видообразования также возрастает от 1,4 до 29,0 вид/млн лет, составляя в среднем 24,1 вид/млн лет. Вместе с тем, в конце зимы на рубеже триасового и юрского периодов вымирает 87,2 % родов и 97,0 % видов радиолярий.

Весна года фитоний совпадает с 5 этапом развития радиолярий в юрском периоде и во многом подобна весне года фосфатия: также наблюдается ускорение темпов видообразования от 16,2 до 28,8 вид/млн лет, составляя в среднем 22,7 вид/млн лет. Кроме того, в юре достигается мезозойский и фанерозойский максимум разнообразия радиолярий – 1486 видов, при этом пик численности сдвигается к концу сезона. Однако в конце весны вымирает 51,0 % родов и 85,6 % видов радиолярий.

Нозтий. Лето года нозтия соответствует 6 этапу развития радиолярий в мелу. Скорость видообразования изменялась от 10,5 до 16,1 вид/млн лет. При этом средняя скорость видообразования уменьшилась до 12,5 вид/млн лет, т.е. почти в два раза по сравнению с юрским этапом. Очередной переломный момент в эволюции привел к гибели в конце лета года нозтия 98,1 % видов и 92,5 % родов меловых радиолярий.

Осень года нозтия (7 этап развития радиолярий в палеоцене–эоцене) по динамике разнообразия подобна осени фосфатия и фитония, однако характеризуется общим уменьшением количества радиолярий до 537 видов. Скорость видообразования в это время изменялась от 13,6 до 16,2 вид/млн лет, составляя в среднем 15,3 вид/млн лет. На рубеже 7 и 8 этапов вымирает 90,1 % видов и 75,1 % родов радиолярий.

Вместе с тем конец осени и зима года нозтия, отвечающая 8 этапу развития радиолярий в олигоцене–плиоцене, существенно отличается от предшествующих зим, поскольку характеризуется новым уменьшением общего количества радиолярий до 420 видов, а средней скорости видообразования до 10,5 вид/млн лет. В конце зимы, т.е. на рубеже 8 и 9 этапов перестало существовать 85,2 % видов и 71,2 % родов радиолярий.

Весна года нозтия (9 этап развития радиолярий в квартере) является особой эпохой в развитии радиолярий, охватывающей незначительный отрезок времени.

Первая стадия квартера отличается резким падением разнообразия радиолярий до 80 видов в эоплейстоцене и неоплейстоцене. На второй стадии в голоцене появляются новые современные виды радиолярий. По широко распространенному мнению,

голоцен взорвался невиданной вспышкой биоразнообразия, достигшей своего наибольшего значения: 2114 описанных видов радиолярий. Однако реальное число видов современных радиолярий-полицистин ограничено всего 300-600 видами, но никак не тысячами (Кругликова, 1995; 2003; Boltovskoy, 1998). Более того, после гибели организмов и по мере перехода их в ископаемое состояние происходит стремительное уменьшение общей численности скелетов и таксономического состава радиолярий. В осадке пустые скелеты составляют лишь 10-50 % от общего числа живых радиолярий (Петрушевская, 1986; Засько, 2004). В породе же остается в десятки раз меньше скелетов, чем их было в рыхлом осадке (Петрушевская, 1986). Следовательно, можно допустить, что в отдаленном будущем в ориктоценозе голоцена останется в лучшем случае около десятка видов радиолярий.

Голоцен не является самой уникальной стадией в эволюции радиолярий, просто великолепная сохранность современных видов создает иллюзию феерического расцвета в развитии биоты. Между тем палеонтологическое прошлое радиолярий намного ярче и разнообразнее, чем современность.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем» и РФФИ, проект № 07-04-00649.

М.А. Ахметьев (ГИН РАН)

БИОТИЧЕСКИЕ ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ КРИЗИСЫ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ, ИХ ПРИЧИНЫ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Рассмотрены некоторые биотические глобальные и региональные кризисы Земли мезозоя и кайнозоя. Хотя все они сопровождалась изменением биоразнообразия, каждый из них отличался индивидуальностью. На одних кризисных рубежах в большей степени поражалась бентосная биота, на других – планктонная, при этом в одних случаях в большей степени страдал карбонатный планктон, в других – кремневый, в третьих – органикостенный. Неадекватным оказывалось и поведение магнитного поля, так как не все биотические кризисы сопровождалась его инверсией.

Отличительной особенностью кризисов был в большей или меньшей степени выраженный их «ступенчатый» характер, сопровождающийся последовательной серией биотических и абиотических событий (высокоамплитудные эвстатические и климатические колебания, вулканизм и пр.). Эти события в большей степени воздействовали на те группы биоты, которые оказывались наиболее адаптированными к предкризисным состояниям. При наиболее масштабных биосферных перестройках на последовательно развивающиеся кризисные ситуации могло происходить наложение событий, носивших катастрофический характер (импактные события, формирование мощных мантийных плюмов и пр.), значительно усугубляющие кризисы.

При исследовании основных закономерностей эволюции таксономического разнообразия (Алексеев и др., 2001) были подчеркнуты уровни массовых вымираний в фанерозое с их градацией по масштабности этого явления, отражающей, по существу, и масштабность самих биотических кризисов. Ниже рассмотрены некоторые из них.

Процесс преобразования биоты и само развитие одного из наиболее масштабных кризисов в истории Земли в фанерозое на рубеже перми и триаса, по представлениям С.В. Наугольных (Ахметьев и др., 2008), был исключительно сложен. Кроме образования Пангеи, сокращения площадей эпиконтинентальных бассейнов, аридизации клима-

та и опустынивания внутренних частей Пангеи, он был обусловлен активизацией траппового магматизма и развитием аноксических явлений в Мировом океане. Беспрецедентная в фанерозое аридизация Пангеи ослабила континентальную биоту, а при сокращении питательных веществ поступающих в океан – и морскую биоту, подведя обе к кризисному состоянию. Основной скачок, обусловивший быстрое потепление, возможно, вызван мантийным плюмом, реализовавшимся в виде массовых трапповых излияний (траппы Тунгуски). Пик кризисного интервала не был продолжительным и занимал во времени от нескольких тысяч до нескольких сотен тысяч лет. Потепление непосредственно в пограничном интервале между периодами сопровождалось увеличением парниковых газов в атмосфере и уменьшением потерь биосферой тепла. На смену богатой позднепермской флоре со сложной фитохоральной дифференциацией пришла инициальная раннетриасовая дедифференцированная флора, образованная глобально распространенными плевромейевыми.

К биотическому кризису на рубеже мела и палеогена привлечено не меньше внимания, чем к кризису на рубеже перми и триаса, главным образом, из-за «судьбы» динозавров, вымирание которых обычно связывают с известным импактным событием на этом рубеже. Проведенные автором вместе с другими отечественными и зарубежными специалистами в рамках международного проекта полевые исследования в бассейне р. Амур на территории России и Китая, не позволяют говорить о влиянии на изменения в составе амурской биоты импактных событий. Причины вымирания динозавров в бассейне р. Амур связаны с активизацией вулканизма и возросшей эрозионной активностью, уничтожившей основные кормовые угодья в окраинных частях осадочного бассейна. Существенную роль сыграло начавшееся в конце маастрихта похолодание, сопровождавшееся изменением характера растительности, сменой саванноидных редколесий листопадными лесами с покрытием из папоротников, гнетовых и цикадофитов хвойно-широколиственных, с ограниченными пищевыми ресурсами для динозавров (Флора ..., 2001). Массовая гибель этих животных в катастрофических селевых потоках (в которых заключены скелетные остатки) привела к сокращению, а, возможно, и полному исчезновению их популяций. Нельзя исключать связь элиминации динозавров в Приамурье с активизацией вулканизма, так как аналитически доказаны повышенные содержания (на порядок и более) в туфах пограничного интервала Se, As и Hg. Палеоботанические данные также не подтверждают влияние импактных событий на состав флоры и растительный покров, так как основной родовой спектр доминирующих таксонов един для флор терминального мела и дания.

Импактной парадигме массового вымирания на рубеже мела и палеогена противоречат не только рассмотренные выше данные, но и градуалистический характер элиминации, зафиксированный во многих группах биоты при подходе к этому рубежу. С «импактных позиций» нельзя объяснить избирательность поражения одних групп биоты и отсутствие существенных потерь в других, а также «дрейф» вымирания во времени, начинающийся по мере роста широтного температурного градиента в высоких широтах, и заканчивающийся в низких. Этому же противоречит наблюдаемое множественность иридиевых аномалий (например, на Индостанском п-ове) в пограничном рубеже, а также совмещение иридиевых аномалий с «импактитами» в разрезах с крайне незначительными скоростями седиментации, близкими к нулевым.

Биотический кризис на рубеже палеоцена и эоцена сопровождался глобальным потеплением климата. Он отразился на составе и биоразнообразии бентосных фаун, отчасти на некарбонатном микропланктоне океана и внутренних бассейнов, крупных наземных млекопитающих и высших растениях суши. Он отличался резко выраженными изотопными аномалиями углерода и кислорода. В то же время этот кризис не был предопределен, как некоторые другие, предкризисным оледенением, инверсией маг-

нитного поля или импактным событием, но сопровождался высокоамплитудной глобальной трансгрессией, распространявшейся от экватора, и повышением температуры поверхностных вод Мирового океана даже в полярных секторах (биосферное событие РЕТМ). Миграция термофильной флоры в высокие широты на рубеже палеоцена и эоцена была также обусловлена высокими среднегодовыми и сезонными температурами воздуха над земной поверхностью. Температурный максимум, который обычно связывается с массовым поступлением метана при дестабилизации газогидратных скоплений, не в меньшей степени был также связан и с переносом тепла из экваториальной зоны в высокие широты теплыми течениями, распространявшимися по меридиональным системам, соединявшим Арктический бассейн с Тетисом.

Изучение глобальных и региональных биотических кризисов мезозоя и кайнозоя, начиная с рубежа перми и триаса показало: 1) Не существовало одинаковой причины и «механизма». Кризисы различались разной масштабностью и продолжительностью (до 10 млн лет и более). Они носили в кризисном интервале, как правило, градуалистический характер. 2) Во всех случаях наиболее значительные перестройки органического мира сопровождались заметными изменениями климата планеты. Они могут отражать взаимосвязь колебательных процессов с изменениями климата и тектогенезом в соответствии с моделью приливной эволюции системы Земля-Луна-Солнце. 3) Роль импактных событий, которые в силу их катастрофического характера могли, а подчас и приводили к определенному дисбалансу в функционировании экосистем, неоправданно преувеличена. Они не являлись главной причиной наиболее масштабных биотических кризисов, но во многих случаях с успехом могут быть использованы при установлении и обосновании границ разного ранга подразделений геохронологической шкалы.

В.С. Байгушева (Азовский музей-заповедник, Азов),
В.В. Титов (ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону)

ОТРАЖЕНИЕ КРИЗИСНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ЭВОЛЮЦИИ ФАУНИСТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИАЗОВЬЯ

В плейстоцене на территории открытых ландшафтов юга Восточной Европы, не затронутой напрямую покровными оледенениями, трансформации биотических сообществ происходили под влиянием климатических колебаний, вызывавших изменения, в первую очередь, среднегодовых температур и влажности. Эти факторы приводили к усилению или уменьшению степени аридизации ландшафтов. Важными этапами в перестройке фаун являлись наиболее сильные оледенения, вызывавшие резкое сокращение запасов фитомассы и коренное изменение границ биогеографических зон. До тех пор, пока человек не стал основным средообразующим фактором, основные изменения фауны были связаны с этими глобальными кризисными событиями, приводившими к смене фаунистических ассоциаций.

Произошедшее в конце плиоцена – начале плейстоцена похолодание привело к значительной перестройке сообществ. В составе средневиллафранкского ханровского фаунистического комплекса преобладали формы животных, приспособленные к обитанию в степных и лесостепных ландшафтах. Они характеризовались присутствием *Struthio*, *Homotherium crenatidens*, *Archidiskodon meridionalis gromovi*, обилием *Equus (Allohippus) livezovens*, *Paracamelus alutensis*, *Arvernoceros* и *Eucladoceros*. Появляются крупные *Canis*. К этому времени исчезает целый ряд теплолюбивых обитателей влажных биоценозов (гребнезубые мастодонты, тапиры, бегемоты). В гумидных станциях со-

храняются *Anancus* и *Palaeotragus*. Анализ ассоциации позволяет говорить о наличии теплого, относительно сухого климата с жарким летом и малоснежной зимой со слабыми холодами (Байгушева, 1971; Титов, 2008).

Поздневиллафранкские фауны крупных млекопитающих Восточной Европы объединяются в псекупский фаунистический комплекс, который можно рассматривать в качестве поздней стадии развития ханпровского комплекса. Он представлен *Archidiskodon m. meridionalis*, *Stephanorhinus* cf. *etruscus*, *Equus* (A.) cf. *major*, *Eucladoceros orientalis orientalis*, *Pseudodama nestii*. В это время продолжают существовать *Anancus*, *Paracamelus alutensis*, но становятся менее многочисленными. Появляются *Bison*. Вероятно, проявлялось усиление аридности и расширение площадей открытых пространств, но коренных перестроек в составе мегафауны не наблюдается.

Сообщества эполейстоцена Восточной Европы относятся к таманскому фаунистическому комплексу. Их объединяет наличие *Canis tamanensis*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Homotherium latidens*, *Stephanorhinus* cf. *etruscus*, *Eucladoceros orientalis pliotarandoides*, *Bison tamanensis*, *Tragelaphus* sp., *Gazella* sp., *Archidiskodon m. tamanensis*, *Elasmotherium caucasicum*, *Equus* (A.) *major*, *Pontoceros ambiguus*. Данный спектр животных указывает на разнообразие биотопов, приуроченных к степным и лесостепным ландшафтам и отсутствие холодолюбивых элементов. Похолодание, произошедшее в конце эполейстоцена (в период холодной морозовской фазы), а также общая тенденция к аридизации привели к резкому сокращению или вымиранию на территории Восточной Европы ряда теплолюбивых форм (*Lagurodon*, *Archidiskodon*, *Equus* (*Allohippus*), *Eucladoceros*, *Pontoceros*, *Pachycrocuta*, *Homotherium*, *Gazella* и др.), что привело к значительному преобразованию фауны (Вайгушева et al., 2001). Произошла смена таманского фаунистического сообщества тираспольским, для которого наиболее характерными представителями были *Mammuthus trogontherii*, *Equus suessenbornensis*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Praemegaceros verticornis*, *Alces latifrons*, *Bison schoetensacki* и первые пещерные хищники *Ursus* (*Spelaearctos*) *deningeri*, *Panthera spelaea* и др. (Верещагин, 1959). Наблюдается значительная трансформация фауны грызунов (Вангенгейм и др., 2001). С этого периода на данной территории стало характерным преобладание степных участков над лесостепными. С этого же времени уже нельзя говорить о преобладании на данной территории «саванноподобных» ландшафтов, которые были характерны для предшествовавших комплексов, существовавших в сравнительно гумидных и теплых условиях.

Следующая трансформация биоценозов юга Восточной Европы произошла в конце раннего неоплейстоцена после окского оледенения при переходе от тираспольского фаунистического комплекса к хазарскому. На Русской равнине становятся обычными *Dicrostonyx simplicior*, *Lemmus sibiricus*, *Lagurus lagurus*, *Microtus gregalis*, *Arvicola chosaricus*, *Mammuthus chosaricus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Elasmotherium sibiricum*, *Camelus knoblochi*, *Megaloceros giganteus*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus longicornis*, *Saiga tatarica* (Алексеева, 1990; Маркова, 2004).

Произошедшее в конце среднего неоплейстоцена максимальное московское оледенение привело к формированию мамонтового фаунистического комплекса, который в Приазовье и Предкавказье был представлен *Ursus arctos*, *U. spelaeus*, *Crocuta spelaea*, *Mammuthus primigenius*, *Equus caballus latipes*, *E. hydruntinus*, *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros giganteus*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*. После окончания позднеплейстоценовой валдайской холодной фазы и в начале голоценового шуваловского межледниковья сформировался современный фаунистический комплекс, который отличается от комплекса предшествовавшего этапа вымиранием типичных представителей мамонтовой фауны: *Mammuthus*, *Coelodonta*, *Megaloceros*, *Rangifer*.

Таким образом, на юге Восточной Европы фазы похолоданий приводили, прежде всего, к исчезновению теплолюбивых форм и уменьшению доли обитателей лесостепных и лесных стадий. Последние могли выживать ещё на протяжении некоторого времени, благодаря наличию обширных пойм крупных рек (палео-Дон, палео-Волга и пр.), покрытых лесом, а также сложного рельефа региона, способствовавших произрастанию байрачных лесов и кустарников. Это происходило на фоне постепенного увеличения в составе сообществ доли видов, приспособленных к обитанию в степных ландшафтах (*Lagurus*, *Eolagurus*, *Equus*, *Bison*) и усилению их приспособленности к питанию более жесткой растительной пищей, и более быстрому передвижению по открытой местности. В периоды усиления похолодания и аридности по долинам крупных рек происходили миграции крупных травоядных из бедных фитомассой перигляциальных районов в более богатые растительностью предгорья Кавказа (например, *Mammuthus*). В иные периоды степные районы Приазовья были недостаточно продуктивными для этих гигантов. В периоды потеплений на фоне увеличения запасов фитомассы возрастало количество обитателей лесных стадий (например, *Clethrionomys*, *Palaeoloxodon*), в том числе, за счет инвазии с территории юго-западной Европы и, возможно, Закавказья (Vajgusheva, Titov, 2008). В результате к началу голоцена на территории открытых ландшафтов сформировался комплекс животных, представленных преимущественно малоспециализированными растительноядными видами, обладающими достаточно обширным спектром пищевых объектов, хорошо приспособленными к обитанию в континентальном климате.

Исследования поддержаны РФФИ (проекты №№ 07-05-00400-а, 07-06-00127-а), ПФИ Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем», «Фундаментальные проблемы пространственного развития Российской Федерации: междисциплинарный синтез».

В.В. Баранов (ИГАБМ СО РАН, Якутск)

ВЫДЕЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЯРУСНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ВЕРХНЕГО СИЛУРА И НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРАЗИИ НА ОСНОВЕ ЦИКЛИЧНОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ И ЭТАПНОСТИ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ

Основанием для создания региональной ярусной стратиграфической шкалы верхнего силура – нижнего девона северо-востока Евразии послужило несколько факторов: 1) разное число крупных этапов развития биоты в типовых разрезах нижнего девона Западной Европы (Средиземноморская палеозоогеографическая область) и севера Азиатского континента (Таймыро-Колымская биогеографическая область); 2) своеобразие таксономического состава компонентов биоты Таймыро-Колымской биогеографической области; 3) неоднозначное понимание объема пражского яруса в разрезах Сибири; 4) совпадение цикличности седиментогенеза и этапности развития биоты. Каждый из региональных ярусных подразделений верхнего силура и нижнего девона северо-востока Евразии характеризуется бициклическим строением. Это выражается в том, что, с одной стороны, каждый региоярус представлен макроциклитом, с трансгрессивной и регрессивной частями, а с другой – ему соответствует этап в развитии биоты, в котором выделяются два подэтапа.

В верхнем силуре выделяется крестюряхский региоярус (пржидоли), в нижнем девоне – индигирский (лохков), алазейский (ранний прагий), янский (поздний прагий) и селенняхский (эмс) региоярусы.

Крестюряхский региоярус. Нижняя граница региояруса проводится в основании пржидольского макроциклита, соответствующего подошве полирегиональной брахиоподовой зоны *Atrypoidea phoca*, *Collarothyris canaliculata* и основанию талынджинского горизонта (Альховик, Баранов, 2001). Комплекс брахиопод и конодонтов представлен: *Atrypoidea phoca* (Salter), *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov), *Acodina plicata* Carls et Gandl, *Oulodus antis* Mashkova, *O. sibiricus* (Branson et Mehl), *O. greilingi greilingi* Walliser, *O. salopia* Rhodes, *Pelekysgnathus index* Klapper et Merphy и др. Он не содержит общих видов с подстилающими отложениями артыхюряхского горизонта, что свидетельствует о высоком ранге системной перестройки биоты палеобассейна, произошедшей на рубеже лудфорда и пржидолия, и, соответственно, о высоком ранге био-стратиграфической границы.

Индигирский региоярус. Нижняя граница региояруса проводится в основании лохковского макроциклита и основании полигрупповой лоны *Ozarkodina remscheidensis*–*Favosites admirabilis*–*Kholbotchonia nikolaevi*, *Howellella labilis* и основанию самырского горизонта. Нижний подъярус представлен трансгрессивной компонентой лохковского макроциклита и содержит комплекс табулят *Favosites admirabilis* Dubatolov; брахиопод: *Mesodouvillina costatula* (Barrande), *Gypidula pelagica* (Barrande), *Atrypinella delicata* I. et M. Breivel, *Howellella laeviplicata* (Kozlowski); *H. angustiplicata* (Kozlowski) и др.; конодонтов: *Oz. remscheidensis* (Ziegler), *Pelekysgnathus fedotovi* Sobolev и др. Верхний подъярус представлен регрессивной составляющей лохковского региоциклита и содержит типичный раннедевонский комплекс табулят: *Favosites admirabilis* Dubatolov, *F. socialis* Sokolov et Tesakov, *F. virgosus* (Yanet) и др.; конодонтов: *Gagievodus primus* (Baranov), *Ozarkodina repetitor* (Carls et Gandl), *Pandorinellina philipi* (Klapper), *Pelekysgnathus fedotovi* Sobolev, *Pel. politus* Tarabukin.

Алазейский региоярус. Нижняя граница региояруса проводится в основании нижнепражского макроциклита, основании полигрупповой лоны *Eognathodus sulcatus sulcatus*, *Vjaloviodus marinae*–*Yacutiopora innae*–*Pseudoamplexus altaicus*, *Taimyrophyllum grande*–*Sulcicostula tichiensis*, *Howellella prima* и основании короткинського горизонта.

Нижний подъярус представлен трансгрессивной составляющей нижнепражского макроциклита и содержит раннепражский комплекс табулят: *Parastriatopora rzonnickajae* Dubatolov, *Alveolites krekovensis* (Dubatolov), *Scoliopora inconstans* Alkhovik и др.; ругоз: *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowski), *Taimyrophyllum grande* (Dun in Benson), *Cystiphyllum (Zonophyllum) nesterowskii* Peetz и др.; брахиопод: *Gypidula pelagica* (Barrande), *Sulcicostula tichiensis* (Alekseeva), *Eoreticularia equitans* T. Modzalevskaya, *Protathyris sibirica* Zintchenko и др.; конодонтов: *Gagievodus marinae* (Tarabukin), *Eognathodus sulcatus sulcatus* Philip и др. Верхний подъярус представлен регрессивной компонентой нижнепражского макроциклита и содержит раннепражский комплекс табулят: *Squameofavosites bohemicus* (Počta), *Sq. frequens* Smirnova, *Striatopora tschichatschewi* Peetz, *Alveolites krekovensis* (Dubatolov) и др.; ругоз: *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowski), *Taimyrophyllum grande* (Dun in Benson); брахиопод: *Innaechia retracta* Baranov, *Howittia kulkovi* Gratsianova и др.; конодонтов: *Eognathodus sulcatus kindlei* Lane et Ormiston, *Gagievodus proavusus* (Sobolev), *Vjaloviodus taimyricus* (Kuzmin), *P. miae* (Bultynck) и др.

Янский региоярус. Нижняя граница региояруса проводится в основании верхнепражского макроциклита, основании полигрупповой лоны *Polygnathus pireneae*–*Subcladopora abnormis*–*Gracilotoechia sinuata* и основании ледниковского горизонта. Нижний подъярус представлен трансгрессивной составляющей верхнепражского региоциклита и содержит позднепражский комплекс табулят: *Subcladopora (?) abnormis* Mironova, *Alveolites krekovensis* (Dubatolov) и др.; ругоз *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowski); брахиопод: *Taimyrrhynchus taimyricus* (Nikiforova), *Gracilotoechia sinuata*

Baranov, *Carinatina minuta comatoida* Alekseeva и др.; конодонтов: *Vjaloviodus taimyricus* (Kuzmin), *Polygnathus pireneae* Boersma и др. Верхний подъярус представлен регрессивной компонентой верхнепражского макроциклита и содержит позднепражский комплекс табулят: *F. kozlowskii* (Sokolov), *Scoliopora crassicaulis* (Dubatolov), *Coenites anastomosus* Mironova, *Egosiella kuznetskiana* (Tchernychev) и др.; ругоз: *Breviphyllum asiaticum* Iwanowski, *Cystiphylloides aggregatum* (Billings), *Microplasma compactum* (Kravtsov), *Stereophyllum limbatum* (Quenstedt); брахиопод: *Phragmastrophia merriami* Johnson et al., *Trigonirhynchia ventricosa* (Alekseeva), *Taimyrrhynchus taimyricus* (Nikiforova) и др.; конодонтов: *P. miae* (Bultynck), *Polygnathus pireneae* Boersma, *Vjaloviodus hastatus* Baranov, *V. taimyricus* (Kuzmin).

Селеняхский региоярус. Нижняя граница региояруса проводится в основании нижнеэмского макроциклита, основании полигрупповой лоны *Polygnathus kitabicus*–*Caliopora parva*, *Scoliopora clara*–*Spongonaria philoctetes*–*Marijaella graciosa*, *Yanetechia delecta* и основании николаевского горизонта. Нижний подъярус представлен трансгрессивной составляющей эмс-эйфельского регоциклита и содержит раннеэмский комплекс табулят: *Favosites goldfussi* d'Orbigni, *F. regularissimus* Yanet, *Striatoporella vijaica* (Yanet), *Egosiella kuznetskiana* (Tchernychev) и др.; ругоз: *Xystriphyllum uralicum* Soschkina, *Cystiphylloides aggregatum* (Billings), *Spongonaria philoctetes* Crickmay; брахиопод: *Sibirirhynchia alata* (Khodalevich), *Kransia parallelepipedata* (Bronn), *Vagrana kolymensis* (Nalivkin), *Carinatina arimaspa* (Eichwald); конодонтов: *Vjaloviodus taimyricus* (Kuzmin), *Latericriodus sigmoidalis* (Carls et Gandl), *Polygnathus kitabicus* Yolkin et al., *Pol. excavatus excavatus* Carls et Gandl, *Pol. excavatus gronbergi* Klapper et Johnson, *Polygnathus inversus* Klapper et Johnson и др. Верхний подъярус представлен регрессивной компонентой верхнеэмско-эйфельского макроциклита и содержит позднеэмский комплекс табулят: *Subcladopora elegans* (Dubatolov), *Alveolites polenowi* Peetz и др.; ругоз: *C. (Zonophyllum) caducum* Wedekind, *Cystiphylloides aggregatum* (Billings) и др.; брахиопод: *Alekseevaella sulcata* Baranov, *A. salagaensis* (Rzhonsnitskaja), *Kransia parallelepipedata* (Bronn), *Sibirirhynchia alata* (Khodalevich), *Pygmaella orbiculata* Baranov, *Phragmastrophia merriami* Johnson et al., *Megastrophia uralensis* (Verneili), *Chalimochonetes attenuatus* Baranov, *Atrypa (Planatrypa) nikolaevi* Rzhonsnitskaja, *A. (Atrypa) datnensis* Baranov, *Desquamatia eximia* Baranov, *Carinatinella alata* Baranov, конодонтов: *Pandorinellina expansa* Uyeno, *Polygnathus serotinus* Telford, *Pol. cuneatus* Baranov, *Pol. foliformis* Snigireva и др.

М.С. Бараш (Ин-т океанологии РАН)

АБИОТИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ МАССОВОЙ ГИБЕЛИ МОРСКИХ ОРГАНИЗМОВ НА ГРАНИЦЕ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

У границы мезозойской и кайнозойской эр (мела и третичного периода – КТ-границы) Земля испытала потрясения, которые затронули все ее внешние оболочки: литосферу, гидросферу, атмосферу и биосферу. В большинстве разрезов граница соответствует стратиграфическому перерыву. В глубоководных отложениях она обычно характеризуется резким сокращением скорости осадконакопления. В областях внешнего шельфа и верхней части материкового склона, кроме того, преимущественно карбонатные отложения сменяются черными глинами. Во всех случаях карбонатность осадков падает.

Во время этого кризиса вымерло около половины родов морских организмов. В течение мела медленно деградировали ихтиозавры и плезиозавры, которые вымерли к

концу периода. Характерные для мела иноцерамиды и рудисты, а также аммониты и белемниты также исчезли к концу мела. Исчезновение иноцерамид в начале позднего маастрихта считается глобальным и связывается с притоком богатых кислородом придонных антарктических вод. В разрезах Дании описано внезапное исчезновение большинства брахиопод в самом конце маастрихта, одновременно с массовым исчезновением планктона. Исследование нанопланктона в приграничных к КТ-границе слоях в области Тетис, Индийском океане и в Южной Атлантике показало, что вымирание нанопланктона было внезапным и синхронным на КТ-границе на всех широтах. Итак, часть организмов испытала деградацию раньше КТ-границы, другая, большая, часть испытала массовое вымирание точно на границе. Соответственно, образовались две противоположные точки зрения: более или менее длительная деградация в конце мела, которая завершилась катастрофой, и внезапная глобальная катастрофа.

Каковы свидетельства природных событий у КТ-границы? Выявлен сдвиг $\delta^{13}\text{C}$, обусловленный сокращением продуктивности из-за массовой гибели планктонных организмов. По $\delta^{18}\text{O}$ бентосных фораминифер в начале и в конце маастрихта (70.5 и 66 млн лет назад) выявлено похолодание. Для последних трех млн лет маастрихта (~68.5-65.5 млн лет назад) в западной части Северной Атлантики по $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер определено повышение температуры на 6°C . Таким образом, в маастрихте похолодание сменилось потеплением, выявлены кратковременные колебания температуры. У КТ-границы отмечается пик соотношения $87\text{Sr}/86\text{Sr}$. Он объясняется увеличением выветривания материковых пород и речного выноса радиогенного стронция в океаны в результате понижения уровня моря и расширения площади материков. Другая гипотеза связывает его с импакт-событием и кислотными дождями, увеличившими выветривание.

Важнейшим геохимическим свидетельством падения на Землю крупного болида (импакт-события) было открытие Альваресом и др. (1980 г.) иридиевой аномалии на КТ-границе в Губбио (Италия). Присутствие иридиевой аномалии на рубеже 65 млн лет назад было обнаружено во многих ядрах глубоководного бурения и в разрезах на материках. Аномалия содержалась в пределах тонких слоев, что подтверждает разовое выпадение на дно осадка с чрезвычайно высокой концентрацией этого элемента. Альварес с соавторами рассчитали, что астероид должен был иметь диаметр порядка 10 км и двигаться со скоростью около 25 км/сек. Это катастрофическое импакт-событие должно было оказать губительное воздействие на биоту и послужить триггером ряда крупных изменений условий среды. Найдены и другие признаки импакт-событий – шоковый кварц, стекловатые сферулы микротектиты, цунамиты и, самое главное, ударные кратеры характерной структуры. Первым из них был найденный на шельфе п-ва Юкатан (Мексика) кратер Чиксулуб диаметром от 180 до 280 км с возрастом 65 млн лет.

Причины внезапного массового вымирания биоты остаются объектом дискуссий. К главным абиотическим причинам массового вымирания организмов в конце мелового периода относят изменения климата, уровня моря, мощные излияния базальтов (Индия и, возможно, Гавайско-Императорский хребет) и импакт-события.

В настоящее время наиболее активно развивается гипотеза импакт-событий. Удар крупного астероида должен был оказать губительное воздействие на морские и наземные организмы из-за понижения освещенности, изменения температуры, кислотных дождей и пожаров. Распространение облаков пыли, состоящей из частиц, выброшенных из кратера пород земной коры, и материала космического тела, снижало фотосинтез и нарушало всю пищевую цепь. Эффект должен был усиливаться пожарами. При падении астероида в океан выброс в атмосферу водяного пара должен был вызвать парниковый эффект. Удар астероида по карбонатным породам с большим содержанием CaCO_3 и CaSO_4 , как это было при образовании кратера Чиксулуб на Юкатане, увеличивает в атмосфере содержание CO_2 и сернокислых аэрозолей. Это должно было приво-

дуть к выпадению кислотных осадков и повышению температуры на несколько градусов. В пределах кратера Чиксулуб были пробурены скважины, которые на глубине несколько сот метров прошли слой ударной брекчии с фрагментами кристаллических пород материковой коры, стекловатыми сферами и характерными структурными признаками. У побережий Мексиканского залива найдены мощные отложения цунамитов.

Изучение разреза КТ-границы в скважинах Чиксулуба показало, что в течение небольшого интервала времени имели место, по крайней мере, два катастрофических события. Другим, еще более крупным импакт-событием мог быть удар болида, образовавшего гигантский кратер Шива в Индийском океане западнее Бомбея. Полагают, что он образовался около 65 млн лет назад. Возможно, он представляет собой только часть гигантского кратера размером 600×400 км и глубиной 12 км. Величину создавшего этот кратер болида оценивают около 40 км в поперечнике. Возраст кратера определен по возрасту подошвы декканских лав и перекрывающих палеогеновых осадков внутри котловины, по магнитным аномалиям хребта Карлсберг. Разрезы КТ-границы в Индии содержат иридиевые аномалии, ударный кварц, обогащенные никелем стекло и шпигель, отложения цунами. Признаки еще одного импакт-события обнаружены в Тихом океане (скважина DSDP 576 и соседние). Согласно этим представлениям, множественные удары астероидов, обломков крупного распавшегося астероида или кометы, в том числе Шива и Чиксулуб, последовательно падали на Землю, двигаясь по дуге «пояса Альварес». Кроме этих двух импактов, вероятно, имели место и другие, в частности, попавшие в океаническую область.

Найдено еще несколько ударных кратеров, образовавшихся в конце мела или у самой КТ-границы. В центральной части Украинского кристаллического щита обнаружен кратер Болтыш. Это кратер сложного строения, диаметром 24 км с центральным поднятием и глубиной дна около 1 км. Выбросы кратера покрывают площадь не менее 25000 кв. км. Ударный расплав образует «озеро» – кольцевой щит мощностью до 220 м, окружающий центральное поднятие. Возраст расплава, согласно Ag-Ag датированию, оценивается как 65.17 ± 0.64 млн лет, т.е. практически такой же, как возраст импакт-события Чиксулуб. Кратер заполнен осадками палеогена и неогена.

В Северном море у берегов Англии в 2001 г. при анализе сейсмических данных был обнаружен ударный кратер Силверпит диаметром 20 км и возможным возрастом 60-65 млн лет. Кратер залегает под слоем осадков мощностью до 1500 м при глубине моря 40 м. Кратер активно исследуется, и пока его возраст оценивается в интервале 74-45 млн лет.

В настоящее время считается, что среди известных кратеров у КТ-границы образовались кратеры Чиксулуб, Шива, Болтыш, Силверпит. Кроме того, имеется ряд известных кратеров, которые возникли либо в это же время, либо на несколько млн лет раньше.

В США, в штате Айова обнаружена кольцевая структура диаметром 35 км – кратер Менсон. Геофизические исследования показали, что в центре структуры находится поднятие кристаллического фундамента шириной 12 км. В породах фундамента обнаружен ударный кварц. В обрамляющем валу более древние слои залегают на молодых, что характерно для выбросов кратеров. По соотношению возрастов слоев, подвергшихся удару, и перекрывающего плаща ненарушенных отложений кратер Менсон появился в конце мела. В базе данных «Earth Impact database, PASSC» приводится возраст кратера 73.8 ± 0.3 млн лет. Однако Френкель (1999 г.) сообщает, что в 1988 г. Ag-Ag-методом был определен абсолютный возраст ударного полевого шпата как 65.7 ± 1 млн лет. В этом случае импакт-событие Менсон произошло у КТ-границы.

У эстуария Оби находится кратер Кара. Здесь обнаружены ударное стекло и ударный кварц. Геофизические исследования показали, что котловина кратера имеет диаметр 65 км, а центральное поднятие – ширину около 10 км. В трог котловины, между центральным поднятием и обрамлением, расположена толща брекчии мощностью 1-2 км. По

гравиметрическим данным кратер Кара представляет собой структуру диаметром около 120 км. Френкель (1999 г.) сообщает, что возраст кратера Кара около 66 млн лет. Однако в базе данных (Univ. of New Brunswick) приведена цифра 70.3 ± 2.2 млн лет.

Среди факторов деградации и гибели биоты в конце мела не мог не играть роли трапповый вулканизм. Около 65 млн лет назад вулканизм Декана должен был вызвать первичное разрушение морской пищевой цепи в глобальном масштабе. В верхнюю атмосферу выделилось несколько триллионов тонн токсичных газов (SO_2 , HCl , CO_2) и пепла, которые должны были повлиять на глобальную пертурбацию в атмосфере, вызвать похолодание, кислотные дожди, уменьшение щелочности и pH приповерхностной воды океана, уменьшение озонового слоя, что разрушительно для морских и наземных экосистем. Понижению температуры, вызванному серными аэрозолями, противодействовало ее повышение, вызванное парниковыми газами, такими как CO_2 .

Таким образом, постепенная деградация некоторых элементов биоты в конце мела могла происходить под влиянием разных вредных факторов – быстрых колебаний температуры, состава атмосферы, уровня моря и др., важнейшими были мощные извержения базальтов. Однако внезапное быстрое вымирание огромного числа организмов могло быть вызвано только катастрофическими событиями, такими как удары комет или астероидов. Сочетание в конце мела целого ряда вредных факторов, губительных для организмов и, казалось бы, не связанных между собой, может быть объяснено, вероятно, лишь общей первопричиной, находящейся вне пределов Солнечной системы, например, особенностями движения Земли через Млечный путь.

И.М. Барг (Днепропетровский нац. ун-т)

О ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ СВИДЕТЕЛЬСТВАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ФАЗЫ ШТИРИЙСКОГО ОРОГЕНЕЗА НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И СРЕДНЕГО МИОЦЕНА В ЗАПАДНОМ И ВОСТОЧНОМ ПАРАТЕТИСЕ

Под катастрофами в геологии понимают любое резкое изменение условий окружающей среды, повлекшее за собой коренную перестройку палеогеографической обстановки на данной территории. Главными причинами таких катастроф являются тектонические и неотектонические колебательные движения. Геологическая история регионов тесно связана с периодической тектонической активностью горных сооружений. Эта активность является пульсационной и ведет к значительной перестройке палеорельефа, влияет на изменение экологической среды и органического мира.

Для проведения надежных стратиграфических границ особо важное значение имеет установление в геологических разрезах региональных перерывов, обусловленных регрессивным развитием данной территории. Показательно, что границы стратиграфических подразделений совпадают с границами этапов общих регрессий. Наилучшей формой контроля стратиграфических границ является их надежная увязка с тектоническим развитием территории.

Таким образом, регрессии в морских бассейнах являются ведущим фактором тектонической перестройки и обычно связаны с катастрофическим изменением палеогеографической обстановки.

Одной из главных особенностей Южной Украины в миоценовую эпоху является ее тектоническое положение рядом со складчатыми сооружениями, такими как Карпаты, Крым и Кавказ. Геологическое развитие этой территории тесно связано с интенсивным ростом этих горных систем, обусловивших крупные трансгрессии на территорию Южной Украины из районов Средиземноморья. Ослабление тектонической активности

горных сооружений сопровождалось интенсивными регрессиями, приводящими к глубокой планации (выравниванию) территории. Одна из таких мощных планаций произошла на границе тарханского и чокракского веков и была вызвана штирийской фазой альпийского орогенеза. Эта фаза была названа по провинции Штирия юго-восточной Австрии. Она привела к растяжению внутренних частей Альпийского пояса и образованию ряда межгорных впадин, таких как Венская, Паннонская, Трансильванская и другие, вошедшие в состав Паратетиса. В это же время поднятие Гибралтарской дуги привело к отделению Средиземного моря от Атлантического океана.

В раннем миоцене Западный и Восточный Паратетис были связаны через территорию Предкарпатья и Молдовы, откуда карпатская (тарханская) трансгрессия прошла на юг Украины. Следы ее установлены на южном склоне Украинского щита и на Гераклеиском полуострове Равнинного Крыма. Здесь в отложениях тарханского регионаруса наблюдается многочисленная стеногаалинная фауна средиземноморского типа.

Наши наблюдения над изменением солености, глубины бассейна, фациального состава осадков и характера органических остатков свидетельствуют как о возобновлении, так и о прекращении палеогеографических связей Восточного и Западного Паратетиса. По данным В.Н. Семененко (1993), штирийская фаза орогенеза чрезвычайно сильно проявилась в предчокракское время в Северном Причерноморье. На этой территории в результате мощной регрессии в конце тарханского века была выработана широкая денудационная равнина, простиравшаяся до 48° с.ш., т.е. до южного склона Украинского щита (УКЩ). В результате регрессии связь чокракского бассейна с раннебаденским бассейном Предкарпатья прекратилась (Барг, 1993), что подтверждается отсутствием нижнечокракских отложений в Северном Причерноморье и южном склоне УКЩ, а также находки в районе Никопольского марганцеворудного бассейна остатков гиппарионов *Mastadon angustident* между отложениями тарханского и караганского регионарусов. О подобной находке в предчокракских отложениях Керченского полуострова сообщал Г.И. Молявко (1960). Б.П. Жижченко (1940), Л.К. Габуния и О.Г. Бендукидзе (1984) указывали на наличие острова с беломечетской гиппарионовой фауной в раннечокракское время в Центральном Предкавказье. Континентальные нижнечокракские отложения установлены в основании Парпачского гребня на Керченском полуострове (Барг, 1993).

Крупный континентальный перерыв на границе чокрака и тархана установлен В.С. Косаревым (1971) в Западном и Центральном Предкавказье. Е.К. Вахания (1967) зафиксировал крупный континентальный перерыв между отложениями чокрака и более древними осадками в Грузии. О наличии подобного перерыва в долине р. Кура между чокраком и тарханом указывает З.В. Сахелашвили (1968). В.Н. Холодова и Р.И. Наумова (1996) установили грубообломочные конгломераты и пресноводную фауну в нижней части чокракских отложений на р. Урух (Большой Кавказ). Н.Б. Вассоевич (1959) привел данные о находках остатков корней злаков и камыша на границе чокрака и тархана в Южной Осетии, на высоте 1200-1500 м над уровнем моря. Наличие перерыва также фиксируется между чокраком и тарханом А.С. Застрожным, С.В. Поповым и В.В. Савиным (1998) в районе Приманычья.

Важно подчеркнуть, что в Западной и Центральной Европе на границе аналогов тархана и чокрака (карпатия и бадения) зафиксирован крупнейший континентальный перерыв: в Польше (Luczkowska, 1997), Чехии (Styroky, 1987), Словении (Anicic, Znidarcic, 1997), Венгрии (Nator, 1985), Румынии (Онческу, 1960) и Болгарии (Гончарова, 1989). О масштабах штирийской планации в Западном Предкавказье свидетельствует образование в тарханских отложениях глубокого каньона (до 400 м), который заполнен чокраком.

Таким образом, крупный континентальный перерыв в Крымско-Кавказской области, в Западной и Центральной Европе на границе тархана (карпатия) и чокрака (бадения) вызван штирийской фазой альпийского орогенеза, на что указывают находки

пресноводной моллюсковой и гиппарионовой фауны. Исходя из этого, подтверждается правомочность отнесения тарханского региояруса к нижнему миоцену. Границу между нижним и средним миоценом необходимо проводить по кровле тархана.

Штирийскую планацию следует считать крупным геологическим событием катастрофического плана на указанном рубеже.

Подобные явления, но несколько меньшего масштаба, фиксируются в позднем миоцене в начале среднего сармата, когда трансгрессия моря достигла Днепровско-Донецкой впадины и снивелировала палеогеновые и раннемиоценовые формы рельефа. Именно в сармате в Евразии возникли сухопутные мосты, и началась массовая миграция гиппарионов.

А.А. Баренбаум (Институт проблем нефти и газа РАН)

ЭКОСИСТЕМНЫЕ ПЕРЕСТРОЙКИ И БИОТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ КАК РЕАКЦИЯ БИОСФЕРЫ НА МОЩНЫЕ ГАЛАКТИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ (ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ПРОБЛЕМЫ)

Настоящее сообщение является откликом на вступительное слово Б.С. Соколова к участникам LIV сессии Палеонтологического общества. Б.С. Соколов отметил, что учение В.И. Вернадского о биосфере является величайшим эмпирическим обобщением, выходящее за рамки какой-либо одной науки. Под биосферой В.И. Вернадский, прежде всего, понимал «живое вещество», организовано входящее своей биогеохимической функцией во взаимоотношения с другими геосферными оболочками Земли – литосферой, гидросферой и атмосферой. При этом В.И. Вернадский настаивал, что «в виде живого вещества мы изучаем не биологический процесс, а геохимический».

Известно также, что В.И. Вернадский полагал, что «часть вещества биосферы, может быть бóльшая, неземного происхождения, попадает на нашу планету извне, из космических пространств». Источник этого вещества – Галактика. «Солнце по своему значению на нашей планете – утверждал он – отнюдь не играет той исключительной роли, которую рисует планетный астроном. Влияние Млечного пути для нас, по-видимому, доминирует». Развивая эту свою мысль, В.И. Вернадский писал: «Земная кора есть область нашей планеты, чрезвычайно сложная по своему строению. Ее происхождение нам неясно. По-видимому, она в своей основе сильно переработана постоянно проникающими в нее космическими излучениями. Она представляет совершенно закономерное явление в истории планеты, своеобразный планетный механизм».

Данный «планетный механизм» В.И. Вернадский связывал с деятельностью биосферы, которую считал главной геологической силой развития Земли, причем космической: «В геологической истории нашей планеты есть времена большей или меньшей интенсивности геологических процессов. Наибольшая интенсивность этих процессов проявляется в пределах биосферы. Никакого объяснения этих фактов мы не знаем, но едва ли правильна мысль большинства геологов, что причину ее надо искать внутри планеты. Вернее всего она связана с активностью биосферы, с космичностью ее вещества. Причина лежит вне планеты». Однако эти взгляды при жизни В.И. Вернадского не нашли понимания коллег, ибо о влиянии Галактики на Землю тогда знали крайне мало.

В результате открытия явления струйного истечения вещества из центра галактик и создания галактоцентрической парадигмы удастся выявить «планетный механизм» В.И. Вернадского, подтвердить его геохимическую природу и указать на ранее неизвестную важную роль, которую играет в этом механизме живое вещество.

Согласно галактоцентрической парадигме, при движении в космическом пространстве Солнечная система время от времени подвергается интенсивным бомбарди-

ровкам кометами струйных потоков и кометами спиральных рукавов Галактики. С кометами на Землю поступает большая масса космического углерода и воды, которые включаются в происходящий на Земле геохимический круговорот вещества. Падения комет приводят к гибели живых существ, похолоданию климата, вызывают резкие колебания уровня Мирового океана, меняют состав воздуха и воды, а также активизируют процессы магматизма, седиментации и рудообразования.

Влияние этих процессов на биосферу в самом первом приближении может быть изучено на основе теоретического анализа схемы геохимического круговорота углерода (Баренбаум, 1998). Ее анализ показывает, что в условиях периодического поступления на планету больших масс космического вещества, устойчивое функционирование геохимической системы требует обязательного вывода из активного обмена излишков углерода и их фиксацию на какое-то время в неких «резервуарах». Такими резервуарами – накопителями подвижного углерода, над поверхностью планеты являются Мировой океан, живое вещество, атмосфера, почвы и илы, а под поверхностью – подземные воды и флюиды, а также скопления нефти, газа и газогидратов.

При геохимическом равновесии системы выполняется требование:

$$\frac{n_i}{\tau_i} = C = \text{const}, \quad (1)$$

где n_i и τ_i – соответственно масса углерода и среднее время его пребывания в i -том резервуаре, C – константа равновесия, характеризующая скорость круговорота в системе.

Если условие (1) выполняется, то система находится в динамическом равновесии и уход углерода из какого-либо одного резервуара системы восполняется его поступлением из других. Если не выполняется, то в системе возникают не скомпенсированные перетоки вещества, которые стремятся вернуть ее в устойчивое состояние.

Факты свидетельствуют, что сегодня биосферный круговорот углерода пребывает в состоянии равновесия. Скорость этого круговорота в пределах точности эмпирических данных совпадает со скоростями круговорота кислорода атмосферы и вод подзем-

Тип круговорота	Константа круговорота $C \times 10^{-17}$ г/год
Биосферный круговорот диоксида углерода	2.56 ± 0.51
Циркуляция атмосферного кислорода (Walker, 1977)	2.75 ± 0.06
Геологический круговорот вод Мирового океана через срединные океанические хребты (Басков, Кирюхин, 1993)	2.64 ± 0.40

ной гидросферы, характеризуясь величиной $C = 2.7 \times 10^{17}$ г/год.

Данный результат означает, что на Земле имеют место не самостоятельные круговороты этих веществ, а их совместный круговорот в рамках единой геохимической системы. Ее объединяющим началом, как полагал В.И. Вернадский, выступает живое вещество. Входя составным элементом в циклы воды, углекислоты и кислорода, оно приводит их скорости обмена в равновесие с общим круговоротом вод гидросферы, определяемым активностью тектоносферы.

Рассмотрены два основных способа стабилизации скорости биосферного круговорота. В первом равновесие системы обеспечивается при постоянстве константы (1) изменением массы живого вещества и неорганического углерода, участвующих в круговороте. Этот случай, по-видимому, реализуется в эпохи крупных биосферных перестроек и биотических кризисов. Второй способ состоит в изменении величины C , когда воздействие на систему очень велико. Этот случай, в частности, имел место в юре.

В заключение акцентируем внимание на двух основных выводах, подтверждающих с новых позиций взгляды В.И. Вернадского на биосферу:

«Планетный механизм» В.И. Вернадского – это явление геохимического круговорота вещества в биосфере, охватывающее, главным образом, верхние геосферные оболочки планеты и обеспечивающее их водой, углеродом и кислородом. Последние квазипериодически в больших количествах поступают на Землю из космоса.

Исключительно важная роль в явлении геохимического круговорота принадлежит живым организмам. Активно участвуя в перераспределении углерода на планете, живое вещество подстраивает скорость круговорота углекислоты и кислорода в биосфере к скорости геологического круговорота вод гидросферы.

Т.М. Безносова (ИГ Коми НЦ УрО РАН)

РУБЕЖИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОЙ МОРСКОЙ БИОТЫ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ И ГРАНИЦЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТОНОВ

В течение позднеордовикско-раннедевонского цикла развития Тимано-Североуральского морского бассейна направленность седиментационных процессов неоднократно изменялась, что было связано с влиянием таких основных факторов, как тектонический режим территории и эвстатические изменения уровня Мирового океана (Жемчугова и др., 2001). Смена условий осадконакопления во время крупных трансгрессий и регрессий бассейна, связанных с повышением и понижением относительного уровня моря, вызывали кризисные процессы в развитии бентосных организмов, населявших морской бассейн и сопровождались миграцией, сокращением разнообразия и вымиранием отдельных групп фауны. Основные рубежи преобразования морской биоты, отчетливо прослеживаются в разрезах Западного Урала и Предуральского краевого прогиба (Безносова, Мянник, 2002, 2005; Лукин, 2003; Безносова, 2008). Наиболее крупным является региональное событие на рубеже ордовика и силура. С началом трансгрессии в конце ашгилла совпадает появление разнообразной бентосной фауны на северо-восточной окраине Тимано-Североуральского морского бассейна. Первыми заселили шельф брахиоподы, представители отряда пентамерид *Proconchidium* и *Holorhynchus*, позднее образовались экологические ниши, способствующие широкому расселению строматопороидей, ругоз, табулят, губок, криноидей, гастропод, мшанок, илоедов, водорослей и других организмов, обилие остатков которых содержится в рифовых постройках яптикшорского времени позднего ордовика. В развитии кораллов, брахиопод, губок нередко наблюдается тенденция к гигантизму. В конце ашгилла отмечается резкое снижение биоразнообразия и продуктивности биоты, а затем, полное исчезновение брахиопод, кораллов и других бентосных животных и замещение их водорослевыми микробиальными сообществами в юнкошорское время. Интервал разреза, отвечающий юнкошорским слоям, рассматривается нами как стратиграфический аналог хирнанта (Безносова, Мянник, 2002). Региональная граница между ордовиком и силуром установлена выше юнкошорских слоев, в основании ярнейского горизонта, по появлению лландоверийских брахиопод и конодонт. Установленный рубеж между ордовиком и силуром получил обоснование по палеонтологическим, геохимическим и седиментологическим данным и предложен в качестве региональной границы между системами (Безносова и др., 2006).

С началом лландоверийской трансгрессии постепенно восстановилось разнообразие строматопороидей, кораллов, брахиопод и другой фауны. На протяжении раннего силура значительная акватория Тимано-Североуральского бассейна характеризовалась обширными мелководными пространствами с выровненным рельефом дна. Постепен-

ное падение относительного уровня моря во второй половине лландовери обусловило сокращение таксономического разнообразия всей бентосной фауны и доминирование строматопороидей и водорослевых микробийных сообществ, принимавших участие в формировании строматолитовых построек. Изменения в структуре палеоценозов, кризис биоты и значительное уменьшение ее разнообразия на рубеже лландовери и венлока прослеживается по фактическому отсутствию кораллов, вымиранию брахиопод, конодонтов рода *Apsidognathus*. Исчезновение *Apsidognathus* в разрезе является надежным критерием определения границы лландовери и венлока в тех разрезах, где отсутствуют граптолиты (Безносова, Мянник, 2005). Установленный нами уровень региональной границы лландовери и венлока свидетельствует о лландоверийском, а не венлокском возрасте маршрутинского и нижней части устьдурнаюского горизонтов, как это отражено в принятой стратиграфической схеме (Объяснительная записка..., 1994). Отложения венлока слагают лишь верхний интервал устьдурнаюского горизонта, который предложено выделить в качестве регионального горизонта. (Безносова, Лукин, 2009). Полученные возрастные датировки нижнесилурийских стратиграфических подразделений позволили решить проблему корреляции основных этапов развития Тимано-Североуральского с Балтийским и Североземельским палеобассейнами. Изучение поведения изотопов углерода $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе нижнего силура западного склона Приполярного Урала дает основание предполагать наличие перерыва в осадконакоплении на рубеже лландовери и венлока (Безносова, Мянник, 2005). С началом трансгрессии и повышением уровня морского бассейна в венлоке обновляется таксономический состав брахиопод, появляются атиридиы, атрипиды *Atrypoidea* и первые в силуре спирифериды *Spirinella*. В венлоке брахиоподы составляли значительную долю в ассоциациях наряду с табулятами (Лукин, 2003), и остракодами (Abushik, 2000). С венлоком связано начало нового этапа в развитии бентосных организмов.

В лудловское время формирование рифов оказывало активное влияние на дифференциацию экологических ниш. В результате обособились экологически различные типы сообществ – ровного дна и рифовые. Начало лудлова характеризуется появлением и широким развитием сообществ брахиопод ровного дна – *Greenfieldia*, *Lena-toechia*, *Didymothyris*. В это время также были широко представлены строматопороидеи, табуляты, остракоды. В лудлове широко распространились микробийные сообщества. Низкое разнообразие брахиопод в лудлове было обусловлено существованием в это время в бассейне полуизолированных лагун с глинисто-карбонатными илами, обилием продуктов жизнедеятельности сине-зеленых водорослей (Майдль, 1987). Небольшие глубины и сходные фациальные обстановки осадконакопления на значительной территории Тимано-Североуральского бассейна в лудловское время обусловили эволюционную направленность в развитии сообществ брахиопод ровного дна. Филогенетические преобразования брахиопод отряда *Athyridida* в лудлове–раннем девоне прослежены Т.Л. Модзалевской (1974). Основу сообществ рифолюбивых брахиопод составляли пентамериды рода *Conchidium*. Очередная перестройка биоты совпадает с трансгрессией в начале пржидола. Это время примечательно появлением брахиопод родов *Collarothyris*, *Howellella*, *Hemitoechia*, представленных в разрезе большим количеством экземпляров. Вместе с брахиоподами встречаются, криноидеи, реже, ругозы, табуляты и остракоды. В позднем пржидоле более широко развивались табуляты и остракоды. Обмеление бассейна в конце силура и связанные с этим события изменения условий седиментации способствовали резкому обеднению таксономического состава бентоса и смене доминантов в фаунистических ассоциациях. Коралловые сообщества сменились преимущественно остракодовыми (Abushik, 2000). Брахиоподы характеризуются низкой численностью особей. Непосредственно выше границы силура и девона, фаунистически и литологически отчетливо выраженной, в нижней толще овин-

пармского горизонта появляются характерные для раннего девона брахиоподы родов *Mesodouvillina*, *Iridistrophia*, *Protathyris*, а также строматопороидеи, кораллы, трилобиты, рыбы, растительные микрофоссилии. Эта толща фиксирует начало непродолжительной раннедевонской трансгрессии на фоне общей регрессивной стадии развития позднеордовикского–раннедевонского моря. На рубеже силура и девона вымирание брахиопод происходило на уровне ниже отрядного. На родовом уровне брахиоподы раннего девона эволюционно связаны с позднесилурийскими (Черкесова, 1970; Модзалевская, 1980). Преемственность силурийской и девонской фауны Тимано-Североуральских ругоз отмечает В.С. Цыганко (Цыганко и др., 2007).

В.Н. Беньямовский (ГИН РАН)

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАЗНООБРАЗИЕ ФОРАМИНИФЕР ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА ПЕРИФЕРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА

Для характеристики связи между менявшейся фациальной обстановкой, палеогеографией, биогеографией и таксономическим составом фораминиферовых сообществ в палеоцене и эоцене на севере Перитетиса были выбраны три его сегмента. Первый, охватывающий южную и центральную часть Тургайского прогиба (Челкарскую впадину) и второй регион на юге Западно-Сибирской плиты располагаются в азиатской части Северного Перитетиса. Третий (европейский) находится в южной части Русской плиты.

1. Южная и центральная часть Тургайского прогиба (Челкарская впадина). В течение палеоцена и раннего эоцена южная часть Тургайского пролива находилась на северо-восточном фланге Крымско-Кавказской области. В это время здесь накапливались преимущественно карбонатные отложения (мергели, глинистые мергели и известковистые глины). В бассейне обитали планктонные перитетические акаринины, субботины, морозовеллы, а также агглютинирующие и секретирующие бентосные фораминиферы (разнообразные атаксофрагмииды, текстулярииды, дискорбиды, лагениды, роталииды и булиминиды) (Айзенштат, 1964; Беньямовский и др., 1989, 1991, 1993, 1995). Состав комплексов позволяет выделить традиционные межрегиональные зоны по планктонным и бентосным фораминиферам Крымско-Кавказской шкалы. В среднем-позднем эоцене произошло изменение в седиментогенезе, палеогеографии и биогеографических связях, что отразилось на фораминиферовых ценозах. В верхнетасаранских песчаных глинах, саксаульских глинистых песчаниках и чеганских глинах центральной и южной частей Тургайского прогиба планктонные фораминиферы очень редки. Среди бентосных, наряду с продолжающимися встречаться крымско-кавказскими формами, появляются (иногда составляют основной таксономический фон) среднеазиатские эндемики: *Ammonobaculites* aff. *midwayensis* (sensu Буква, 1939), *Reophax suzakensis*, *Alveolophragmium planum*, *Gaudryinopsis superturcestanica*, *G.* aff. *superturcestanica*, *Asianella vialovi*, *A.* ex gr. *vialov*, *A. brizzhevae* (в верхней части тасаранских глин и в саксаульских песчаниках) и *Brotzenella munda*, *Discorbis ferganensis* в чеганских глинах (Беньямовский и др., 1991, 1993), а также виды, широко распространенные в закаспийско-среднеазиатском бассейне *Planulina recta*, *P. lamina*. Состав ассоциаций свидетельствует о том, что, начиная с поздне-тасаранского (поздний ипр-ранний летет) и позже – в саксаульское и вплоть до чеганского (средний-поздний эоцен) времени, центральная и южная часть Тургайского пролива являлась экотонной зоной контакта двух различных палеобиогеографических частей эоценового бассейна северной периферии Тетиса – Крымско-Кавказской и Среднеазиатской. Со среднего эоцена на рассматриваемой площади прослеживание традиционных

зон Крымско-Кавказской шкалы не представляется возможным. Здесь работает местная шкала, близкая к среднеазиатской. Расчленение ведется по бентосным фораминиферам, по которым выделены снизу вверх слои (комплексы) с *Gaudryinopsis superturcestanica*, с *Asianella vialovi* и с *Brotzenella munda* (Беньямовский, 1993).

2. Юг Западно-Сибирской плиты. В скважине 12 в междуречьи Ишима и Тобола в преснянской свите палеоцена И.М. Айзенштат определены: *Dentalina* sp., *Gyroidina octocamerata*, *Brotzenella praeacuta*, *Cibicoides lectus*, *Cibicides reinholdi*, *C. succedens*, *Bulimina* ex gr. *constrictula*, *Reussella paleocenica*, *Bolivinita exigua* (Копытова, Грязева, 1960). Этот комплекс очень близок к палеоценовым комплексам Тургайского прогиба, Утвинско-Хобдинского региона Восточного Прикаспия, сумской свиты Днепровско-Донецкой области и зеландия Южной Швеции (Brotzen, 1949; Василенко, 1951; Беньямовский и др., 1989, 1993, 1995; Бугрова и др., 1997; Radionova et al., 2001). Европейские формы палеоцена фиксируются по всей территории Западной Сибири (Балахматова и др., 1955; Субботина и др., 1964, Кисельман, 1978; Подобина, 1990). Проникновение европейских видов в южную часть Западно-Сибирского моря и их расселение в пределах данного водоема могло осуществляться через Орский пролив-ворота и Тургайский пролив (Беньямовский, 2007). В конце палеоцена и начале эоцена палеогеографическая ситуация изменилась. Резко возросло влияние Палеоарктического бассейна и началось активное биогенное кремнеобразование, выразившееся в образовании мощных толщ диатомитов и опок. Фораминиферы становятся редкими. Они уступают место диатомеям и радиоляриям. Во второй половине люлинворского времени (средний-поздний и пр.) уменьшается кремнистость. В опокovidных и неизвестковистых глинах появляется комплекс с преобладанием агглютинирующих астроризид, аммодисцид, литуолид, трохамминид и текстюляриид (Субботина и др., 1964; Подобина, 1975, 1998; Кисельман, 1978; Беньямовский, 2002). Данный комплекс указывает на придонную дизоксию, стратификацию водной массы, дефицит карбоната кальция (Маринов, 1997, 1998). Он резко отличается от европейских комплексов этого времени. В середине эоцена завершилось отделение Западно-Сибирского моря от Палеоарктики и превращения его в полузамкнутый бассейн, соединявшийся на юге с Туранским морем через расширившийся и углубившийся Тургайский пролив-море (Беньямовский, 2007). В тавдинских глинах фиксируется появление среднеазиатских эльфиидид (слои с *Cribrononion rischtanicum*) (Субботина и др., 1964; Кисельман, 1978; Беньямовский и др. 2002).

3. Юг Русской плиты. Материалы сергеевской и тишкинской свит среднего эоцена в двух опорных разрезах – Кантемировка (на юге Воронежской области) и скв. 13 (на юге Волгоградской области) показали масштабную абиотическую и биотическую перестройку на границе этих свит. Сергеевская свита сложена толщиной типичных киевских мергелей (до 10 м) с типичными комплексами планктонных фораминифер нижней и средней подзон зоны *Hantkenia alabamensis* (*Turborotalia boweri*, *T. frontosa*, *Acarinina kiewensis*, *A. topilensis*, *Globigerinatheka subconglobatus*, *G. index*, *Hantkenina australis*, *Subbotina turcmenica*) и разнообразным комплексом бентосных фораминифер межрегиональной зоны *Uvigerina costellata* (текстюлярииды, атаксофрагмииды, нодозарииды, полиморфиниды, милиолиды, дискорбиды, аномалиниды, увигериниды, боливиниды, булиминиды, фурсенкоинины, нониониды и хелостомеллиды) керестинского горизонта Крымско-Кавказской области (Беньямовский, 2008 а, б; Александрова и др., 2009, в печати). В некарбонатных кремнистых глинах тишкинской свиты (до 40 м) отмечается массовое исчезновение (вымирание) почти всех таксонов агглютинирующих и секретирующих керестинских бентосных фораминифер. В нижней части свиты содержится обедненный комплекс планктонных фораминифер, представленный ассоциацией с полным доминированием вида *Subbotina turcmenica* и появившимися редкими катапсидраксами. Среди бентосных форм преобладают агглютинирующие примитивного строения, а также

мелкие, токостенные дискорбиды, аномалиниды и боливины. Среди них отмечаются среднеазиатско-закаспийские мигранты (поповии, хаплофрагмоидесы, боливины, кауказинеллы) и эндемики (хаплофрагмоидесы, франкенины). Масштабная перестройка явилась следствием превращения сквозного сергеевского бассейна, являвшегося звеном в цепи открыто соединявшихся морей на северной периферии Тетис, в полуизолированный тишкинский морской водоем с изменившимися условиями обитания фораминифер. Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 08-05-00548 и программы 15 ОНЗ РАН.

О.В. Богоявленская (Уральский гос. горный ун-т)

РАЗВИТИЕ СТРОМАТОПОРАТ И БИОТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ

Палеозойские строматопораты наиболее широко распространены на рубеже лланвирна/лландейла в бассейнах Австралии, Северной Америки, Евразии. Многочисленные исследователи именно с этого уровня анализируют их развитие. В последние годы появились сообщения о более древних находках этих организмов (Богоявленская, Лобанов, 1996). Так, в кембрии (Корде, 1984) появляется класс *Archaeohydroidea*, имеющий гастрозоидальные каналы, что сближает его с более поздними строматопоратами. Представители семейства *Khasaktidae* Sayt., 1980 из раннего кембрия Сибири имеют стратоцисты, дентикулы и мамелоны. В раннем ордовике существовал род *Pulchrilamina* Toomey et Nam., обладающий стратоцистами. О.В. Богоявленской (2001), О.В. Богоявленской и Ю.А. Елькиным (2006) выделены группа *Khasaktida* и отряд *Protolabechiida*, которые имеют черты сходства как с книдариями (строматопораты, гелиолитоидеи), так и с губками. Со среднего ордовика начинается время активной диверсификации строматопорат, табулят, гелиолитоидей, тетракораллов, мшанок и т. д. (Богоявленская, Янет, 1980). В силуре строматопораты достигли максимума разнообразия, участвовали в образовании органогенных комплексов. В девоне начинается постепенное угасание; с позднего франа и почти до конца фамена (~10 млн лет) ценостеумы строматопорат не обнаружены. Они зафиксированы в аналогах слоев *Strunien*, зоны *Quasiendothyr a kobeitusana* на Новой Земле, Урале, в Донбассе, Западной Европе, Казахстане, Китае (Богоявленская, 1982). В намюре Донбасса обнаружен род *Kyklopora*. В среднем и позднем карбоне, в перми, раннем триасе ценостеумы строматопорат также не обнаружены (~100 млн лет). Нужно отметить, что некоторые роды условно относились к строматопоратам (*Paleoaplysina* Krotov, *Keega* Wray, *Permolioclema* Romanzyk). На рубеже раннего/позднего триаса в морях области Тетис в обилии появляются и распространены от Западной Европы (через Крым, Кавказ, Памир) до Гималаев так называемые мезозойские строматопораты, или сферактиноидеи. После такого длительного перерыва – средний карбон–ранний триас – сферактиноидеи сохранили те же морфологические признаки, что и строматопораты. У мезозойских сферактиноидей появляются, наряду с астроризами, и зооидные трубки.

Рассматривая строматопорат и сферактиноидей, мы часто забываем, что, как представители книдарий, они обладают метагенетическим жизненным циклом, т.е. для них характерно чередование медузоидного и полипоидного поколений. Скелет многих гидроидных носит адаптивный характер и может отсутствовать. Медузоидные формы вообще слабо изучены. Так отпечатки медуз (?) известны в вендских отложениях многих регионов. В.А. Сытова (1960) обнаружила отпечатки медуз в отложениях лландовери Подольского разреза. Большой интерес представляет сообщение Г.Э. Винтера (2008) о находках многочисленных отпечатков медуз в разрезах юго-запада Вологодской области, в отложениях верхнего девона – нижнего карбона. Так как с начала венда до конца мела

неоднократно менялись палеогеографические условия, расположение и очертания морских бассейнов и т.п., отсутствие скелетных форм может свидетельствовать не о кризисе в развитии строматопорат, а, наоборот, о более благоприятных условиях обитания.

Н.Ю. Брагин (ГИН РАН), А.Г. Константинов,
Е.С. Соболев (ИНГГ СО РАН)

БИОРАЗНООБРАЗИЕ И ТЕПЛОВОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СОСТАВЕ РАДИОЛЯРИЙ И ГОЛОВОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ ПОЗДНЕГО ТРИАСА ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ

В ходе проведенных в последние годы исследований триаса центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) были получены новые данные по биоразнообразию фауны, позволяющие говорить о широком распространении тепловодных таксонов в составе различных групп фауны (радиолярий, головоногих и двустворчатых моллюсков). Данный феномен нуждается в детальном изучении и требует интерпретации. Наиболее интересными и важными представляются проблемы палеобиогеографической природы данных комплексов фаун и положения региона в системе палеобиохорей позднего триаса.

В нижнекарнийских отложениях встречен комплекс радиолярий, в составе которого обнаружены виды *Poulpus costatus* (Kozur et Mostler), *Eonapora robusta* Kozur et Mostler и *Annulotriassocampe baldii* (Kozur). Данные формы были описаны из Австрии и широко известны в низкоширотных областях от Альп до Тихоокеанского региона. Они составляют 25 % видового состава комплекса. В составе комплекса головоногих моллюсков тепловодные таксоны здесь не известны. Аммоноидеи представлены только филлоцератидами (*Arctophyllites taimyrensis* (Popow)), но зато совершенно отсутствуют трахицератида, широко известные в составе разновозрастных бореальных комплексов Северо-Востока России. Наутилоидеи в этом стратиграфическом интервале не обнаружены.

В верхнекарнийских отложениях обнаружен богатый комплекс радиолярий, среди которого немало видов, известных из тетических регионов, прежде всего, Средиземноморья: *Pseudostylosphaera gracilis* Kozur et Mock, *Kahlerosphaera aspinosa* Kozur et Mock, *Capnuhosphaera triassica* De Wever, *Betraccium irregulare* Bragin, *Spongostylus carnicus* Kozur et Mostler, *Dumitricasphaera simplex* Tekin, *Zhamojdasphaera proceruspinosa* Kozur et Mostler, *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur et Mostler, *Palaeosaturnalis triassicus* Kozur et Mostler, *Annulotriassocampe baldii* (Kozur), *Canoptum zetangense* Wang et Yang, *Whalenella speciosa* (Blome), *Syringocapsa turgida* Blome (38 % от общего видового состава комплекса). Из аммоноидей в верхнекарнийских отложениях установлены сиренитиды *Yakutosirenites pentastichus* (Vozin), *Neosirenites irregularis* (Kiparisova), *Sirenites yakutensis* Kiparisova, уссуритиды *Arctophyllites okhotensis* Konst., широко известные на Северо-Востоке России и местный вид арцестид *Proarcestes korchinskajae* Vavilov. Впервые в зоне pentastichus верхнего карния были обнаружены *Clionites* (*Stantonites*) *evolutus* Smith, распространенные в низкоширотных разрезах Восточной Пацифики, а также вид *Proarcestes winnetae* Smith, описанный из зоны Tropites subbulatus Калифорнии. Комплекс позднекарнийских наутилоидей представлен в основном клидонаутилидами *Proclydonautilus triadicus* (Mojsisovics) и *P. ex gr. pseudoseimkanensis* Sob. Ортоцератоидеи представлены редкими *Trematoceras* sp. Обращает на себя внимание вид *P. triadicus* (Mojsisovics), широко распространенный в низких широтах и впервые встреченный в Бореальной палеобиогеографической области. Второй вид – обычный элемент комплексов бореальных наутилоидей. Колеоидеи представлены многочисленными экземплярами *Belemnoceras darkense* Popow, типичными для бореальных регионов Сибири.

В нижненорийской части разреза разнообразие радиолярий заметно сокращается, тем не менее в составе их комплекса есть тепловодные элементы (30 % от таксономического состава), представленные видами *Capnuchosphaera deweveri* Kozur et Mostler, *Palaeosaturnalis mocki* Kozur et Mostler, *Syringocapsa turgida* Blome, известными в Средиземноморье, Орегоне, Мексике, Японии. В целом по радиоляриям наблюдается следующая картина: чем выше разнообразие комплекса, тем больше в его составе тепловодных видов, в то же время процент таких видов меняется незначительно (25-38 %). Для комплекса аммоноидей нижнего нория необычны многочисленные находки филлоцератид, редкие представители которых на Северо-Востоке России известны из нижней зоны нория *Omolonosirenites kinasovi*. Наряду с формами, распространенными в нижнем нории последнего региона (*Norosirenites obručevi* (Bajarunas), «*Striatosirenites*» *kinasovi* Bytschkov, *Pinacoceras regiforme* Diener), присутствуют местный вид *Cladiscites tolli* Diener и типично тетический род *Anatomites*. Наутилиды родов *Germanonautilus* и *Proclydonautilus* характеризуются видами, близкими к типично сибирским формам *G. popowi* Sob. и *P. ex gr. spirolobus* (Dittmar). Колеоидеи представлены фрагментами, условно относимыми нами к роду *Atractites*.

В среднем нории находки радиолярий редки и не представительны. Среди аммоноидей установлен род *Cyrtoleures*, который был широко распространен в начале средненорийского времени в ряде тетических регионов. Остальные роды (*Megaphyllites*, *Placites*, *Cladiscites*, *Rhacophyllites*, *Arcestes*) являются космополитными долгоживущими таксонами, за исключением рода *Dittmaritoides*, известного в комплексах аммоноидей среднего нория Северо-Востока России и экотонных разрезов Британской Колумбии. Из наутилоидей в среднем нории встречены *Proclydonautilus* cf. *natosini* McLearn, которые также известны в низах верхнего нория. Этот вид происходит из нижне- и средненорийских отложений Британской Колумбии и Юкона (территориях, располагавшихся в позднем триасе в средних широтах и характеризовавшихся смешанной бореально-тетической фауной). Кроме того, встречаются своеобразные крупные фрагменты колеоидей *Atractites* cf. *conicus* (Mojsisovics), которые до сих пор не были известны в верхнем триасе бореальных регионов, но обычны в Тетической области.

Из верхнего нория в настоящее время находки тетических форм представлены колеоидеями *Atractites* ex gr. *alveolaris* (Quenstedt), известными из Альпийского региона и о. Тимор. В составе верхненорийского комплекса двустворчатых моллюсков ранее было отмечено присутствие североамериканских видов *Monotis* (*Pacifimonotis*) *subcircularis* Gabb, *M. (Entomonotis) posteroplana* Westermann, а также типично тетического рода *Cassianella*.

Проведенные работы позволяют сделать следующие выводы. В целом различные группы фауны позднего триаса о. Котельный характеризуются смешанным составом из тетических и бореальных элементов, при этом последние все-таки преобладают. Данная картина биоразнообразия наблюдается по всему разрезу, начиная с нижнего карния и заканчивая верхним норием, что свидетельствует не о кратковременных инвазиях, связанных с климатическими или эвстатическими причинами. Своеобразие поздне-триасовой фауны радиолярий и головоногих моллюсков обосновывает принадлежность региона к самостоятельной палеобиохории. Наличие элементов как Сибирской, так и Канадской фаун позднего триаса подчеркивает особое положение этой палеобиохории и существование в прошлом широких связей между канадским и сибирским бассейнами. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00430) и программ РАН № 15 (Эволюция биосферы) и № 17 (исследование Арктических окраин).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАДИОЛЯРИЯХ САНТОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

За последние десятилетия опубликованы многочисленные статьи, посвященные изучению радиолярий позднего мела. Эти новые данные значительно пополнили наши представления о биоразнообразии позднемеловой фауны. Тем не менее, до сих пор сведения о радиоляриевых ассоциациях сантона остаются неполными. В связи с этим весьма актуально изучение радиолярий сантона, позволяющее получить более полную картину эволюции этой группы в позднем мелу. Так, в результате изучения верхнемеловых отложений горы Ак-Кайа впервые получены данные о радиоляриях сантона Горного Крыма. Местонахождение расположено на северном склоне горы Ак-Кайа к северу от г. Белогорск. Отложения сантона мощностью 20 м представлены светло-серыми и белыми глинистыми плитчатыми известняками с редкими конкрециями и мелкими линзами кремней. Эти отложения подстилаются турон-коньякскими плотными известняками с прослоями и линзами черных кремней и перекрыты светло-серыми и белыми мергелями кампана. Один из образцов (№ 08-12-3), отобранный с уровня в 15 метрах выше подошвы отложений сантона, содержит весьма богатые и разнообразные комплексы радиолярий и фораминифер, которые прежде не изучались.

Комплекс радиолярий представлен следующими видами: *Acaeniotyle starka* Empson-Morin, *Alievium superbum* (Squinabol), *Alievium gallowayi* (White), *Archaeospongoprimum andersoni* Pessagno, *Ar. bipartium* Pessagno, *Conocaryomma dauerhafta* Empson-Morin, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Crucella irwini* Pessagno, *C. messinae* Pessagno, *Cr. plana* Pessagno, *Cr. sp. ex gr. C. robusta* Bragina, *Hexapyramis perforatum* Bragina, *Falsocromyodrimus mirabilis* (Squinabol), *Patulibracchium californiensis* Pessagno, *P. teslaensis* Pessagno, *P. sp. ex gr. P. lawsoni* Pessagno, *Pseudoaulophacus circularis* Bragina, *Spongosaturinus parvulus* var. *lateralispinosus* Campbell et Clark, *Stylosphaera hastata* Campbell et Clark, *S. pusilla* Campbell et Clark, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Cryptamporella macropora* Dumitrica, *Cr. conara* (Foreman), *Diacanthocapsa ancus* (Foreman), *D. umbilicata* Dumitrica, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *D. densicostata* Pessagno, *D. koslovae* Foreman subsp. *n. sp.* (Nakaseko et Nishimura, 1981), *Eucyrtidium (Eucyrtis) carnegiense* var. *positasense* Campbell et Clark, *Eucyrtidium (Eucyrtis) sp. ex gr. carnegiense* Campbell et Clark, *Rhopalosyringium majuroensis* Campbell et Clark (sensu Empson-Morin, 1981), *R. sp. ex gr. R. magnificum* Campbell et Clark, *Theosyringium jugosum* Campbell et Clark, *Xitus asymbatos* (Foreman).

Среди радиолярий присутствуют виды, имеющие длительное время существования, например: *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Crucella irwini* Pessagno, *C. messinae* Pessagno, *Hexapyramis perforatum* Bragina, *Falsocromyodrimus mirabilis* (Squinabol). Имеются виды, многократно отмечавшиеся в ассоциациях кампанского возраста: *Acaeniotyle starka* Empson-Morin, *Conocaryomma dauerhafta* Empson-Morin, *Patulibracchium teslaensis* Pessagno, *Diacanthocapsa umbilicata* Dumitrica, *Eucyrtidium (Eucyrtis) carnegiense* var. *positasense* Campbell et Clark. Однако, отсутствие вида *Crucella espartoensis* Pessagno (вид-индекс зоны кампана схемы, предложенной для наземных разрезов Калифорнии; Pessagno, 1976), а также вида *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno) (вид-индекс зоны кампана в композитной схеме; Sanfilippo, Riedel, 1985) позволяет предполагать, что возраст изученного комплекса не моложе, чем сантонский. Присутствие в комплексе вида *Alievium gallowayi* (White), являющегося видом-индексом одноименной зоны сантона (Pessagno, 1976), дает возможность установить сантонский возраст комплекса.

Изученный образец содержит также многочисленные раковины фораминифер хорошей сохранности. Среди них, по заключению О.А. Корчагина (Bragin et al., 2009), присутствует региональный маркер сантона – *Globotruncana vigena* (Korchagin), а также зональный маркер *Dicarinella asymetrica* (Sigal), ограничивающий время существования изученного комплекса поздним сантоном.

Приведенные данные позволяют уточнить возраст вмещающих отложений и ограничить время их формирования поздним сантоном.

По литературным данным известно, что на рубеже сеномана и турона протекало Океаническое Аноксийное Событие–2 (ОАЕ-2). Различные авторы по-разному интерпретировали степень воздействия данного биотического события на разные группы микроорганизмов. Так, считается (O'Dogherty, 1994; Bragina, 2001), что на радиолярии данный кризис не оказал существенного влияния, в то время как фораминиферы испытали серьезный прессинг. В настоящее время опубликованы многочисленные статьи, посвященные изучению таксономического разнообразия сообществ радиолярий сеномана–коньяка тропического и бореального поясов, то есть в период до ОАЕ-2 и после завершения вышеуказанного события. Данных о том, сохраняются ли темпы эволюционного развития радиолярий в сантоне, к сожалению, недостаточно. В связи с этим изложенный материал позволяет дополнить представление об эволюционном развитии радиолярий позднего мела.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-92667-Инд.

А.С. Бяков (СВКНИИ ДВО РАН, Северо-Восточный ГУ)

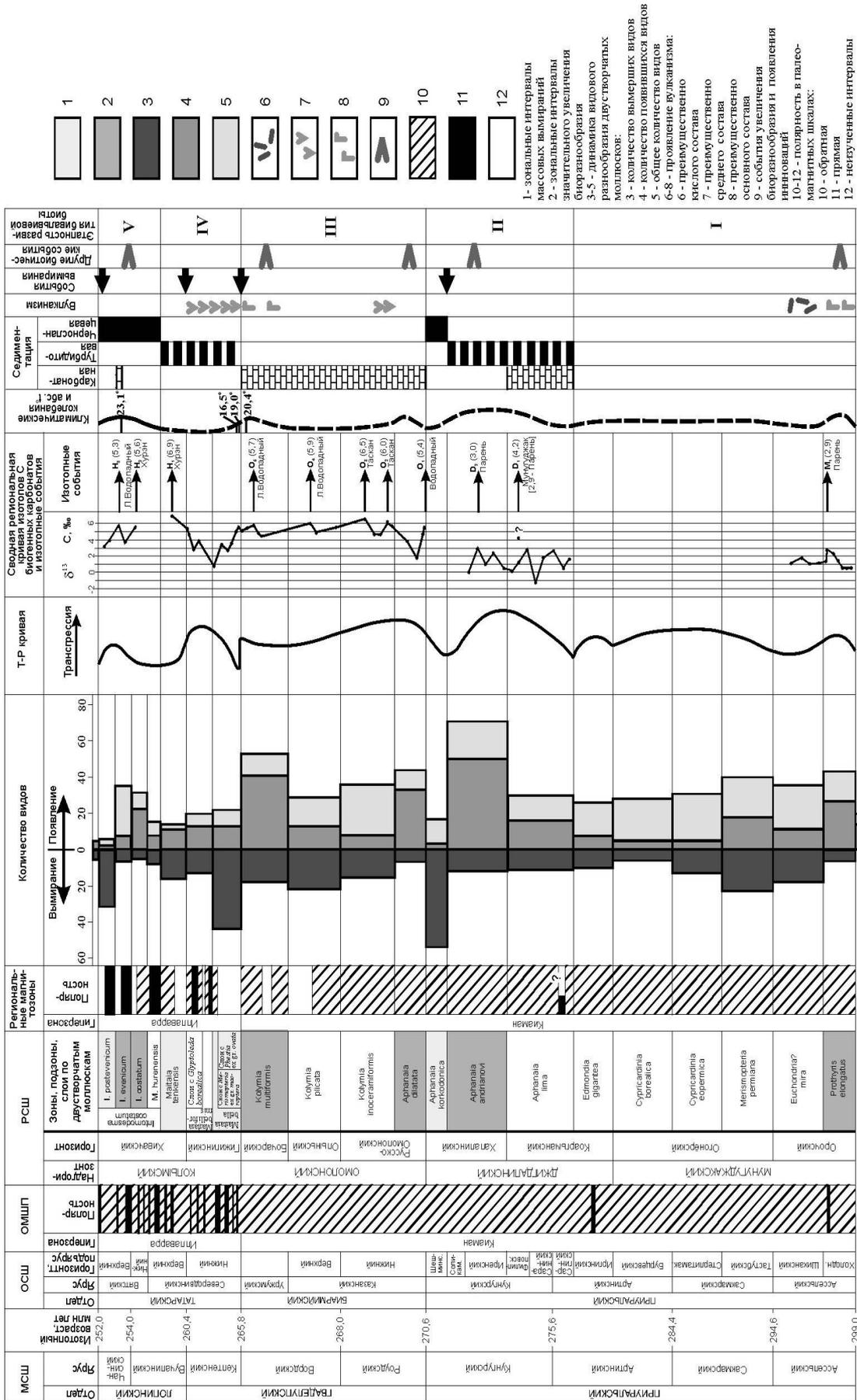
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПЕРМИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Изучение динамики видового разнообразия двустворчатых моллюсков северо-восточной Азии на протяжении перми позволило выявить ряд уровней его значительного увеличения и уменьшения (Бяков, 2001, 2008; Бяков и др., 2004, 2006). Прежде всего, удалось установить четыре уровня резкого уменьшения численности двустворок – в конце ранней перми, в начале кептенского века, на рубеже кептена и вучапина, и в самом конце перми (рис.).

Наряду с событиями вымирания выделяется несколько событий значительного увеличения таксономического разнообразия и появления инноваций – раннеассельское, среднекунгурское, раннероудское, поздневордское, раннечансинское. Обычно эти события сменяются событиями массового вымирания.

Выявленные в пермский период геобиосферные события, выраженные в изменении седиментации, эвстатики, изотопных характеристиках и других факторов среды, проявились в разных бассейнах и, кроме двустворчатых моллюсков, затронули другие основные группы биоты Северо-Восточной Азии (фораминиферы, брахиоподы, аммоноидеи). Большая часть выявленных геобиосферных событий прослеживается далеко за пределами северо-восточной Азии и имеет, скорее всего, глобальные причины, что может быть использовано для целей глобальной корреляции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 08-05-00100, 08-05-00155 и 09-05-98518-р_восток.



Геологические и биогеографические события перми северо-восточной Азии

БИОРАЗНООБРАЗИЕ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ УМЕРЕННЫХ И ВЫСОКИХ ШИРОТ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Анализ видового биоразнообразия радиолярий фанерозоя был одним из ключевых вопросов в дискуссии по основным современным проблемам радиоляриевого анализа на международной радиоляриевой конференции INTERRAD 12, состоявшейся в Китае в сентябре 2009 г. На заключительном заседании состоялась презентация Каталога родов мезозойских радиолярий, которому целиком посвящен том 31(2) журнала «Geodiversitas». В результате ревизии из 580 юрско-меловых родов валидными были признаны только 332. Следовательно, кривая родового биоразнообразия радиолярий фанерозоя, основанная на базе данных Сепковского и другие модели, требуют существенной коррекции. В настоящее время начата работа по ревизии мезозойских видов, количество которых на конец 2008 года составляло более 6000, из них 1779 описаны из юры и 1878 – из меловых отложений.

Большинство моделей базировались на материалах из тетических разрезов; в то же время следует отметить, что юрские и раннемеловые радиолярии высокоширотных районов Арктического и Тихоокеанского регионов обладают некоторыми особенностями, отличными от низкоширотных радиолярий Средиземноморского региона. Одна из них – широкое распространение рода *Parvicingula*, который чрезвычайно характерен для Тихоокеанской провинции, и особенно Бореальной и Нотальной областей, а в Тетической практически не встречается. Так, согласно Каталогу родов мезозойских радиолярий, в состав рода *Parvicingula* входит 64 вида, 35 из которых встречены в отложениях Севера и Северо-Востока России, причем 8 из них впервые описаны из волжского яруса европейской части России.

Юрские радиолярии из Бореальной области севера России представлены 40-50 видами. Среди них 30 являются характерными для Гренландско-Печорской провинции, где 8 видов были впервые описаны из кремнисто-глинистых отложений как новые, в то время как в Среднерусском палеоморе установлено от 10 до 15 видов, один описан как новый. В юре Северо-Сибирской провинции известно около 40 видов: 25-30 в Арктической Сибири, где 8 описаны как новые (Амон, Шурыгин, 2009; Брагин, 2009) и около 25 в области развития Баженовского палеоморя (рис. 1). В юре Тихоокеанского обрамления России, северо-восток которого относится к Северо-Сибирской провинции (Захаров, Шурыгин, 2009), биоразнообразии радиолярий максимально и составляет более 200 видов. Также установлено, что число видов в Южно-Бореальной провинции Бореально-Тихоокеанской области превышает 400 (Hull, 1997; Vishnevskaya, Murchey, 2002).

Раннемеловые радиоляриевые ассоциации России происходят из умеренных и высоких широт. Они представлены более чем 100 видами, из которых 36 впервые установлены на территории России. Позднемеловые радиоляриевые ассоциации России наиболее изучены. Они широко распространены как в Бореально-Атлантической области (более 150 видов), так и в Арктической: в Северо-Сибирской провинции известно около 40 видов, а в Северо-Тихоокеанской более 200 видов. Из Панбореальной надобласти России было впервые описано 122 новых вида (рис. 2).

Таким образом, юрско-меловые радиоляриевые ассоциации из умеренных и высоких широт России характеризуются относительно высоким биоразнообразием. Если, по данным макрофауны (Захаров, Шурыгин, 2009), таксономическое разнообразие во всех группах организмов падает в направлении с юга на север как в Бореально-Атлантической, так и в Бореально-Тихоокеанской биогеографических областях, то таксономическое разнообразие радиолярий в Бореально-Атлантической области и Аркти-

ческой биогеографических областях резко возрастает, что, вероятно, объясняется углублением бассейна и замещением карбонатно-терригенных и терригенно-туфогенных отложений, богатых макрофауной, на кремнистые, изобилующие микрофауной, а именно, радиоляриями.

Также следует отметить, что если предполагается, что в поздней юре таксономическое разнообразие макрофауны во всех группах беспозвоночных возросло под влиянием североатлантической биоты (Захаров, Шурыгин, 2009), то таксономическое разнообразие микрофауны радиолярий возросло за счет северотихоокеанской биоты. *Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00342 и Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».*

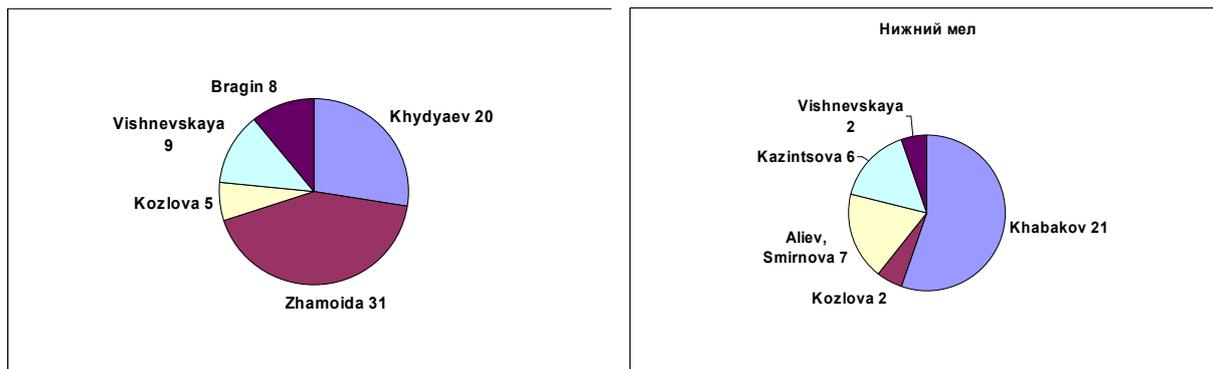


Рис. 1. Количество юрских (73 – левая круговая диаграмма) и раннемеловых (38 – правая круговая диаграмма) видов радиолярий, описанных из Севера и Северо-Востока России.

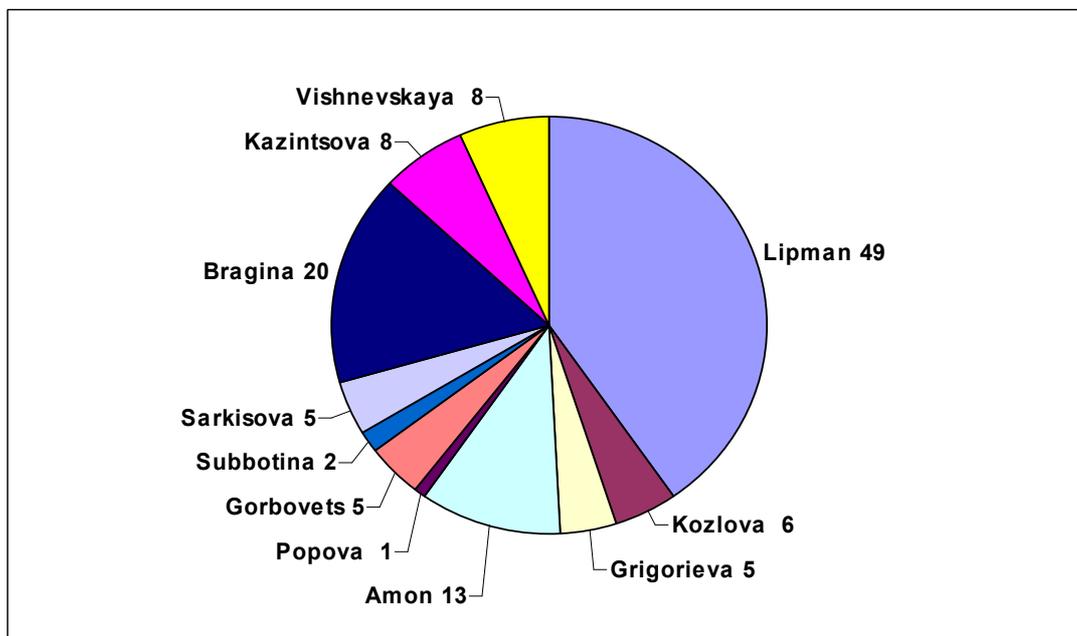


Рис. 2. Количество позднемеловых видов радиолярий (122), описанных из Арктической, Бореально-Атлантической и Бореально-Тихоокеанской областей России.

СПЕЦИФИЧНОСТЬ СООБЩЕСТВА МИКРООРГАНИЗМОВ ЛАХАНДИНСКОЙ БИОТЫ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Изучение цианобактериального сообщества лахандинской микробиоты, обнаруженной в отложениях возрастом 1010-1025 млн лет (Учуро-Майский регион, Юго-Восточная Якутия), позволило сделать ряд выводов о влиянии цианобактерий на развитие в биоте гармоничного смешанного прокариотно-эукариотного сообщества.

Диверсификация эукариот в палеобассейне происходила на фоне заметного доминирования бактериальных и цианобактериальных организмов. Такие микроорганизмы многочисленны, визуально наблюдаемы в шлифах и в виде органостенных микрофоссилий, освобожденных от минерального матрикса. Функционально важное микробное сообщество лахандинского палеобассейна было необходимой, неотъемлемой компонентой для дальнейшего развития эукариотных организмов, поскольку дифференциация и интеграция являются единым процессом развития (Заварзин, 2002).

Практика изучения органических остатков лахандинской микробиоты показывает, что биота состояла из хорошо структурированного сообщества функционально разных микроорганизмов, различных по морфологии и по природе. Состав и структура лахандинского цианобактериального сообщества близки к наблюдаемым современным сообществам и включает известные роды ископаемых нитевидных синезеленых водорослей, относимых по морфологии к родам *Oscillatoriosis*, *Palaeolyngbya*, *Polytrichoides*, *Siphonophycus*, *Ostiana*. Бактериальные организмы, выполнявшие важную геохимическую функцию в сообществе, распознаются по присутствию узких пустых чехлов, мелких «вибрионов», палочковидных и кокковидных клеток. По наличию части микрофоссилий, замещенных фрамбоидами пирита, предполагается существование в биоте сульфатредуцирующих бактерий *Leptothrix*. Скопления мелких кокковидных клеток, организованных в овальные скопления, предполагает их бактериальную природу и выделены в род *Fabiformis* (Hofmann and Jackson, 1994). Популяция нематодоподобных *Rugosoopsis* обнаружена в тесном контакте с актиномицетными организмами *Primoflagella*.

Многофункциональная биогеохимическая роль древних цианобактериальных сообществ имела первостепенное значение для функционирования газовой оболочки в планетарном масштабе (Заварзин, 1984). В лахандинское время на активный фотосинтез указывают находки ископаемых сообществ, организационно включающие разные группы микрофоссилий. В первую очередь, это присутствующие в большом количестве мат формирующие цианобактерии, выделяемые из глинистых пород в виде различных биопленок. Сантиметровыми размерами выделяются фрагменты органических пленок, представляющих собой отложившийся придонный сапропель (кероген). Другую значительную часть биомассы отражают исключительно многочисленные колонии одноклеточных синезеленых и зеленых водорослей, обладающих, как известно, безграничным потенциалом размножения, быстрого роста, скоростью смены поколений. Биопродуктивность таких фотосинтетиков могла оказывать влияние на эволюционное развитие эукариотных микроорганизмов в рассматриваемой микробиоте.

На границе мезо-неопротерозоя в атмосфере было достаточно кислорода для появления новых уровней организационной сложности позднерифейских эукариот. В лахандинское время появились новые морфотипы, отражающие новации клеточной стенки, усиление процессов метаболизма и морфогенеза. На это указывают находки большой, морфологически очень разнообразной группы сифоновых водорослей, сложно построенных двуслойных трубчатых организмов с прикрепительными дисками (группа *Eosolenides*), у которых впервые обнаружены признаки эндосимбиоза с одноклеточными

ми водорослями (Герман, Подковыров, 2005; German, Podkovirov, 2009). Явление симбиоза представляет крупнейшее событие в эволюции органического мира, как и развитие грибов (Герман, Подковыров, 2006; Герман, Подковыров, 2008). Грибы обладают большими способностями к адаптации, возможностью внутренней реорганизации для защиты себя от стрессов, возможностью глубоко проникать в породы (Gorbushina, 2007). Грибы оказывали большое влияние на выветривание пород, на цикл углерода в глобальном масштабе (Bonneville et al., 2009). Присутствие в позднерифейской биоте двух выше отмеченных групп организмов могло способствовать кардинальным изменениям в экосистеме лахандинского палеобассейна.

Учуро-Майский регион был краевой частью (фотической зоной) большого эпиконтинентального морского бассейна Юго-Восточной Якутии. Близлежащая кора выветривания (Нужнов, 1968; Скляр, 1986) поставляла в лахандинский мелководный бассейн большое количество глинистого материала, богатого химическими элементами, необходимыми для развития органического мира (Подковыров, Ковач, Котова, 2002).

Трансгрессивно-регрессивные явления, характерные для рассматриваемого палеобассейна (Нужнов, 1968; Скляр, 1986), приводили к образованию локальных отмелей. Такие участки гипотетически могли осваиваться лахандинскими бентосными сообществами, включающими многочисленные ценозы мат формирующих цианобактерий, способных связывать глинистые частицы, осваивать дно водоема и адаптироваться к наземному способу существования. Грибы, по общему признанию, рассматриваются как пионеры в освоении наземно-воздушной среды. Обнаруженные в микробиоте зигмицеты уже имели длинные спорангиеносцы для разбрасывания спор на расстояния (Герман, 1979). Лахандинское бентосное сообщество дополняли зеленые ксантофитовые *Palaeovaucheria*, сидячие формы *Cyprandinia*, организмы с базальными дисками *Eosolenides* и нематодоподобные *Rugosoopsis*. Предполагаемая нематодная природа этих организмов дает дополнительные аргументы присутствия в микробиоте еще одной группы микроорганизмов, которые считаются одними из первых потенциальных кандидатов в освоении наземных биоценозов.

Исследование поддержано Программой 15 Президиума РАН и грантом РФФИ 07-05-00906.

А.Ю. Гладенков (ГИН РАН)

ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ МОРСКОЙ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ В КАЙНОЗОЕ

Полученные к настоящему времени данные позволяют проследить практически непрерывную последовательность смены комплексов диатомей в разрезах кайнозоя Северотихоокеанской области, начиная с нижнего олигоцена. Наряду с имеющимися данными по эоцену, это дает возможность сделать выводы об основных чертах развития морских диатомей в регионе, таких как этапность, тип и скорость развития.

Результаты анализа свидетельствуют об отсутствии на протяжении кайнозоя периодов массовых вымираний морских диатомей. Эволюционный процесс, протекавший в это время, можно отнести к градуалистическому типу. Не наблюдается уровней исчезновения таксонов или массового появления родов и видов. В развитии северотихоокеанской кайнозойской диатомовой флоры можно выделить четыре этапа развития крупного ранга и семь подэтапов, границы между которыми маркируются сменой сообществ.

Имеющиеся данные по составу ассоциаций указывают, что одна из наиболее существенных перестроек на родовом уровне произошла вблизи границы между эоценом и олигоценом. Несмотря на то, что флора начала раннего олигоцена во многом является унаследованной от эоценовой, из ее состава исчезают, по крайней мере, пять родов, а также ряд видов, типичных для эоцена. С другой стороны, в начале раннего олигоцена в комплексах развиваются представители некоторых новых родов, а также видов ряда родов. В целом, флору начала олигоцена можно отнести к флоре переходного типа – от эоценовой к олигоценовой.

К середине раннего олигоцена в северотихоокеанских ассоциациях, с одной стороны, исчезают многие типично эоценовые элементы, а с другой – появляются и широко развиваются представители новых родов и видовых таксонов. Они, наряду с возникшими в конце позднего эоцена–начале раннего олигоцена, формируют флору олигоценового облика. Флора переходного типа (от эоцена к олигоцену) начинает сменяться собственно постэоценовой. В конце позднего олигоцена – начале раннего миоцена происходит постепенное исчезновение ряда родовых и видовых таксонов, характерных для олигоцена, а также более древних родов. В начале миоцена отмечается появление новых, неогеновых, элементов. Таким образом, для конца позднего олигоцена – первой половины раннего миоцена характерна флора переходного типа (от олигоценовой к неогеновой). К первой половине раннего миоцена относится начало формирования ядра флоры неогена. Этот процесс продолжается в середине раннего миоцена.

Развитие типично неогеновой морской диатомовой флоры начинается с конца раннего миоцена. В целом, до позднего миоцена развитие флоры Северной Пацифики во многих отношениях отражает эволюцию внетропической флоры Мирового океана или средних–высоких широт северного полушария. Начало же формирования к северу от полярного фронта субарктической тихоокеанской флоры и ее дифференциации от флор более южных областей относится к концу позднего миоцена.

Необходимо отметить, что скорости появления и исчезновения видов планктонных диатомей в Северной Пацифике на протяжении неогена несколько варьируют (Vargon, 2003). В интервале ~18,5-4,5 млн лет назад наблюдается тенденция чередования периодов с относительно повышенной (3-5 за 0,5 млн лет) и пониженной (0-2 за 0,5 млн лет) скоростью появления видов, а также с разной скоростью вымирания (соответственно, 3-4 и 0-2 вида за 0,5 млн лет). Цикличность с максимальными значениями скоростей появления (до 5 видов за 0,5 млн лет) и вымирания (до 4 видов за 0,5 млн лет) прослеживается в пределах интервала ~9,5-4,5 млн лет назад. В течение предшествующей эпохи (18,5-9,5 млн лет назад) значения скорости вымираний видов не превышают 2 за 0,5 млн лет, а появлений – 3-4 за 0,5 млн лет. В последние 4,5 млн лет количество как появляющихся, так и вымирающих видов варьирует в пределах 0-2 за отрезок 0,5 млн лет. Интересно отметить следующую тенденцию: в большинстве случаев наивысшие скорости появления видов в неогене фиксируются в периоды похолоданий, а низшие – во время потеплений, или относительно стабильных температурных условий.

Наиболее значительные перестройки и реорганизации в структуре и составе кайнозойских диатомовых ассоциаций происходили в начале раннего олигоцена; вблизи границы между олигоценом и миоценом, в начале среднего миоцена, в конце позднего миоцена и в позднем плиоцене.

Полученные результаты представляют важность для характеристики региональных стратонов и проведения межпровинциальных корреляций.

Работа выполнена при поддержке проекта № 09-05-00015 Российского фонда фундаментальных исследований и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

ВЛИЯНИЕ КРИЗИСНЫХ И СТРЕССОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ БИОТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ ШЕЛЬФОВЫХ БАССЕЙНОВ

1. Биотические кризисы (БК) и биоразнообразие (БР) можно рассматривать в широком (биосферном) и узком (экосистемном) смысле. Широкий подход к этим проблемам был отражен в ряде публикаций последних лет (Красилов, 2001; Алексеев, Дмитриев, Пономаренко, 2001 и др.). Хотя необходимых знаний для создания общей теории глобальных биотических кризисов еще не накоплено, хотя имеется целый ряд неясностей в оценке биоразнообразия в эволюции биоты, все же были намечены некоторые определенные особенности процессов развития палеобиотических сообществ, которые нашли отражение, например, в известных работах и построениях Д. Сепкоски (Sepkoski, 1976 и др.) и других авторов. Сейчас делаются попытки выявить причины биотических кризисов (внешние и внутренние), как и наметить их периодичность во времени (в частности, с выделением нескольких «великих» вымираний). Также продолжают исследования по изменению биоразнообразия в истории Земли, с рассмотрением трех его компонентов (БР внутри отдельных биосообществ, внутри групп сообществ и внутри эколого-географических группировок). Все это служит основой для выявления каких-то общих закономерностей или тенденций развития биоты в прошлом, а с другой стороны – фоном, на котором могут рассматриваться особенности биотического развития в отдельных экосистемах.

2. Анализ развития биоты в конкретных палеоэкосистемах показывает, что далеко не всегда в них четко читаются общие «фоновые» особенности эволюции, выявленные по «глобальным лекалам». Этот фон часто «забывается» региональными процессами, следы которых в первую очередь и фиксируются в разрезах отдельных регионов (бассейнов и их частей). Синтез данных по развитию морской биоты фанерозоя свидетельствует, что, например, сообщества моллюсков в разных типах бассейнов (полузамкнутых и открытых, тропических и бореальных, шельфовых и глубоководных и т.д.) развивались неодинаково. Последние публикации по палеозою Северо-Востока (Бяков, 2008), мезозою Сибири (Захаров, 2005), кайнозойю Понто-Каспия (Невеская и др., 2006) и Северной Пацифики (Гладенков и др., 2005) и многие другие работы демонстрируют, что в процессе бассейнового или экосистемного изучения биотического развития выявляется свой, региональный, тренд этого процесса. Если, например, в замкнутых и полузамкнутых бассейнах неогена Понто-Каспия эволюция моллюсков часто шла в условиях пониженной конкурентности, то на формирование одновозрастных сообществ бореального пояса Пацифики нередко оказывали влияние изменения палеогеографических и климатических обстановок. В этих случаях часто проходили масштабные миграции фауны, приводившие к определенному изменению структуры и состава сообществ. В последнее время для многих регионов стали строиться «календари» геологических событий, что позволяет в той или иной мере подходить к пониманию того, какие изменения комплексов происходят с точки зрения БР, с какими явлениями эти изменения могут сопоставляться и что может приводить к БК в масштабе отдельных экосистем.

3. Развитие моллюсков в шельфовой зоне Северной Пацифики в кайнозое, то есть в последние 65 млн лет, имело свои региональные особенности. Это, прежде всего, разномасштабная этапность смены сообществ в условиях неизменной этолого-трофической структуры бентосных комплексов. По данным гидробиологов, двустворчатые моллюски в современных морях Голарктики являются характерным элементом таких комплексов, достигая от 20 % до 100 % общего состава донных биоценозов, при

70-80 % их биомассы. При этом ядро биоценозов (доминанты) представляют группы видов, относящихся к разным родам. Схожая структура сообществ была характерна для палеогена и неогена. На распространение биоценозов оказывали влияние климатическая и вертикальная зональности моря, а также провинциализм, что определяло трофический «цемент» этих ассоциаций. В развитии бентосных комплексов кайнозоя намечаются около двадцати этапов, из которых выделяются раннеэоценовый, олигоценовый, среднемиоценовый и плиоценовый. Именно их анализ позволяет структурировать стратонаы и использовать их для построения стратиграфических схем – местных, региональных и корреляционных. Выделение горизонтов и хронозон региональных схем базируется на изучении палеонтологических и литологических характеристик разрезов, которые вместе отражают этапность развития шельфовых экосистем кайнозоя Дальнего Востока.

В целом, собранные данные показывают, что прерывистая эволюция (с возникновением новых планов) здесь не являлась характерной, а вымирание видов не было катастрофическим. Развитие шельфовых сообществ представляется, как линейный процесс с некоторыми флуктуациями. На «биоразнообразии» влияли инвазии и миграции тепловодной или арктической биоты во время колебаний климата и изменений палеогеографии (появление проливов между бассейнами и проч.). В качестве иллюстрации временного увеличения числа видов в Камчатском регионе можно рассматривать начало среднего миоцена, во время субглобального потепления, когда число видов моллюсков за счет мигрантов достигло 160 (против 21-47 форм в холодном отрезке среднего миоцена). Важное значение при формировании *бореального* типа фауны имел перепад температур морских вод вблизи границы эоцена и олигоцена (похолодание), к которой приурочено образование психросферы в океане и появление криосферы в высоких широтах. С олигоцена на фоне тренда общего похолодания состав сообществ моллюсков постепенно менялся на видовом уровне. Специфика изменения палеоценозов здесь заключается в уменьшении во времени процента вымерших видов и параллельном увеличении процента ныне живущих форм (в миоцене – от 10 % к 40-50 %, в плиоцене – от 60-65 % до 96 %). До начала плиоцена бореальные сообщества складывались в условиях полузамкнутого бассейна Северной Пацифики (при отсутствии водообмена с Арктическим океаном). Окончательное «оформление» бореальной фауны произошло в конце плиоцена – квартере.

Работа выполнена при поддержке проекта № 09-05-00015 Российского фонда фундаментальных исследований и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Р.В. Горюнова (ПИН РАН)

ДИНАМИКА ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ МШАНОК ОТРЯДА RHABDOMESIDA В КАРБОНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мшанки отряда Rhabdomesida существовали со среднего ордовика до конца пермского периода. В морфологическом отношении они представляют собой своеобразную, высокоинтегрированную группу мшанок с богато развитым полиморфизмом. Тонковетвистые колонии рабдомезид характеризуются спиральным планом строения. Все структурные элементы внешнего и внутреннего строения колоний этих мшанок, свидетельствующие об их модульной организации, строго закономерны и в высшей степени упорядочены.

Изучена морфология, на основе которой ревизован систематический состав мшанок отряда Rhabdomesida, происходящих из каменноугольных отложений Восточно-Европейской платформы, и уточнено их стратиграфическое распространение. Проведен анализ изменения разнообразия рабдомезид по горизонтам, начиная с тульского горизонта верхнего визе нижнего карбона до добрянтинского горизонта гжельского яруса верхнего карбона.

Динамика разнообразия этих мшанок прослежена с момента их миграции в каменноугольный бассейн Восточно-Европейской платформы в период очередной трансгрессии моря в тульское время позднего визе и до конца позднего карбона.

В биогеоценозах карбона этого региона рабдомезиды по обилию и разнообразию уступают лишь мшанкам отряда Fenestellida. Отряд Rhabdomesida объединяет 24 рода и около 70 видов. Следует заметить, что развитие рабдомезид протекало в условиях формирования отложений фации «переслаивания», к глинистой разности которой эти мшанки, как правило, приурочены. Следовательно, адаптация рабдомезид была направлена на приобретение приспособлений для жизни на мягком илистом грунте, а не на жестком субстрате, наиболее благоприятном для прикрепления личинок.

В эволюции рабдомезид четко прослеживается положительная динамика разнообразия. Она выражается тенденцией к увеличению числа родов от трех (*Mysticella*, *Hexites* и *Proascopora*) в тульское время позднего визе до 14 (*Medvedkella*, *Primorella*, *Shishoviclema*, *Pseudorhabdomeson*, *Muromipora*, *Ascoporella*, *Ascoporites*, *Alekseevites*, *Ascopora*, *Tetrassella*, *Pavelites*, *Rusavkinopora*, *Streblascopora*, *Antonoclema*) в добрянтинское время гжельского века.

Высокий уровень родообразования пришелся на ранний карбон (позднее визе-серпухов). В это время существовало девять родов: *Hexites*, *Proascopora*, *Heloclema*, *Antonoclema*, *Mysticella*, *Shishoviclema*, *Mediapora*, *Rhabdomeson* и *Pseudorhabdomeson*, из них первые шесть родов появились в морском бассейне этого региона, а последние три рода мигрировали во время трансгрессивных циклов. Обновление и усложнение морфологии сопровождалось развитием полиморфизма, выраженного формированием осевых зооэциев и акантозооэциев, функционально направленных на повышение устойчивости колоний на мягком грунте и защиту колоний от заиливания мелкодисперсными частицами осадка.

В течение среднего карбона число родов возросло до 13. Произошла вспышка родообразования, вновь появилось восемь родов (*Ascopora*, *Pavelites*, *Tetrassella*, *Orletsella*, *Alekseevites*, *Muromipora*, *Artchedella*), а шесть родов мигрировали из других акваторий (*Primorella*, *Nematopora*, *Mysticella*, *Rhombopora*, *Pseudorhabdomeson* и *Streblascopora*). Интегрирующую роль в колониях рабдомезид продолжали играть осевые зооэциии.

В позднем карбоне число родов хотя и увеличилось до 14, но формообразование существенно замедлилось. Возникло лишь два новых рода – *Ascoporella* и *Rusavkinopora*. Большинство же родов продолжало существовать и в позднем карбоне.

Динамика видового разнообразия рабдомезид существенно отличается от родового, хотя она также имеет положительную направленность: 17 видов появилось в раннем карбоне, 20 видов в среднем и 29 в позднем карбоне. Видовой состав характеризуется высоким эндемизмом. Отличительная особенность динамики видового разнообразия состоит в том, что в течение веков и более мелких временных интервалов, соответствующих горизонтам, она носит циклический характер. На каждой из границ происходит практически полная смена видового состава, однако, общая тенденция к разнообразию видов к концу каждого века и концу каменноугольного периода сохраняется.

Положительная динамика разнообразия рабдомезид в течение карбона Восточно-Европейской платформы контролировалась нестабильностью условий развития

морского бассейна этого региона, обусловленной сменой трансгрессивных фаз, способствующих новообразованию и процветанию мшанок, регрессивными фазами, вызванными эвстатическими колебаниями Мирового океана, ведущими к вымиранию видов и, в меньшей степени, родов этой группы мшанок.

Адаптивная специализация рабдомезид шла путем полимеризации, выраженным увеличением числа гомологичных и функционально равнозначных структур колоний, направленных на усиление или интенсификацию их функций. По принципу полимеризации развивались осевые зооэции (Оз), приуроченные к центру ветвистых колоний, что выражалось в увеличении числа осевых зооэциев от одного у наиболее древних родов в раннем карбоне до пучка, объединяющего 30-100 Оз, у родов в позднем карбоне. Этот процесс сопровождался дифференциацией формы, размеров и усложнением комбинации Оз в области пучка. Очевидно, полимеризация Оз способствовала, с одной стороны, увеличению диаметра колоний рабдомезид, повышая их устойчивость на мягких илистых грунтах. С другой стороны, в таких колониях параллельно протекающая полимеризация питающих зооидов повышала эффективность питания этой группы мшанок.

Сложная морфология и высокая интеграция практически всех родов мшанок отряда Rhabdomesida, возникших в течение карбона в морском бассейне Восточно-Европейской платформы, просуществовавших до конца ранней перми и расселившихся глобально, положительно влияли на устойчивость этой группы мшанок в разных биогеоценозах.

О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгин (ИНГГ СО РАН)

КРИЗИСЫ ЮРСКОЙ АРКТИЧЕСКОЙ БИОТЫ (ДАННЫЕ ПО МОЛЛЮСКАМ) И ИХ СОПРЯЖЕННОСТЬ С ГРАНИЦАМИ ОБЩИХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Постепенное нарастание разнообразия морских арктических моллюсков в течение юры периодически прерывалось относительно быстрыми перестройками их ассоциаций, связанными с резким сокращением таксономического разнообразия и упрощением структуры сообществ бентоса. Такие перестройки мы рассматриваем как кризисные. В арктических палеобассейнах зафиксированы два наиболее заметных юрских кризиса – начально-тоарский и начально-байосский (Nikitenko, Shurygin, 1994; Шурыгин и др., 2000; Меледина и др., 2005; Захаров и др., 2006 и др.). Оба кризиса существенно сказались на перестройке таксономической структуры ассоциаций арктических аммонитов, белемнитов, двустворок, а также микрофауны и микрофитофоссилий.

Установлено, что динамика таксономического разнообразия на кризисном и послекризисном этапах раннетоарского и раннебайосского интервалов существенно различна. Так, в начале тоара за относительно короткое время происходит резкое сокращение разнообразия двустворчатых моллюсков без появления новых таксонов, упрощается структура сообществ. В начале байоса наблюдается волнообразное падение разнообразия с появлением новых таксонов, структура сообществ упрощается со сменой доминирующих в них групп. Эти кризисы были определены как кризисы первого (раннетоарский) и второго (раннебайосский) типов (Шурыгин, Никитенко, 2005; и др.). Механизм инициации этих кризисов различен.

Кризисы первого типа обусловлены причинами глобального характера (эвстатическое падение – смена системы циркуляции вод – возрастание климатического влияния континентов – нарастание сезонной контрастности температур – похолодание, а

затем эвстатический подъем – глобальное потепление климата – широкое развитие стагнационных обстановок). При этом экотонные зоны на западе и востоке Арктического бассейна функционируют сходным образом, ограничивая проникновение иммигрантов температурными барьерами.

Кризис второго типа инициирован локальной палеогеографической (или тектонической) перестройкой, но в критической западной экотонной зоне Арктики. Закрытие в аалене–начале байоса «коридора Викинг» привело к ограничению поступления в Арктику вод Палеоатлантики, смене системы циркуляции вод, похолоданию, смене направления эмиграций и иммиграций и относительно быстрой перестройке сообществ (Шурыгин, Никитенко, 2008). В то же время восточная экотонная зона функционировала в обычном для юры режиме.

Временной диапазон кризисного состояния ассоциаций моллюсков в обоих случаях приблизительно сходен – одна-две фазы. Границы кризисных этапов фиксируются в разрезах близ границ как общих (ярусы), так и региональных (горизонты) подразделений, но не совпадают с ними строго. В обоих случаях границы ярусов (плинсбах/тоар, аален/байос) и горизонтов (шараповский/китербютский, вымский/леонтьевский) как будто бы попадают в кризисный интервал, однако смена горизонтов, фиксирующая смену режимов седиментации в бассейне, приходится на разные фазы кризисов. В первом случае существенные седиментационные перестройки несколько опережают региональный биотический кризис, во втором – отстают от него.

Обсуждаемые интервалы биотических кризисов прослежены во многих регионах, в том числе и за пределами Арктики, и могут рассматриваться как реперные. Латеральная протяженность реперных «кризисных» интервалов довольно различна, а, следовательно, неодинакова и возможность использования их для межрегиональной корреляции. Раннетоарский кризис хорошо фиксируется в западно-европейских разрезах, ярко выражен в арктических разрезах, прослеживается в ряде тетических регионов (например, в Южной Америке и на Кавказе). Во многих районах (Северо-Западная Европа, Андский бассейн в Южной Америке) вымирание затронуло, главным образом, двустворчатых моллюсков (Little, Benton, 1995; Little, 1996; Aberhan, Fursich, 1996). На Кавказе на плинсбах-тоарском рубеже в основном пострадали брахиоподы и фораминиферы (Рубан, 2007). В Арктике отмечено резкое падение разнообразия у двустворчатых моллюсков: на этом рубеже фиксируется значительная смена их видового и родового состава. У арктических аммонитов после плинсбах-тоарского рубежа полностью сменился таксономический состав. В конце кризисного этапа в сообществах арктических моллюсков появились белемниты, бурный расцвет которых приходится на послекризисное время. Необходимо отметить, что кризисное событие на рубеже плинсбаха и тоара в силу его широкой территориальной известности, по мнению некоторых ученых, попадает в категорию «массовых вымираний». Вместе с тем существует мнение и о фантомности его проявления на данном рубеже (Алексеев, 1999).

Раннебайосский кризис и широко распространенные на этом уровне специфические литофации хорошо прослеживаются в районах Бореально-Атлантической и Арктической областей, приближенных к критической экотонной зоне (север Великобритании, Северное море, Баренцево море, Северная Сибирь, Приверхоянье). В Арктике он представлял собой довольно растянутое во времени событие, корнями уходящее еще в поздний аален, когда началось постепенное вымирание основных филолиний аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков. В раннем байосе сообщества головоногих моллюсков практически не обновлялись, скудное таксономическое разнообразие формировалось, главным образом, за счет доживающих филолиний (белемниты) или редких таксонов-пришельцев (аммониты). В это время значительно упростилась структура сообществ двустворок, произошла смена доминирующих групп. В районах, сбли-

женных с восточным экотонном (Арктическая Канада, Северная Аляска и т.п.), этот реперный интервал не выражен (Шурыгин, Никитенко, 2005). В течение ранней и средней юры экотонная зона на востоке постоянно поставляла иммигрантов в арктическую биоту и влияла как фильтр, пропускная способность которого варьировала в зависимости от флуктуаций температур (температурный барьер) и Т-Р событий.

Абиотические факторы, инициировавшие кризисы биоты, существенно меняли и режим седиментации в сибирских бассейнах, что отражено в смене региональных горизонтов юры, определяемых спецификой этапов седиментации. Однако перестройки биоты и смены режима седиментации не были строго сопряжены.

Можно считать, что корреляционный потенциал реперных «кризисных» интервалов в значительной мере определяется механизмом его инициации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00136) и по программам 15 и 17 РАН.

Н.Г. Изох, Е.А. Ёлкин (ИГНН СО РАН)

БИОРАЗНООБРАЗИЕ КОНОДОНТОВ В РАЗРЕЗЕ НИЖНЕГО ДЕВОНА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ЗИНЗИЛЬБАН, УЗБЕКИСТАН)

Рубеж пражского и эмского ярусов является важным в развитии девонских конодонтов. В этом интервале появляется род *Polygnathus*, наиболее значимый для девона, а также и для эмского яруса. Динамику разнообразия на начальном этапе развития полигнатид можно проследить на материале из разреза Зинзильбан нижнего девона Зеравшанского хребта (Китабский государственный геологический заповедник), в котором установлен стратотип границы (GSSP) эмского яруса (Yolkin et al., 1997) по первому появлению *Po. kitabicus*.

В изученном разрезе нижнего девона установлено Зинзильбанское событие, которое коррелируется с началом эвстатического поднятия уровня моря на рубеже пражского и эмского ярусов (Ёлкин и др., 1993). Литологически это событие выражено резкой сменой мелководного карбонатного комплекса мадмонской свиты слоистыми, тонко-зернистыми, темными известняками зинзильбанских слоев ходжакурганской свиты. Анализ распространения конодонтов по разрезу показал, что появление первых полигнатид – *Po. pireneae* и *Po. sokolovi*, приурочено к верхней части массивных известняков мадмонской свиты (зона *pireneae*). Этот уровень отвечает первой радиации полигнатидных конодонтов, когда были заложены основные морфологические тренды, что отразилось на биоразнообразии полигнатид в эмсе и привело к формированию трех эволюционных линий.

В изученном разрезе установлены конодонты – *Po. pireneae* Boersma, *Po. kitabicus* Yolkin, Weddige, Izokh et Erina, *Po. excavatus* Klapper et Johnson, *Po. nothoperbonus* Mawson, *Po. sokolovi* Yolkin, Weddige, Izokh et Erina, *Po. hindei* Mashkova et Apekina, *Po. tamarae* Apekina, *Po. pannonicus* Mashkova et Apekina, *Po. foveolatus* Philip & Jackson и *Po. dehiscens* Philip et Jackson. Большинство перечисленных видов имеют большую изменчивость и представлены многочисленными экземплярами, которые могут рассматриваться как местные популяции. Такие популяции характеризуют, по крайней мере, три последовательных линии развития соответственно основным вариациям морфоструктуры видов: (1) основная – *Po. trilinearis*, *Po. pireneae*, *Po. kitabicus*, *Po. excavatus*, *Po. nothoperbonus* со всеми ясно выраженными признаками; (2) боковая – *Po. sokolovi*, *Po. hindei*, *Po. tamarae* с хорошо выраженными многими признаками; и (3)

крайняя позиция в боковой ветви изменчивости – *Po. pannonicus*, *Po. foveolatus*, *Po. dehiscens* с ясно выраженными некоторыми диагностическими характеристиками видов.

Значимый рубеж в развитии полигнатидных конодонтов связан с появлением *Po. nothoperbonus* Mawson. На этом рубеже происходит следующая радиация полигнатид, с которой связано появление таксонов *Po. mashkovaе* и *Po. laticostatus*, образующих новые линии развития. Морфологические признаки у Ра-элементов претерпевают значительные изменения и выражены в инверсии базальной полости.

Важно также отметить, что изученные полигнатиды показывают отчетливые черты провинциализма. Это касается членов двух линий – *kitabicus* and *pannonicus*. Представители первой линии (*Po. kitabicus*, *Po. excavatus*, *Po. nothoperbonus*) характерны главным образом для бореальных областей. Члены ветви *pannonicus* (*Po. pannonicus*, *Po. foveolatus*, *Po. dehiscens*) распространены широко в Южном полушарии, гондванской области, включая Южный Тянь-Шань. *Po. nothoperbonus* обычно несет киль (Mawson, 1987), тогда как его аналог *Po. dehiscens* имеет другую морфологию и характеризуется образованием желобка вместо кила. Возможно, это свидетельствует о том, что на территории Южного Тянь-Шаня мы имеем смешанную конодонтовую фауну, которая включает гондванские и бореальные элементы.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН по Проекту РАН 15.2 «Эволюция палеозойской бентосной и пелагической биот шельфовых и океанических бассейнов в связи с изменениями геодинамических и палеогеографических обстановок», РФФИ грант №. 08-05-90250-Узб-а.

В.А. Коновалова (Томский ун-т)

РАЗВИТИЕ ПОДСЕМЕЙСТВА CANDONINAE КАК ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Candoninae – это большое подсемейство пресноводных остракод, имеющих широкое географическое и стратиграфическое распространение (Практическое руководство..., 1989; Meisch, 2000). Из неогеновых и плейстоценовых отложений внеледниковой зоны Западной Сибири были описаны виды с различной морфологией раковины, внесенные в состав одного рода этого подсемейства – рода *Candona* Baird, 1845 (Казьмина, 1968; 1975; 1989). Проведенный морфолого-сравнительный анализ раковины и обзор литературных данных позволили уточнить синонимику нескольких видов этого рода, а также проследить динамику разнообразия подсемейства Candoninae в позднем кайнозое Западной Сибири.

В настоящее время по классификационной схеме, принятой для кайнозойских остракод (Практическое руководство..., 1989), в состав подсемейства Candoninae Kaufmann, 1900 включены 16 родов, из них 6 – современные. В классификации К. Мейша (Meisch, 2000) для территории Западной Европы – 9 родов.

Первые единичные представители рода *Candona* Baird, 1845 (*Candona combibo* Lивенталь, *Candona faba* Ливенталь) найдены на территории Западной Сибири в отложениях таволжанской свиты среднего-позднего миоцена (Казьмина, 1975, 1989). Раковины остракод имеют трапециевидную форму с максимальной высотой в задней половине и гладкую поверхность. В составе четвертичных остракод к этому роду автором отнесено уже 7 видов: *Candona candida* Muller, *C. weltneri* Hartwig, *C. angulata* Muller, *C. muelleri* Hartwig, *C. neglecta* Sars и *C. rawsoni* Tressler.

Представители рода *Pseudocandona* Kaufmann, 1900 (*Pseudocandona rostrata* Brady et Norman) отмечены в новостаничной свите позднего миоцена (Казьмина, 1975, 1989). Раковины остракод этого рода короткие (высота превышает $\frac{1}{2}$ длины), реже удлинненно-треугольные с гладкой или ямчатой поверхностью створок. Виды, ранее описанные для территории Западной Сибири как *Candona sarsi* Hartwig, *C. rostarta* Brady et Norman, *C. stagnalis* Sars, по мнению автора, следует отнести к роду *Pseudocandona*. Кроме того, автором в отложениях позднего неоплейстоцена и голоцена встречены еще два представителя этого рода – *Pseudocandona insculpta* (Muller) и *Ps. compressa* (Koch).

Виды, отнесенные автором к роду *Fabaeformiscandona* Kristić, 1972, по данным Т.А. Казьминой (1989), впервые найдены в отложениях, перекрывающих битекейскую свиту раннего плиоцена. Раковины остракод этого рода обычно имеют удлиненную форму и высоту, близкую к $\frac{1}{2}$ длины раковины. Характерным признаком строения раковины данного рода является заднеспинной выступ наружной пластинки левой створки, охватывающий правую. В результате сравнительно-морфологического анализа неоген-четвертичных остракод Западной Сибири автором сделан следующий вывод. Виды, описанные ранее как *Candona rectangulata* Alm, *C. caudata* Kaufmann и *C. fabaeformis* Fischer следует отнести к роду *Fabaeformiscandona*. Вид *Candona rectangulata* Alm переопределен как *Fabaeformiscandona balatonica* Daday. Кроме того, в отложениях позднего неоплейстоцена встречены виды, ранее не описанные для территории Западной Сибири и которые автор также относит к этому роду: *Fabaeformiscandona levanderi* Hirschman, *Fabaeformiscandona hyalina* (Brady et Robertson) и *Fabaeformiscandona holzkampfi* Hartwig.

Появление и развитие подсемейства Candoninae Kaufmann, 1900 на территории Западно-Сибирской равнины осуществлялось на фоне прогрессивного глобального похолодания с периодическими колебаниями климата, а также тектонической активностью, сопровождаемой перестройками рельефа. Большинство современных остракод данного подсемейства относится к голарктическим формам. Неудивительно, что их первое появление на данной территории отмечается в условиях начавшейся аридизации и похолодания конца среднего – начала позднего миоцена, хотя климат все еще оставался достаточно теплым. Относительная тектоническая стабилизация сменяется длительным устойчивым опусканием рассматриваемой территории, которая превращается в низменную аккумулятивную равнину. Появление в позднем миоцене укороченных форм *Pseudocandona* происходит на фоне очередного похолодания и начавшегося увлажнения климата в новостаничное время (5,4–4,9 млн лет назад). Это похолодание имело глобальный характер, что подтверждается данными как другими группами фауны, так и характером океанических осадков (Глобальные и региональные изменения климата..., 2008). Удлиненные формы рода *Fabaeformiscandona* с характерным выступом появляются в конце раннего – начале позднего плиоцена (3,4–3,2 млн лет назад). В это время произошло существенное похолодание климата и, по-видимому, его аридизация, установленные по малакофаунистическим данным, а также начался новый этап тектонической активности (Зыкин, 1991; 2009). Это климатическое событие также фиксируется в морских и континентальных обстановках разных регионов мира резкими изменениями биоты (Глобальные и региональные изменения климата..., 2008).

В течение миоцена и плиоцена на территории Западно-Сибирской равнины существовало 6 видов подсемейства Candoninae Kaufmann, 1900. Граница неогена и плейстоцена за последние десятилетия менялась неоднократно, поэтому проследить изменения в составе подсемейства на данном рубеже – задача будущих исследований.

Климат плейстоценовой эпохи значительно отличается от предыдущих. На фоне общего тренда похолодания четко фиксируются повторные чередования похолоданий и

потеплений климата, обусловленные орбитальными факторами и изменением солнечной активности (Глобальные и региональные изменения климата..., 2008). В плейстоцене изменения таксономического состава рассматриваемого подсемейства происходят только на видовом уровне. В кочковское время (эоплейстоцен) исчезли 3 вида (*Candona faba* Lивентал, *C. nima* Казмина, *C. sulakensis* Madelstam) и появились 4 (*Candona candida* Muller, *C. neglecta* Sars, *C. rawsoni* Tressler, *Pseudocandona sarsi* Hartwig), но их роль в это время оставалась незначительной. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена появляется вид *Fabaeformiscandona fabaeformis* Fischer. Т.А. Казьминой (1989) выделяется краснодубровско-федосовский комплекс, в котором 8 видов данного подсемейства составляют большую часть.

Количественные и качественные изменения состава кандонид произошли в позднем неоплейстоцене и они остались стабильными до голоцена включительно. Начало позднего неоплейстоцена (130-100 тыс. лет назад) характеризуется теплым и гумидным климатом казанцевского (эмского) межледниковья. После него тренд природных условий был направлен в сторону аридизации и похолодания. В отложениях каргинского времени (55-23 тыс. лет назад) обнаружены редкие виды кандонид, неизвестные в более древних отложениях: *C. weltneri* Hartwig, *C. angulata* Muller, *C. muelleri* Hartwig, *Pseudocandona insculpta* (Muller), *Ps. compressa* (Koch), *Fabaeformiscandona levanderi* Hirschman, *Fb. hyalina* (Brady et Robertson) и *Fb. holzkampfi* Hartwig. Состав подсемейства насчитывает уже 17 видов.

Таким образом, изменение на родовом уровне в подсемействе Candoninae Kaufmann, 1900 происходит в периоды наиболее значительных колебаний климата, а изменения видового состава отражают региональные перестройки природной среды.

Л.Ф. Копаевич (МГУ)

ПОЛИТАКСОННЫЕ И ОЛИГОТАКСОННЫЕ ЭТАПЫ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕЛОВЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР (ГЛОБОТРУНКАНИД)

Развитие филогенетически и морфологически обособленной группы планктонных фораминифер (ПФ), начавшееся в раннем мезозое, происходило путем выработки и совершенствования приспособлений к флотации в пелагиали. На протяжении юры и мела развитие ПФ шло по пути биологического прогресса, то есть увеличения систематического разнообразия, широкого географического расселения, многочисленности особей в популяции. Различные приспособления к планктонному образу жизни в процессе эволюции ПФ формировались постепенно. Это способствовало образованию различных морфотипов раковин, осваивавших экологические ниши Мирового океана. В развитии ПФ существовала периодичность, отраженная в чередовании этапов возрастания и спада систематического разнообразия, соответствующих периодам крупных структурных и климатических перестроек в истории Земли. Кроме того, ПФ обладали разными типами жизненной стратегии и отбора.

Среди меловых ПФ могут быть выделены три неравноценные по таксономическому разнообразию группы, которые отличаются друг от друга типом навивания раковины. Из них наиболее интересной группой является группа спирально-конических глоботрунканид. Начиная с мелового периода, при идентификации всех глоботрунканид используются такие морфологические характеристики раковины, как строение раковины и характер навивания камер; положение главного устья; пластинки, прикрывающие устье; присутствие дополнительных устьев и их положение; форма перифериче-

ского края; характер орнаментации. Развитие этой группы началось еще в раннем мелу, интенсифицировалось в альбском веке и активно продолжалось до конца мелового периода, завершившись массовым вымиранием.

Развитие и усложнение морфологии раковин глоботрунканид находилось в неразрывной связи и под существенным влиянием изменений палеоокеанографических обстановок (Caron, 1983; Caron, Homewood, 1983; Горбачик, Копаевич, 1992). Меловая эпоха представляла собой исключительно благоприятный, политаксонный этап в эволюции глоботрунканид, когда возрастала плотность популяций, возникали и быстро развивались новые морфотипы, обладатели которых обитали в самых различных участках водной колонки – от эуфотической зоны до глубин 200–300 м. Эволюционное развитие осуществлялось постепенно от примитивной «глобигериноподобной» формы с простым устьем к килеватым, скульптурированным формам со сложно построенным устьевым аппаратом. Развитие этих признаков способствовало возникновению новых таксономических единиц в соответствии с теорией прерывистого равновесия, когда таксон мог долгое время существовать без изменений, а затем новые признаки быстро формировали совершенно новый морфотип. Этапы политаксонных фаз высокого таксономического разнообразия прерывались относительно кратковременными, но весьма четко выраженными олиготаксонными эпизодами, которые были обусловлены неблагоприятными палеоокеанографическими обстановками – регрессиями, условиями дефицита кислорода, резкими климатическими флуктуациями. В такие периоды стимулировался расцвет примитивных таксонов-космополитов. Одновременно эти же интервалы определялись вымиранием высоко специализированных морфологически «продвинутых» особей.

Политаксонные и олиготаксонные этапы развития биоты отличались также и характером отбора. Политаксонным периодам присущ так называемый *K*-отбор (*K*-selection), а олиготаксонным – *r*-отбор (*r*-selection). *K*-отбор вносит основной вклад в будущее популяции при ее предельной плотности, в то время как *r*-отбор благоприятствует организмам с высокой репродуктивной способностью. Развитию популяций, подверженных *K*-отбору, способствовали стабильные или стабильно меняющиеся условия. При этом возникали плотные популяции с интенсивной конкуренцией между взрослыми особями. Для потомства с таким типом отбора присущи крупные размеры, но оно немногочисленно, так как основные жизненные силы организма направлены на выживание, а не на размножение. В противоположность этому популяции, сформированные *r*-отбором, вынуждены были существовать в нестабильных, непредсказуемо меняющихся условиях. Для них прогнозируются меньшие размеры, многочисленное, быстро созревающее потомство. В такой ситуации затраты жизненных сил организма были направлены на размножение.

Первый значительный эпизод радиации глоботрунканид связан с баррем–аптским интервалом. Таксономическое разнообразие глоботрунканид, достигнув максимума в среднем апте, прерывается его резким сокращением в позднем апте–раннем альбе, как реакция на интенсификацию бескислородных обстановок (ОАЕ 1). Позднеальбский–сеноманский интервал представляет собой типичный политаксонный эпизод, прерванный резким сокращением таксономического разнообразия глоботрунканид на сеноман–туронской границе (олиготаксонный этап). Это событие было обусловлено проявившимся практически глобально интенсивным эпизодом развития бескислородных обстановок (ОАЕ 2).

Быстрое восстановление и формирование нового политаксонного этапа приходится на турон–сантонский интервал, когда развитие шло по пути параллельного развития и приобретения конвергентного сходства в разных филогенетических ветвях. В рамках этого этапа развитие шло по пунктуалистическому сценарию. После кратковременного, олиготаксонного периода на сантон–кампанской границе, связанного с посте-

пенным вымиранием высоко специализированных таксонов с крупной, морфологически сложно построенной раковиной, наступает длительный политаксонный кампан–маастрихтский интервал – время наибольшего расцвета и таксономического разнообразия глоботрунканид во всех филогенетических ветвях. В рамках этого этапа развитие шло по градуалистическому сценарию. Завершается этот благоприятный во всех отношениях этап развития глоботрунканид быстрым и самым масштабным вымиранием в истории всех ПФ на рубеже мела и палеогена.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00283 и 08-05-00588, а также гранта НШ-841.2008.5.

Т.Н. Корень (ВСЕГЕИ)

СОБЫТИЯ ВЫМИРАНИЯ ГРАПТОЛИТОВ: ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ И РОЛЬ В СТАНОВЛЕНИИ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ СИЛУРА

Два детально изученных событийных интервала силура – поздний хирнант–ранний лландовери и поздний венлок–ранний лудлов – характеризуются событиями вымирания и восстановления разнообразия граптолитов, наиболее значительными по масштабам и последствиям в истории развития группы. Первое хорошо известно в литературе как позднеордовикское (позднихирнантское) событие или событие *extraordinarius* (Koren, 1991) массового вымирания всей биоты в шельфовых и пелагических фациях, связанное с резкими гляциоэвстатическими изменениями. Второе, называемое событием С (Urbanek, 1970), «великим кризисом» (Jaeger, 1991), событием массового вымирания *lundgreni* (Koren, 1991) или событием Мульде (Jeppsson, 1997), является избирательным, так как затронуло только пелагическую фауну (граптолиты, конодонты, хитинозоа), что делает особенно трудным выявление стимулировавших его абиотических причин. Оба события можно рассматривать относительно синхронными, так как и в том, и в другом интервале разработана детальная зональность по граптолитам и проведена надежная корреляция. Синхронность события в обширных и географически разобщенных ареалах позволяют считать их глобальными.

Последовательность эволюционных изменений от события массового вымирания до события радиации и восстановления прежнего разнообразия граптолитовых ассоциаций в пределах хирнантско–лландоверийского и венлокско–лудловского интервалов весьма сходная. И это несмотря на то, что группа находилась на разных стадиях эволюционного развития и событиями были затронуты различные морфологические группы.

В качестве примера следует более подробно остановиться на событии массового вымирания *lundgreni* и его эволюционных последствиях на рубеже венлока и лудлова. В последнее десятилетие существенно пополнились представления о таксономии, характере изменения разнообразия ретиолитид в данном интервале в результате детального изучения изолированных из породы экземпляров по разрезам Арктической Канады, Чехии и балтийских регионов Польши, привязанных к последовательным зональным подразделениям (Kozłowska-Davidziuk, Lenz, Storch, 2001; Kozłowska-Davidziuk, 2004; Lenz, Kozłowska-Davidziuk, 2001; 2002; 2006). Суть этого события заключается во внезапном катастрофическом вымирании граптолитов, выраженном в исчезновении практически всех известных морфотипов с последующим замещением в посткризисном интервале фауной с существенно иной морфологией. Продолжительность события оценивается в 0.35 млн лет, но основное вымирание продолжалось около 0.06 млн лет (Mulde Secundo-Secundo Event, Jeppsson 2005). Событие массового внезапного

вымирания lundgreni в равной мере драматически повлияло на разнообразие обеих групп, когда из палеонтологической летописи исчезло приблизительно 95 % общего числа таксонов или 50 видов граптолитов. Выживание каждой из этих групп основано на существовании одного или двух видов в непродолжительном пост-кризисном интервале (нижний гомер, интерзона dubius/nassa). Сравнительный анализ дальнейшего развития монографтид и ретиолитид в среднем и позднем гомере показывает отчетливые различия характера и скоростей последовательного восстановления разнообразия или различные модели морфологических изменений и динамики видового разнообразия в экологически различных таксономических группах.

К возможным абиотическим причинам события вымирания lundgreni можно отнести быстрое снижение уровня моря в сочетании с подъемом уровня или увеличением объема бескислородного слоя, но, тем не менее, это не объясняет того факта, что биота шельфа проходит данный событийный интервал без заметных изменений.

Отчетливые таксономические изменения в составе граптолитовых ассоциаций сделали возможным определение границ общих подразделений силурийской системы на основании биоzonальных граптолитовых маркеров. Для определения границ ярусов в рассматриваемых пограничных интервалах ордовика и силура, нижнего и верхнего силура использованы события, сходные по степени распознавания эволюционных изменений. Граница лландовери (силура) и лудлова (верхнего силура) маркируется событиями резкого увеличения морфологического и таксономического разнообразия, что делает выбранные маркеры хорошо распознаваемыми в разрезах.

О.Л. Коссовая (ВСЕГЕИ)

ОСНОВНЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ – БИОТИЧЕСКИЙ И АБИОТИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ

Работы последних лет позволили выявить комплексный характер экологических кризисов верхнего палеозоя. Среди них особое значение имеет кризис на границе миссисипия и пенсильвания, рассматриваемый как среднекаменноугольное событие, вызванное оледенением в Южном полушарии. Последующее, дотриасовое развитие фаун позднего палеозоя происходит в экосистеме «холодной биосферы».

Смена биоты фиксируется в начале башкирского века в пенсильвании (основание зоны *Declinognathodus noduliferus*) и характеризуется обеднением во многих группах фауны. Согласно имеющимся данным, вблизи границы пенсильвания вымерло 83 % кораллов, 65 % криноидей, 40-50 % фораминифер и 15 % брахиопод. (Nemirovskaya, Nigmatzhanov, 1994). По данным Е.И. Кулагиной (2006) около 70 видов фораминифер вымирает на границе раннего и среднего карбона. Из 130 родов ругоз, известных в раннем карбоне, в пенсильвании продолжают существовать около 30, представленных в большей степени полипровинциальными таксонами. Появляются новые таксоны фораминифер и конодонтов. Эвстатический минимум фиксируется литофациальными и хемотратиграфическими методами и определяется в конкретных разрезах по перерывам в осадконакоплении и изменению изотопного состава. Перерывы установлены в различных регионах, в том числе на Новой Земле, в Тимано-Печорской провинции, на шельфах Баренцева моря, Северном Тимане, Южном Урале и в стратотипе нижней границы пенсильванской подсистемы в Неваде ниже и выше ТГСГ. Появление нового типа фаун происходит различными темпами, но, в целом, посткризисный интервал в начале башкирского века обеднен. Первые ругозы нового облика появляются

ся в верхней части сюранского подъяруса и во всех изученных разрезах кораллы представлены ветвистыми колониями *Pseudolytvophyllum* и *Heintzella*. В скв. 4. Медынской площади серпуховско-башкирская граница совпадает с региональным стратиграфическим перерывом, который охватывает запалтубинский-сюранский интервал. Здесь появление первых ругоз происходит в фациях биогермных построек, рифостроителями в которых являются красные водоросли (*Ungdarella*). Абиотические изменения фиксируются по сдвигам дельты стабильных изотопов углерода и кислорода, установленных в разрезе Аскын и интерпретируются как понижение температуры бассейна, происходившее одновременно с существенной регрессией (Brand, Bruckschen, 2002; Коссовая, 2009).

Значительное обеднение биоты, характерно для песковских отложений мячковского горизонта Московской синеклизы и верхней части волонгской свиты Северного Тимана. Снижение таксономического разнообразия различных групп фауны проходит на фоне многократных регрессий (Кабанов, 2008). Кризису предшествовала радиация массивных колониальных кораллов, формировавших в коробчьево-латеральное время прослеживающиеся пояса биогермов. Сопутствующее широкое развитие фузулинидовых ассоциаций позволяет интерпретировать это время как вспышку разнообразия и радиации хлорозойной биоты, скорее всего связанную с температурным режимом межстадиала. Вымирание массивных колониальных кораллов в конце мячковского века рассматривается как индикатор средне-пенсильванского события. В конце мячковского века зафиксировано резкое падение $\delta^{13}\text{C}$ и тренд к увеличению $\delta^{18}\text{O}$, что интерпретируется как начало длительного похолодания, продолжавшегося в течении касимовского и гжельского веков.

Среднеартинское событие ранней перми связано с вымиранием многих типичных представителей хлорозойной биоты (палеоаплизины, колониальные массивные ругозы, фузулиниды) широко распространенной в мелководных шельфовых фациях в бассейнах Урала, Тимана, Русской платформы в предкризисный интервал с середины ассельского века до первой половины артинского века. Характерна радиация колониальных кораллов и формирование органогенных построек, в которых колониальные ругозы сем. Kleoratinidae и Durhaminidae были каркасообразующими. Событие рассматривается как экологический кризис, завершившийся сменой теплолюбивых фузулинидово-коралловых ассоциаций на губково-остракодово-мшанковые с одиночными мелкими ругозами (циатаксониевая фауна). Минимум значений $\delta^{18}\text{O}$ до -7‰ установлен в конце иргинского времени артинского века. Для этого уровня фиксируется понижение значений углерода. Абиотические изменения интерпретируются как регрессивный максимум на фоне повышения температур бассейна. В нижнепермских отложениях Северного Тимана были проанализированы данные по биогенному карбонату раковин брахиопод из илибейской, нерминской и комичанской свит. Они показали значения $-6,3\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ для образцов из илибейской свиты верхней части тастубского горизонта, $-8,3\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ в начале артинского века и $-7,6\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ на уровне саргинского горизонта с последующим облегчением кислорода. Зафиксирован незначительный положительный скачок $0,6\text{‰}$ ^{18}O в начале саргинского времени свидетельствующий о падении температуры бассейна. В качестве причины можно рассматривать ингрессию холодных вод из океана Панталассы, проявившуюся в осадконакоплении глубоководных спикулитов дивьей свиты, «пачки зеленых мергелей» или их аналогов (Средний Урал, Северный Тиман).

Событие в конце гваделупия (средняя пермь) интерпретировалось как кризис первого порядка (Kossovaya, 1995) или как глобальное мидийско/джульфинское событие (Коссовая, Котляр, 2000; Котляр и др., 2004). Установлено исчезновение колониальных кораллов вблизи кровли чандалазского горизонта средней перми Южного Приморья и смена комплекса ветвистыми примитивными ругозами *Calophylloides kakovitchae* (Pijna). Изменения фиксируются в верхней части чандалазской свиты в разрезе Сенькина Шапка и в Находкинском рифе (Беляева, 1987; Котляр и др., 1987; Kotlyar

et al., 2007). В последнее время событие, названное по наиболее типичному разрезу событием Камура («Kamura event», Isozaki, 2007), выявлено вблизи границы кептенского и вучапинского ярусов в Японии. Аномально высокие значения от 5 до 8 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ установлены в интервале от верхней части зоны Yabeina (фузулиниды) до зоны обеднения фауны; кровля последней совпадает с уровнем массового вымирания (Isozaki et al., 2007). Сокращение разнообразия кораллов в разрезах Южного Приморья происходит ниже границы вучапинского яруса, что приблизительно соответствует нижней границе обедненного интервала («stress interval», Izosaki et al., 2006) Японии.

Детальные палеонтологические исследования и применение хеостратиграфических методов дают возможность дополнить календарь биотических событий позднего палеозоя и сопоставить их с климатическими изменениями и эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 08-05-00155-а.

В.И. Краснов (СНИИГГиМС)

КРИЗИСЫ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Понимание кризисов в геологической науке тесно связано с теорией катастроф, учением, которое возникло еще в древние времена, а в XVII-XVIII веках стало чаще использоваться и с целью восстановления геологической истории. Более активно оно развивалось в XIX веке и уже тогда оказало влияние на совершенствование знаний в области стратиграфии и палеонтологии, в том числе на учение о стратиграфических границах, но это особая тема, заслуживающая специального рассмотрения.

Как же в современной науке формулируется понятие слова «кризис»? Большая советская энциклопедия (1973, с. 425) дает такое толкование: «кризис (от греческого krisis) – решение, поворотный пункт, исход, переломный момент, тяжелое переходное состояние, обострение, опасное неустойчивое положение». Это определение практически полностью согласуется с тем пониманием кризиса, которое употребляется в геологической науке и более всего тогда, когда возникает необходимость восстановить историю геологического развития планеты Земля и ее отдельных регионов.

Тем не менее, возникает чрезвычайно много проблем, связанных с этим понятием, особенно в связи с пониманием эволюционных процессов в геологической истории. Геологической общественности хорошо известны представления, в которых отрицалось значение катастроф в пользу эволюции. Они особенно успешно развивались на основе изучения органического мира (Давиташвили, 1969; Катастрофы, 1985).

Были и исследователи, которые считали катастрофы и, соответственно, связанные с ними кризисы в развитии органического мира и костной материи более значимыми для восстановления истории геологического развития.

Дискуссии о том, что важнее, происходили на протяжении значительного времени. Они продолжались и в середине XX века, особенно в России, где теория катастроф подвергалась серьезной критике (Давиташвили, 1969; Леонов, 1975 и др.).

Анализируя, имеющуюся на сей счет геологическую литературу, необходимо признать, что при всей сложности проблемы об истории развития нашей планеты, постепенное и медленное ее развитие и, в том числе, органического мира есть истина, которая не может ныне подвергаться сомнению. Сюда же следует отнести и те катастрофические процессы, которые происходили на протяжении всей истории геологического развития Земли.

Эти два, казалось противоположных, но очень важных процесса тесно взаимодействуют друг с другом. Они имеют глубочайшие корни, связанные со многими явлениями, главным образом, космического порядка. Более того, нельзя не сделать вывода о том, что кризисы являются непосредственной составной частью развития, в том числе постепенного, поступательного, совершенствующегося, которое принято научным сообществом называть эволюционным, несмотря на не совсем точное порою применение в научной литературе самого понятия слова «эволюция» (Краснов В.И., 2009).

В геологической летописи мы нередко фиксируем геологические события, в которых один комплекс ископаемых организмов резко меняется на другой, но перерыва в осадках вроде бы не наблюдается. Внешне это одни и те же известняки и, тем не менее, окаменелости разные.

Можно ли в этом случае говорить о катастрофе и кризисе. Безусловно можно. Кризис связан, очевидно, с изменениями каких-то физико-географических условий, возможно, климата или солености вод, их теплопроводности, приспособлением к среде обитания, но так или иначе, это, конечно же, связано с космическими явлениями, а все остальное – их следствие.

Среди этих «остальных» особое значение имеют биотические кризисы, которые установлены на границе кембрия и ордовика, когда практически началось вымирание трилобитов и развитие таких групп организмов как замковые брахиоподы. Далее уже в переходной стадии от ордовикского к силурийскому периоду начинают свое развитие кораллы, а в конце силура – рыбы и даже наземные растения. Вот такие биотические кризисы, оказалось, влияют на развитие и совершенствование органического мира. Они тесно связаны с процессами, которые принято в науке называть эволюционными, но может быть, этому явлению есть иное объяснение? В этом отношении немаловажное значение имеют геологические процессы, связанные с трансгрессиями и регрессиями морских и океанических вод. Так уж сложилось в геологической практике, что с трансгрессиями мы связываем постепенное развитие костной материи и органического мира, а с регрессиями – перерывы, и соответственно кризисы, но нельзя ли взглянуть на эту проблему несколько иначе? Ведь наступление трансгрессии морских вод в привычную для жизнедеятельности пресноводных и наземных организмов среду свидетельствует о процессах, ведущих к изменению условий осадконакопления и той самой среды обитания, к которой привыкли пресноводные организмы, к затоплению привычных для них жилищ, уничтожению источников питания. Это ли не катастрофа? Это ли не кризис, который в геологической истории может быть запечатлен без каких-либо видимых следов перерыва в осадконакоплении, но с фиксацией различных осадков с органическим заполнением.

Подобные же выводы можно, очевидно, сделать и в отношении регрессий. Уходят морские и океанические воды, исчезают привычные для морских обитателей условия среды, меняются связи водных бассейнов, пути миграции, соленость, климат, появляются наземные существа, которые приспособляются к новым условиям среды обитания и этот процесс надо относить к явлениям, которые характеризуют полнейшее изменение условий среды осадконакопления и обитания живых существ. Появляются иные осадки, иные обитатели. Эти процессы могут быть связаны, в том числе, с интенсивностью эвстатических колебаний Земной коры, которые, конечно же, зависят от ее внутренних процессов, солености морских и океанических вод, изменений климата, содержания микроэлементов, влияния радиации, падения крупных метеоритов, изменяющих форму рельефа и газовый состав атмосферы, солнечной радиации, характера ультрафиолетового излучения и т.д.

Все это существенно оказывает влияние на изменение осадков, геодинамики, палеогеографии, ландшафтов, то есть среды обитания организмов. Геологической практикой доказаны явления глобальных и локальных кризисов. К примерам зависимо-

сти органического мира от глобальных кризисов можно добавить кризис, связанный с угасанием трилобитов к концу перми, вытеснение их головоногими моллюсками и панцирными рыбами. Этот процесс эволюционный, тем не менее, для трилобитов он является кризисным – трилобиты исчезают навсегда. Вымирание в раннем девоне граптолитов, очевидно, было связано с обмелением морских бассейнов, закрытием путей миграции, изменениями морских течений, температуры вод и др. Говоря о локальных кризисах можно привести примеры, связанные хотя бы с историей геологического развития в девоне Алтае-Саянской области:

- кризис, приуроченный к отсутствию осадконакопления и магматизма в лоховском и пражском веках раннего девона в Горном Алтае и восточной части Алтае-Саянской области;

- кризис, соответствующий позднему эйфелю (Сибирячихинский структурно-фациальный район в Горном Алтае), эйфельскому веку и раннему живету (Онгудайско-Куратинский, Коргонско-Холзунский, Чагано-Узунский и Юстыдский структурно-фациальные районы в Горном Алтае);

- кризис позднего франа-фаменского века (весь Горный Алтай).

Во времена таких кризисов формируются новые ландшафты – равнины нередко со слабым пассивным разрушением осадков, развитием речных долин и даже горных сооружений, что, как правило, связано с периодами сжатия нашей планеты со стороны ее северного и южного полюсов. В приэкваториальной части это ведет к формированию горных сооружений, разломов, горстов, грабенов, сдвигов, активности магматизма. Оказывается, что и локальные кризисы так или иначе связаны с глобальными процессами – тем же сжатием земной коры со стороны полюсов, ведущим к усилению трансгрессии в направлении к экватору и активной геодинамической деятельности в приэкваториальной части к концу сжатия. Растяжение Земной коры к северу и югу от экватора ведет к регрессии, ослаблению в последующем геодинамики и магматизма. И то и другое завершается своеобразными кризисами различной длительности и разного масштаба.

Выводы:

- кризисы в геологической истории и развитии органического мира тесно связаны с процессами эволюции в современном ее понимании; они составляют единый неразрывный процесс геологической истории планеты и ее отдельных регионов;

- глобальные процессы – трансгрессии и регрессии немислимы без кризисов в историческом развитии Земли; вместе они участвуют в формировании облика нашей планеты;

- локальные процессы и кризисы в значительной степени зависят от глобальных процессов, в основе которых – влияние космоса; следует иметь ввиду, что наша планета составляет лишь самую малую микроскопическую его часть;

- естественно все, что происходило и происходит ныне связано с явлениями в космосе; здесь имеются ввиду и процессы развития, непосредственно составной частью которых являются кризисы.

Благодаря стратиграфии и палеонтологии геологическая наука имеет возможность познать многие процессы, происходившие на Земле в далеком прошлом и это необходимо учитывать при изучении геологических разрезов, в которых фиксировано время формирования осадков, геодинамические, палеогеографические особенности осадконакопления и магматизма, трансгрессии и регрессии, химический состав атмосферы, условия формирования осадков и жизнеобеспечения органического мира. Именно поэтому сами по себе такие науки как стратиграфия и палеонтология настолько важны для понимания истории развития планеты и выявления причин концентрации в определенных породах полезных ископаемых, что они не могут ограничиваться лишь описанием состава геологических разрезов и ископаемых организмов. Каждый раз они

должны раскрывать самые существенные проблемы исторического значения и отвечать на вопросы, как и почему произошли те или иные события, запечатленные в осадках и магматических образованиях.

Е.В. Краснов, А.Ю. Романчук
(Российский гос. ун-т, Калининград)

РАЗНООБРАЗИЕ МОЛЛЮСКОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА (ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

История развития Балтийского моря и его малакофаун даже для четвертичного этапа далеко еще не расшифрована. С одной стороны, этот бассейн считается очень молодым – позднечетвертичным (Блажчишин, 1998), но наиболее древние морские двустворчатые моллюски найдены в отложениях лихвинской (миндель-рисской) трансгрессии с арктическими *Portlandia arctica*, сменившиеся бореальными осадками с *Mytilus edulis*. Они известны в Дании, ФРГ, Латвии, России (Калининградской области) и возможно будут обнаружены в других прибалтийских странах. Эти отложения представлены различными морскими фациями и относятся к разным стадиям развития плейстоценового моря, которое имело ингрессионный характер, проникая в долины приморских рек и прибрежные понижения рельефа.

Более подробно изучены морские отложения следующего межледниковья – микулинского. В этот период в Балтийской котловине существовало теплое Эемское море, которое во второй половине этого времени сменил более холодноводный бассейн с *Portlandia*. Во время максимального распространения оно широкими проливами сообщалось с Атлантическим океаном на западе и с Белым морем на севере. Возможно, именно в это время в балтийскую акваторию проникали арктобореальные виды двустворчатых моллюсков (в частности, *Cardiidae*). Осадки этого моря обнаружены во многих местах в Карелии и Финляндии, на Карельском перешейке, северо-западнее Таллинна, в районе Гданьска и дельты р. Висла, на острове Рюген и на территории Дании (Гуделис, 1976).

Мгинская (эемская) трансгрессия произошла в ресс-вюрмскую (микулинскую) эпоху после продолжительного днепровско-московского похолодания климата и существования покровного Скандинавского ледника. Мгинский водоем был наиболее крупным плейстоценовым бассейном. В середине межледниковья уровень моря был близок к современному. По некоторым новым данным морской бассейн в Балтийской котловине продолжал существовать даже в нижнем и среднем вюрме (Блажчишин, 1998).

Историю собственно Балтийского моря принято начинать с момента деградации последнего ледникового покрова и образования системы приледниковых озер (БЛО). С началом межстадиала (12,7 тыс. лет назад) образовалось Южно-Балтийское озеро (Квасов, 1975). В позднечетвертичных осадках получены доказательства проникновения соленых вод в Балтику (Blazhchishin, 1982), что выражается в увеличении содержания бора и повышении минерализации поровых вод. Солоноватоводная фауна и флора в этих условиях в массовом количестве не успевала развиваться, но, тем не менее, продолжала существовать. В.К. Гудялис (1985), предлагал рассматривать эти вторжения вод, как морские фазы.

Уровень БЛО в периоды Биллингенской катастрофы упал на 26 м и сравнялся с уровнем океана (Nilsson, 1970). Через Средне-Шведский пролив в Балтийскую котловину стали вновь медленно проникать морские воды. Лишь через 300 лет они достигли берегов Финляндии. Образовалось Иольдиевое море, которое было солоноватым лишь в Северной Балтике и Финском заливе, а южнее оставалось пресным водоемом.

В связи с изостатическим поднятием Фенноскандии и полным закрытием Средне-Шведского пролива, море постепенно превратилось в Анциловое озеро. Трансгрессия достигла максимума 8200-8400 лет назад, после чего уровень водоема вновь превысил уровень океана (Блажчишин, 1998).

Начальная фаза атлантической (фландрской) трансгрессии в Балтике выделяется как стадия Мастоглоя (по диатомее *Mastogloia*). Признаки этой трансгрессии отмечены в южных районах Балтики, в Эстонии, Швеции и Финляндии. Конец фазы Мастоглоя и начало следующей Литориновой стадии соответствует регрессии, когда уровень моря был на 20 м ниже современного. В течение Литоринового этапа, который охватывает атлантическую и суббореальную фазы, сменилось несколько трансгрессивно-регрессивных циклов. Максимальный уровень Литоринового моря (на 3-4 м выше современного) был достигнут в эпоху климатического оптимума голоцена – около 6 тыс. лет назад. Наибольшее видовое разнообразие моллюсков, характеризующих эту эпоху, установлено по разрезам северной Литвы (Damusyte, 2002). Многочисленные *Cardium (Cerastoderma) edule*, *C. glaucum*, *C. crassum* превосходной сохранности, встреченные совместно с *Macoma calcarea*, *M. baltica*, *Mytilus edulis* и др., судя по ассоциации, обитали в солоноватоводном бассейне (5-10 ‰) на глубине 5-10 м.

Современная субфоссильная фауна балтийских *Bivalvia* (от 4 тыс. лет и до наших дней) по составу видов значительно беднее и представлена на пляжах разрозненными штормовыми танатоценозами с *Mytilus edulis*, *Macoma baltica*, *Mya arenaria*, *Cardium (Cerastoderma) rusticum* (Романчук, 2006, 2007; Краснов и др., 2009), что указывает на ухудшение экологических условий обитания моллюсков по сравнению с предшествующими временами. Массовые выбросы створок *Mytilus edulis* на Зеленоградский пляж, по наблюдениям авторов, происходили в конце января, в весенне-летний период (за исключением июля) и в сентябре 2009 г. Второй по численности вид *Macoma baltica* больше всего представлен в январских, февральских, майских и летних сборах. Третье место по численности занимали створки *Mya arenaria*, которые достигали максимальных значений в мае, июне и августе. *C. rusticum* встречалась значительно реже, но в мае численность створок этого вида достигла максимума. Минимальные количества выбрасываемых на пляж створок пришлось на начало декабря 2008 г. Значительные колебания численности моллюсков связаны, вероятнее всего, с сезонными изменениями температурных условий и гидродинамических характеристик водной среды. По соотношению целых и поврежденных створок оказалось возможным судить об интенсивности волнения моря, а в отдельных случаях и о силе штормов.

C. rusticum L. в пяти пляжевых танатоценозах Калининградского морского побережья представлены створками ювенильных, половозрелых и достигших возраста 5-ти – 6-ти лет. Они заметно различаются не только абсолютными размерами, но и средними значениями коэффициентов удлиненности (α), уплощенности (β) и продолговатости (γ), характерными для отдельных местонахождений. От юных до геронтических форм плавно возрастают коэффициент массы (ω) и высота завитка, а ширина полости раковины то увеличивается, то несколько уменьшается. Во всех исследованных танатоценозах количество ребер варьирует в пределах от 17-ти до 23-х, а их модальное значение – 20 указывает на высокую степень наследуемости этого показателя, как в локальных популяциях, так и в популяционных системах.

ИЗМЕНЕНИЕ ВИДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ ФОРАМИНИФЕР НА ГРАНИЦЕ ВИЗЕЙСКОГО И СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Анализ таксономического разнообразия фораминифер из верхневизейских и серпуховских отложений проведен на материале разрезов Южного Урала. На Урале хронозоне *Endothyranopsis crassa*–*Archaeodiscus gigas* верхневизейского подъяруса соответствуют три фораминиферовые зоны, отвечающие трем региональным горизонтам – алексинскому, михайловскому и веневскому в западном субрегионе и каменскоуральскому, аверинскому и богдановичскому – в восточном субрегионе. В серпуховских отложениях на Урале выделяются: в западном субрегионе – косогорский, протвинский и староуткинский горизонты, в восточном субрегионе – сунтурский, худолазовский и чернышевский горизонты (Стратиграфические..., 1993). Каждый характеризуется фораминиферовым зональным комплексом.

Максимум видового разнообразия фораминифер нижнего карбона приходится на визейский ярус, хронозону *Endothyranopsis crassa*–*Archaeodiscus gigas*, когда общее число видов превышало 120, а количество видов каждой зоны равнялось 90-100. Хронозона делится на три зоны. Зона *Eostaffella proikensis* определяется по появлению вида-индекса, а также *Endothyranopsis crassa*. Для этой фазы характерен расцвет и значительное видовое разнообразие родов *Globoendothyra*, *Omphalotis*, *Endothyranopsis*, *Parastaffella*, часты архедисциды, из которых преобладают представители родов *Paraarchaeodiscus* и *Archaeodiscus*. Зона *Eostaffella ikensis* характеризуется появлением вида-индекса, а также, *Spinothyra pauciseptata*, *Climacammina prisca*, представителей родов *Janischewskina*, *Asteroarchaeodiscus*. Зона *Endothyranopsis sphaerica*–*Eostaffella tenebrosa* определяется по появлению вида-индекса, *Endothyranopsis sphaerica*, *Janischewskina typica*, *Climacammina simplex*, *Howchinia bradyana*.

Изменение комплексов фораминифер на границе визейского и серпуховского ярусов существенно зависит от фаций. В Западно-Уральской структурно-фациальной зоне нижняя граница серпуховского яруса обычно фиксируется по значительному сокращению видового разнообразия и обеднению комплекса (Иванова, 1973; Постоялко и др., 1990). Во многих разрезах она выражена литологически резким увеличением доломитов и обеднением фауны (р. Сиказа, р. Белая). В Центрально-Уральской структурно-фациальной зоне в нижней части серпуховского яруса преобладает обедненная эндоштаффеллово-медиокрисовая биофация фораминифер (разрезы Мурадымово, Кугарчи, Большая Карсакла, Иняк) (Кулагина и др., 2001).

Иная картина наблюдается в восточном субрегионе, в Магнитогорской зоне, где в разрезах кизильской свиты многие верхневизейские таксоны присутствуют в серпуховских отложениях (Иванова и др., 1972; Иванова, 1973; Плюснина, Иванова, 1983; Кулагина, Гибшман, 2002; Степанова, Кучева, 2006; 2009). Из 125 видов, встреченных в верхневизейских отложениях, соответствующих хронозоне *Endothyranopsis crassa* – *Archaeodiscus gigas*, более 60 видов отсутствуют в серпуховских отложениях. В последних значительно сокращается видовое разнообразие эндотирид, возрастает число видов инкрустирующих форм фораминифер, эоштаффеллид и лазиодискацей. В общей сложности здесь появилось около 50 новых таксонов.

В серпуховском ярусе Общей шкалы выделяются следующие зоны, которые также установлены на Южном Урале (Кулагина, Гибшман, 2002; 2005).

Зона *Neoarchaeodiscus postrugosus* характеризуется снижением таксономического разнообразия фораминифер с 90 до 70 по сравнению с подстилающими отложениями. Нижняя граница зоны определяется по появлению зональных видов, а также по исчез-

новению многих верхневизейских видов. Из вновь появившихся в этой зоне около десяти таксонов, наиболее важными являются *Planoendothyra aljutovica*, *Janischewskina delicata*, *Haplophragmina beschevensis*, *Eostaffella mirifica*, *Eostaffellina decurta*, *Eolasiiodiscus donbassicus*, *Monotaxinoides subplanus*. На восточном склоне Урала выделяется субрегиональная зона *Eolasiiodiscus donbassicus*, нижняя граница которой может быть установлена также и по появлению *N. postrugosus* и *J. delicata*. Поэтому вид *J. delicata* предложен в качестве дополнительного вида-индекса (Кулагина, Гибшман, 2002; Степанова, Кучева, 2009).

Зона *Eostaffellina paraprotvae* характеризуется максимальным обновлением комплекса фораминифер серпуховского яруса. В ней появляется более 20 новых таксонов, хотя видовое разнообразие не намного отличается от такового предыдущей зоны, составляя около 75 видов. Нижняя граница зоны определяется по появлению вида-индекса, а также *Bradyina* ex gr. *cribrostomata*, *Eostaffellina actiosa*, *E. shartimiensis*, *Pseudoendothyra kremenskensis*, *Globivalvulina* ex gr. *granulosa*. В разрезе Верхняя Кардаилловка в этой зоне встречен один экземпляр *Plectostaffella primitiva*.

Зона *Monotaxinoides transitorius* определяется, в основном, по значительному сокращению численности и видового разнообразия визейских видов и появлением новых видов рода *Monotaxinoides*. В этой зоне появляются *Eostaffella amabilis*, *E.* ex gr. *postmosquensis*, *Globivalvulina bulloides*. В разрезе по р. Худолаз отмечается появление *Plectostaffella tenuissima*, *Pl. varvariensisiformis*, *Pl. evolutiva* (Степанова, Кучева, 2009). Специализированные визейские виды – *Eostaffella ikensis*, *Omphalotis omphalota*, *Globoendothyra* sp., *Rugosoarchaediscus celsus* встречаются редко. Видовое разнообразие фораминифер данной зоны ниже, чем в предыдущих зонах, число видов уменьшается от 70 – в нижней части зоны, до 50 видов к ее кровле.

Таким образом, на границе визейского и серпуховского веков отмечается снижение видового разнообразия фораминифер, которое сохраняется примерно на одном уровне в течение первой половины серпуховского века и заметно сокращается к его концу.

Н.Б. Лаврова (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск),
В.В. Колька, О.П. Корсакова (ГИ КНЦ РАН)

ПЫЛЬЦА КАК ИНДИКАТОР МИГРАЦИИ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ БЕЛОГО МОРЯ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Донные отложения в котловинах малых озер, расположенных в пределах Карельского берега Белого моря, изучались с целью выявления локальных особенностей трансгрессивно-регрессивной деятельности моря, проявившейся на протяжении голоцена вследствие гляциоизостатически обусловленной миграции береговой линии. Район исследования расположен в пределах Карельского берега Белого моря. Исходным материалом для исследований послужили керны колонок донных отложений, вскрытых в котловинах малых озер. Это – безымянное озеро (N 65°47'26"; E 34°12'49") с абсолютной отметкой уреза воды 57,3 м над уровнем моря и озеро Рыбное (N 65°51'12"; E 34°42'07"), расположенное на высоте 5,7 м над уровнем моря.

Разрез осадков, вскрытых в котловине безымянного озера, расположенного на высоте 57,3 м над уровнем моря, представлен отложениями общей мощностью 4 м. Изученная последовательность осадков начинается песком с единичными зёрнами гравия, который постепенно сменяется вверх по разрезу алевритом. Выше по разрезу

количество органики увеличивается, и на глубине 7,08-7,03 метра количество органики и алеврита в породе становится одинаковым. На алеврите залегают гиттия. По литологическим признакам, нижние пески и алевриты накапливались в условиях морской седиментации, коричневая гиттия с прослойками алеврита представляет собой зону, переходную от морских условий к пресноводным, и верхняя часть гиттии – это озерные осадки. В котловине оз. Рыбное, расположенного на высоте 5,7 м над уровнем моря, мощность пробуренных осадков составила 3 м. Весь разрез представлен гиттией, неяснослоистой, слоистой, содержащей обломки раковин моллюсков, песок, зерна гравия, в самой верхней части – разжиженной. По литологическим признакам переходная зона от морских условий седиментации к озерным находится в самой верхней части разреза.

Экологические условия побережья очень динамичны, они определяются такими факторами как приливно-отливная деятельность моря, величина и характер засоления и др. В условиях засоления на побережье обитают растения-галофиты, некоторые гликофиты, устойчивые к экстремальным условиям прибрежной зоны. Растительность и флора засоленных экотопов западного побережья Белого моря весьма разнообразна. Отметим большую роль видов семейств Роасеае, Сурегасеае, среди которых встречаются облигатные, факультативные галофиты и гликофиты (Заславская, 2007; Раменская, 1983). Примечательны виды растений, произрастающие в зоне, ежедневно затопляемой приливом – *Tripolium vulgare*, *Salicornia herbaceae*, *Plantago maritima*. Колебания уровня моря обуславливают изменения растительных ценозов, что естественно находит отражение в спорово-пыльцевых спектрах. В составе палинозон, выделенных в морских отложениях, весьма значима роль пыльцы Роасеае и Сурегасеае, постоянно встречается пыльца *Atriplex nudicalis*, *Salicornia herbaceae*, *Plantago*, а также пыльца, по своим морфологическим особенностям принадлежащая типу *Aster*. Этот тип включает пыльцу видов из родов *Aster*, *Solidago*, *Bellis*, *Erigeron*, но с остальным комплексом пыльцы и спор по экологии и по географическому распространению наиболее совместим только один вид – *Tripolium vulgare*.

В переходном слое как одного, так и другого разреза донных отложений, происходит значительное увеличение количества пыльцы Роасеае и Сурегасеае, исчезает пыльца *Atriplex nudicalis*, *Salicornia herbaceae*, выклиниваются кривые пыльцы типа *Aster* и *Plantago*. Выше переходных слоев, выделенных по литологическим признакам, появляется пыльца водных и прибрежно-водных растений.

Сценарий событий, по всей вероятности, таков: регрессия моря сопровождается появлением новых местообитаний с засоленными почвами, на которых обильно расселяются облигатные и факультативные виды из семейств Роасеае и Сурегасеае, образуя так называемые приморские луга, что обуславливает увеличение доли пыльцы этих таксонов в спорово-пыльцевых спектрах. По мере отступления моря и удаления полосы с засоленными субстратами от мест наших исследований, количество пыльцы Роасеае и Сурегасеае вновь уменьшается. Вслед за отступающим морем следуют облигатные галофиты рода *Plantago* и *Tripolium vulgare*, а также галофиты из семейства Chenopodiaceae (*Salicornia herbaceae*, *Atriplex nudicalis*) – пыльца этих растений постепенно исчезает из спектров. Спустя некоторое время, по мере опреснения водоема, появляется водная и прибрежно-водная растительность пресных водоемов, флористический состав ее довольно беден, что, вероятно, определяется северным положением разрезов.

Установлено, что пыльцевыми индикаторами изменения уровня водоема является значительное повышение роли пыльцы Роасеае и Сурегасеае. Пики их пыльцы, наряду с выклиниванием кривых пыльцы *Aster*-type и *Plantago*, *Salicornia herbaceae*, *Atriplex nudicalis* продуцируемых облигатными галофитами, произрастающими в литоральной зоне, фиксируют отделение водоема от морского бассейна. Полная изоляция

водоема, оказавшегося уже вне зоны штормового заплеска, определяется по появлению пыльцы разнообразных водных и прибрежно-водных видов, характерных для пресных водоемов. По данным спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализа донных отложений оз. Рыбное, регрессия моря произошла около 1300 лет назад, а безымянное озеро освободилось от влияния моря приблизительно в бореальное время.

В.Ю. Лукин (ИГ Коми НЦ УрО РАН)

ТАБУЛЯТЫ НА ГРАНИЦЕ ЛЛАНДОВЕРИ И ВЕНЛОКА В ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

Уровень региональной границы между лландовери и венлоком соответствует контакту маршрутнинского и войвывского горизонтов (Безносова, Лукин, 2009). Граница лландовери и венлока хорошо распознается палеонтологически и рассматривается как важный событийный рубеж в эволюции бентосных организмов и экосистем (Безносова, Мянник, 2005).

Лландоверийский возраст маршрутнинского горизонта, в новейшем понимании, определяется, преимущественно, по интервалу распространения конодонтов рода *Apsidognathus* и комплекса брахиопод, а также появления ветвистых табулят. Табуляты и брахиоподы маршрутнинского и войвывского горизонтов четко различаются по таксономическому составу сообществ, а также их специфической морфологической и экологической направленностью. Прослеженные закономерности расселения фауны отражают их приуроченность к определенным фаціальным зонам бассейна (Безносова, 2006; 2008; Лукин, 2007).

Маршрутнинский и войвывский горизонты различаются по условиям осадконакопления. Низы маршрутнинского горизонта слагают массивные известняки, сформировавшиеся на трансгрессивной стадии развития Тимано-Североуральского морского бассейна. Строение верхней части горизонта отражает регрессивный характер отложений – чередование тонкослоистых водорослевых известняков с трещинами усыхания и строматопоратовых биостромов, с маломощными прослоями биотурбированных, брахиоподовых, остракодовых и гастроподовых известняков. Верхи разреза слагают крайне мелководные отложения верхней литорали и супралиторали с обилием поверхностей перерывов, прослоев и линз известняков, содержащих мелкие галечки и знаки волновой ряби.

Войвывский горизонт слагают более глубоководные, преимущественно сублиторальные отложения, заключающие кораллово-строматопоратовые прослои, ракушняки с брахиоподами. Выше по разрезу наблюдается чередование прослоев строматопоратовых, комковатых иловых известняков с брахиоподами и мелкими гальками, с остатками двустворок, остракод, кораллов, наблюдаются поверхности перерывов.

В маршрутнинское время трансгрессия морского бассейна создала благоприятные условия для более широкого расселения бентоса по сравнению с началом силура. Родовое разнообразие табулят не претерпело существенных изменений, но количество видов увеличилось за счет представителей родов *Favosites*. В это время в бассейне на рассматриваемой территории были широко распространены представители родов *Multisolenia*, *Mesofavosites*, *Favosites*, реже встречались *Subalveolites* и некоторые виды аулопорид.

В венлоке, по сравнению с лландовери, родовое разнообразие увеличилось за счет появления представителей родов *Laceripora*, *Mesosolenia*, *Syringopora* и первых пахипорид – *Parastriatopora*. Реликтовыми стали представители рода *Mesofavosites*. К концу раннего силура фаунистический состав табулят качественно изменился, стал бо-

лее разнообразным. Появление родов, широко распространенных в Балтийском палеобассейне, свидетельствует об открытии новых путей миграции для табулят Тимано-Североуральского бассейна. В венлокском веке на мелководных участках широко развивались кораллово-строматопоратово-водорослевые биостромы и небольшие биогермы. В постройках биогермов активно участвовали представители родов *Multisolenia*, *Favosites*, реликтовые формы *Catenipora* (*Catenipora panga* Klaam.) и появившиеся в это время первые в регионе синрингопориды – *Syringopora borealis* Tchern.

Т.М. Мавринская (ИГ УНЦ РАН, Уфа)

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ВЫЯВЛЕНИЯ СОБЫТИЙНЫХ ГРАНИЦ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА И СИЛУРА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

На западном склоне Южного Урала ордовикские и силурийские отложения наиболее распространены в пределах западного крыла Зилаирского мегасиклиория (Западно-Зилаирской зоны), где представлены практически полной последовательностью, начиная с карадокского яруса верхнего ордовика. Они расчленены на ряд свит. В основании последовательности выделена набиуллинская свита, которая разделена на две подсвиты – песчанисто-доломитовую тирляно-кагинскую (O_3) и карбонатно-глинистую южно-байназаровскую (S_1 1₁₋₂). Вышележащая узянская свита расчленена на две толщи: нижнюю (S_1 1₃), представленную черными битуминозными карбонатно-глинистыми породами и верхнюю (S_1 w), представляющую собой мощную толщу глинистых сланцев. Карбонатной серменевской свитой (S_2) заканчивается разрез силура (Якупов и др., 2002).

На основе изучения конодонтовой фауны и литологических особенностей ордовикско-силурийской последовательности западного склона Южного Урала установлены, с долей условности, три событийных уровня.

Первый прослеживается по изменениям конодонтовых сообществ, выделенных из пород тирляно-кагинской толщи набиуллинской свиты. Наиболее отчетливо эти изменения проявлены в разрезе у д. Набиуллино. В нижней части разреза выделены глубоководные комплексы, представленные ассоциацией *Amorphognathus–Eoplacognathus*. В верхней присутствуют мелководные комплексы *Aphelognathus–Plectodina*. Отмечается сокращение количества и разнообразия таксонов в комплексах вверх по разрезу, вплоть до полного их исчезновения. Литологические изменения выражены в присутствии в верхней части разреза линз оолитовых известняков, являющихся показателем мелководья, что, по-видимому, свидетельствует о резком обмелении морского бассейна в ашгиллское время.

Второй событийный уровень фиксируется в основании южно-байназаровской толщи набиуллинской свиты. На этом уровне отмечаются постепенные изменения вещественного состава пород верхней толщи. Уменьшается размерность терригенной примеси в карбонатных породах, светлоокрашенные песчанистые доломиты сменяются темными битуминозными алевритистыми и глинистыми известняками, появляются прослой черных углисто-глинистых сланцев с многочисленными ранне-, среднелландо-верийскими граптолитами (Якупов и др., 2002). Конодонтовая фауна, встречаемая в этих отложениях, представлена крайне бедными комплексами, состоящими из редких, преимущественно кониформных таксонов. Можно предположить, что пограничный интервал тирляно-кагинской и южно-байназаровской толщ соответствует началу нового трансгрессивного этапа и установлением бескислородных обстановок (Использование событийно-стратиграфических уровней..., 2000).

Третий уровень наиболее выражен. Он проявляется на границе нижней (верхнелландоверийской) и верхней (венлокской) толщ узьянской свиты.

Отложения нижней толщи узьянской свиты устойчиво прослеживаются во многих силурийских разрезах. Они представлены битуминозными плитчатыми темно-серыми известковыми алевролитами с прослоями углисто-глинистых сланцев и известковистых сланцев. Мощность толщи не более 35-40 м. Часто присутствуют прослои органиогенных известняков переполненные разнообразной бентосной фауной. Конодонты многочисленные, таксономически разнообразны и представлены родами: *Apsidognathus*, *Aspelundia*, *Distomodus*, *Pterospathodus*, *Astropentagnathus*.

В венлокское время карбонатонакопление полностью сменилось накоплением глинистых осадков в условиях хорошо аэрируемого открытого глубоководного бассейна (Краузе, Маслов, 1961). Верхняя толща узьянской свиты представлена зеленовато-серыми глинистыми сланцами, мощность которых достигает 300-400 м. Она характеризуется крайне бедной фаунистической наполненностью. Лишь в единичных тонких прослоях известковистых алевролитов встречается детрит бентосной фауны. Полностью исчезают верхнелландоверийские конодонты. Присутствуют лишь единичные элементы преимущественно одного вида: *Ozarkodina excavata excavata* (Branson et Mehl). На этом уровне во многих регионах мира распознается Иревикенское событие массового вымирания конодонтов (Зональная стратиграфия..., 2006).

Все изложенные выводы являются предварительными. Для более достоверной картины особенностей осадкообразования в Южно-Уральском палеобассейне в ордовикское и силурийское время необходимо провести комплексные исследования ордовикско-силурийской последовательности.

С.Ю. Малёнкина (ГИН РАН)

ФОСФОРИТЫ – КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА БИОТИЧЕСКИХ КРИЗИСОВ РАЗНОГО ПОРЯДКА

Любые катастрофические изменения условий обитания организмов приводят к биотическим кризисам разного порядка – от локальных до глобальных. Обычно кризисы проявляются не только массовыми вымираниями этих организмов, но и оставляют различные следы в осадках, такие как перерывы (эрозионные поверхности, стратиграфические и структурные несогласия, *hard ground*), штормовые отложения, скопления фоссилий, прослои обогащенные органическим веществом («черные или битуминозные сланцы») и др. Масштабность проявления определяет региональный или глобальный характер этих явлений. Часто в таких отложениях присутствуют и фосфориты. Это объясняется тесной связью условий образования и накопления фосфоритов с некоторыми из них.

Так, массовые вымирания способствуют поступлению большого количества органического вещества, являющегося источником растворенных фосфатов в морских и поровых водах, и одновременно самих остатков организмов, где зачастую происходит концентрирование и осаждение этих фосфатов (фосфатизация). Небольшие по масштабу заморы происходят на шельфах время от времени в результате сезонных резких всплесков биопродуктивности фито- и зоопланктона (возможно токсичного органикостенного планктона). Они приводят к образованию рыхлых первичных инситуальных стяжений, в дальнейшем литифицирующихся. Крупные массовые вымирания способны сформировать целые фосфатные прослои или пласты. Иногда они соседствуют с черносланцевыми прослоями.

Поскольку фактически фосфориты – это «перерывные образования» (Фролов, 1993), они маркируют различные перерывы. Их первичному образованию благоприятствует замедленное осадконакопление, вплоть до его полного прекращения, что способствует сокращению поступления терригенного и другого осадочного материала, подавляющего фосфатогенез. Осадок при этом остается ненарушенным достаточно долгое время, на что указывает обогащенность его аутигенным глауконитом, что дает возможность беспрепятственно протекать в нем раннедиагенетическим процессам химической дифференциации и фосфатизации. С режимом «неотложения» тесно связано формирование так называемых «фосфатных плит» – своеобразных хардграундов. В дальнейшем для образования скоплений фосфоритов (в том числе крупных фосфатных пластов и месторождений) часто требовалась гидродинамическая переработка, то есть размыв и переотложение вмещающих осадков с высвобождением микро- и макроконкреций. Эти явления фиксируются эрозионными поверхностями, несогласиями и другими признаками размывов. В ряде случаев присутствуют гальки (базальные горизонты), в том числе и фосфатные, а также ожелезнение поверхности. При многостадийности и полицикличности описанных процессов могут возникнуть также горизонты конденсации. Эти процессы также могут быть масштабными и катастрофическими.

Штормовые отложения в проксимальных зонах шельфа характеризуются скульптурированной эрозионной поверхностью в подошве, иногда с базальным галечником, раковинными отложениями со смешанной фауной, растительным детритом, параллельной и бугорчатой косою слоистостью, илистым слоем, волновой рябью на поверхности кровли (Рединг, 1990). В таких отложениях также присутствуют фосфориты. После захоронивания раковинной фауны и растительного детрита в осадке немедленно начинаются процессы бактериального разложения органического вещества, высвобождение фосфора при деструкции органики, перераспределение растворенного фосфатного вещества внутри осадка путем диффузии, раннедиагенетического замещения остатков фауны и флоры с образованием фосфатных желваков. Отложения цунами и ураганов являются также штормовыми.

Некоторые биотические кризисы и катастрофические явления вызывают накопление первично фосфатного материала. Это костеносные накопления – обломки костей и чешуи рыб и рептилий (например, широко известные девонские), а также скопления представителей отряда лингулид (брахиоподы) с хитиново-фосфатной раковиной (ордовикские фосфатоносные отложения Эстонии и Ленинградской области).

Глобальные биотические кризисы представляют собой критические моменты существенной перестройки всей биосферы, важнейшей составной частью которых являются лежащие в их основе массовые вымирания (Алексеев, 1989). События, приводящие к таким кризисам, как и они сами, запечатлеваются и в седиментологической летописи. Некоторые интервалы, в течение которых происходят данные события и наблюдаются их последствия отличаются повышенным фосфатонакоплением, иногда и в глобальном масштабе.

После оледенения на рубеже рифея и венда появились разнообразные крупные многоклеточные, быстро распространившиеся практически глобально, но просуществовали они не так долго и почти полностью вымерли в начале второй половины вендского периода. Именно к рубежу венда и кембрия приурочено формирование крупнейших фосфоритоносных бассейнов Азии (Каратау, Хубсугула, Янцзы), Австралии, Бразилии, Центральной Африки (Ильин, 2008).

Франско-фаменское событие коррелируется с костеносными слоями Главного и Центрального девонского поля Восточно-Европейской платформы. Пермско-триасовый интервал характеризуется не только формированием крупного позднепермского бассейна Фосфория, но также мелкими пермскими и триасовыми месторождениями Урала и Сибири, а также широким развитием черносланцевых отложений.

Вымирание многих организмов на рубеже сеномана и турона совпадает с глобально проявившимся бескислородным событием, выраженным в наличии в терминальном сеномане во многих точках мира богатого органическим веществом битуминозного прослоя небольшой мощности (Веймарн и др., 1998), а также выдержанными и мощными горизонтами фосфоритов и фосфоритовых плит в центральных частях Восточно-Европейской платформы, в которых также наблюдается утяжеление карбонатного углерода.

Мел-палеогеновое вымирание, наиболее четко выраженное из всех известных и наиболее детально изученное (Алексеев, 1989), соответствует по времени накоплению крупнейших фосфоритоносных отложений северной Африки, Ближнего Востока, юга Европы и Южной Америки (Ильин, 2008).

Из выше изложенного следует, что фосфориты являются своеобразным маркером резких изменений седиментационных обстановок, нередко приводящих к различным биотическим кризисам. Одновременно, они являются ценным источником информации, фиксируя как весь спектр организмов, населявших данную часть бассейна (в виде остатков), так и оставленные ими следы (ихнитолиты), иногда другие проявления жизнедеятельности и особенности захоронения.

А.В. Марков (ПИН РАН), А.А. Бондарев,
М.В. Винарский (Омский гос. пед. ун-т)

ВЗАИМОСВЯЗЬ РОДОВОГО БОГАТСТВА СООБЩЕСТВ И ТЕМПОВ РОДООБРАЗОВАНИЯ В МОРСКОЙ БИОТЕ ФАНЕРОЗОЯ

Свойства экосистем и эволюция входящих в их состав видов связаны между собой сложными взаимодействиями, изучение которых обычно ведется либо при помощи математического моделирования, либо на материале по современным экосистемам. Лишь в последние годы, благодаря развитию глобальных баз данных по палеонтологическим коллекциям, таких как «The Paleobiology Database» (ПБД; <http://paleodb.org/>), появилась возможность распространить эмпирическое изучение взаимосвязей между структурой сообществ и происходящими в них эволюционными процессами на минувшие геологические эпохи. Это позволяет придать фундаментальным эволюционно-экологическим исследованиям столь необходимое им дополнительное измерение – геологическое время.

Простейшей и при этом одной из самых информативных характеристик сообщества является альфа-разнообразие, или видовое (родовое) богатство (Риклефс, 1979). Ранее было показано, что данные по числу родов в коллекциях, внесенных в ПБД, можно использовать для оценки альфа-разнообразия палеосообществ (Markov, 2009). Это позволяет при помощи корреляционного анализа исследовать взаимосвязи между альфа-разнообразием и динамикой макроэволюционных процессов. Было показано, что роды, приуроченные к сложным (богатым) сообществам, существуют в среднем дольше, чем роды, приуроченные к простым (бедным) сообществам. Сложные сообщества, по-видимому, обладают в среднем более высокой устойчивостью, и поэтому роды, входящие в их состав, вымирают реже, чем роды, приуроченные к простым и, соответственно, менее устойчивым сообществам (Markov, 2009).

Альфа-разнообразие может влиять не только на темпы вымирания, но и на темпы появления новых родов в сообществе путем диверсификации или миграции извне. Теоретически такое влияние может быть как положительным, так и отрицательным.

Положительное влияние может иметь место благодаря коэволюционным процессам, ведущим к «согласованной диверсификации» и «созданию ниш» (Odling-Smee et al., 2003; Emerson, Kolm, 2005; Erwin, 2005). Так, появление нового вида потенциальных жертв может повысить вероятность появления новых видов специализированных хищников и паразитов. Положительная корреляция между альфа-разнообразием и темпом появления родов также предсказывается гиперболической моделью роста биоразнообразия (Markov, Korotayev, 2007). Динамика разнообразия фанерозойской биоты описывается гиперболической моделью ($dN/dt = kN^2$) точнее, чем традиционно применяемыми для этой цели экспоненциальными ($dN/dt = kN$) и логистическими ($dN/dt = kN \cdot (N_{max} - N)$) моделями. Гиперболический рост предполагает наличие нелинейных положительных обратных связей между биоразнообразием и темпом его роста. Эти связи могут реализовываться, во-первых, через отрицательное влияние альфа-разнообразия на темпы вымирания родов (что подтверждается положительной корреляцией между альфа-разнообразием и продолжительностью существования родов (Markov, 2009)), во-вторых – через положительное влияние альфа-разнообразия на темпы их появления (попытка оценки этого влияния предпринята в настоящей работе).

Отрицательное влияние альфа-разнообразия на диверсификацию может проявиться в результате «насыщения» сообществ видами вследствие видообразования и миграции извне. Концепция насыщенности сообществ, получившая математическое обоснование в рамках островной биогеографии Мак-Артура и Уилсона (MacArthur, Wilson, 1967), разрабатывается в экологии, начиная с середины XX века (Элтон, 1960; Джиллер, 1988; Loreau, 2000). В палеобиологии эти представления получили развитие в равновесных моделях динамики биоразнообразия (Sepkoski, 1978; Benton, 1987; Lane, Benton, 2003), рассматривающих биоту Земли как единое сообщество, периодически достигающее стадии насыщения таксонами, заполняющими большинство экологических ниш, в результате чего процессы диверсификации затухают.

Для оценки влияния альфа-разнообразия палеосообществ на темпы появления новых родов мы использовали сведения из двух глобальных палеонтологических баз данных (ПБД и компендиум Дж. Сепкоски; <http://strata.geology.wisc.edu/jack/>). В результате объединения этих данных был получен список из 16977 морских родов фанерозоя. Для оценок альфа-разнообразия использовались данные по тем коллекциям ПБД, которые содержат роды из этого списка (47398 коллекций). Анализировалось соотношение динамики показателей D (среднее родовое богатство ориктоценозов, содержащих представителей данного крупного таксона) и V (удельная скорость появления новых родов в данном таксоне). Полученные результаты свидетельствуют о том, что для большинства крупных таксонов и для морской биоты в целом в течение фанерозоя характерно преобладание периодов положительной корреляции (синхронных изменений) V и D , разделенных более краткими периодами отрицательной корреляции (противофазных изменений). Периоды положительной корреляции, вероятно, соответствуют тем этапам развития таксонов, когда преобладало положительное влияние альфа-разнообразия на диверсификацию, опосредованное коэволюционными процессами (хотя положительная корреляция может порождаться также и другими факторами, в том числе тафономическими). Периоды отрицательной корреляции соответствуют преобладанию отрицательного влияния, опосредованного эффектом «насыщения сообществ». «Положительные» периоды в целом длительнее «отрицательных». Возможно, это означает, что в эволюции морской биоты процессы сопряженной диверсификации и «создания ниш» играли более важную роль, чем эффект насыщения сообществ. Этот вывод согласуется с данными по рецентным сообществам, по крайней мере, часть которых далека от состояния насыщенности, что облегчает проникновение в них чужеродных видов

(Stohlgren et al., 1999, 2008). Вероятно, ненасыщенность была характерна и для многих палеосообществ, что способствовало как родообразованию, так и вселению новых родов.

В ходе работы были также получены некоторые неожиданные результаты, интерпретация которых потребует дополнительных исследований. Так, было показано, что крупные таксоны морских животных подразделяются на две группы по характеру своей эволюционной динамики в мезозое и кайнозое. Многие группы (гастроподы, двустворки, мшанки, фораминиферы, ракообразные, хордовые) в кайнозое перешли к жизни в гораздо более разнообразных (по сравнению с мезозоем) сообществах, причем переход сопровождался ускоренной диверсификацией этих таксонов. Те крупные таксоны, которые в кайнозое продолжали жить в сообществах, примерно таких же по уровню разнообразия, как те, в которых они жили в мезозое (иглокожие, кораллы, брахиоподы, губки), не демонстрируют ускоренной диверсификации в кайнозое. В ряде случаев, возможно, имели место долговременные эволюционно-экологические эффекты, которые могли приводить к тому, что сходные изменения количественных показателей в эволюции разных таксонов происходили со значительным сдвигом во времени.

Работа выполнена при поддержке Программ Президиума РАН «Биологическое разнообразие» и «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем, Подпрограмма II» и РФФИ (проект 09-05-01009).

О.Р. Минаева (ГИ СО РАН, Улан-Удэ)

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛИНОФЛОР В ВЕРХНЕМ ДЕВОНЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Из растительных микрофоссилий в ископаемом состоянии наилучшим образом сохраняются миоспоры. Их ассоциации наиболее полно отражают таксономическое разнообразие растительных сообществ, а изменения морфологии спор – эволюционные события в жизни растений. В Западном Забайкалье на основании изучения закономерностей распространения миоспор выделены вспомогательные биостратиграфические подразделения в ранге слоев с палинофлорой, отражающих последовательные этапы в развитии верхнедевонских растений (Минаева, 2003). В регионе намечены два этапа в развитии позднедевонской растительности – франский и фаменский.

Основанием для выделения **франского этапа** стало широкое распространение спор археоптерисовых *Archaeoperisaccus* с плотной эндэксиной и неравномерно развитой ячеистой эктэксиной. Археоптерисаккусы приурочены к узкому стратиграфическому интервалу, имеют широкое географическое распространение и являются очень важной группой для стратиграфических корреляций. Для франского этапа также характерно широкое распространение спор прогимноспермических растений родов *Geminospora* и *Archaeozonotriletes*, с различной степенью разделения и утолщения экзины и разнообразной орнаментацией, и появление спор с пленчатым периспорием *Hymenozonotriletes*, *Spelaotriletes*, *Cristatisporites*. Эта группа спор, продуцентами которых были плауновидные растения появляется на границе живетского и франского веков.

Во франском этапе выделяются три фазы в развитии наземной растительности. Самая ранняя, первая фаза, отвечает тиманско-саргаевскому времени. Она установлена в объеме слоев с палинофлорой *Contagisporis optivus*–*Hymenozonotriletes krestovnikovii* (по Avkhimovich et al., 1993), ведущую роль в которых играют виды рода *Geminospora* с мелкобугорчатой скульптурой экзины – *Geminospora micromanifesta* и его варианты, *G. micromanifesta* var. *crispus*, *G. micromanifesta* var. *limbatus*, *G. micromanifesta* var. *co-*

latatus, *G. compta* var. *densispinosus*, постоянно присутствуют патинатные *Tholisporites variabilis*. В верхней части слоев появляются споры с пленчатым периспорием *Hymenozonotriletes tichomirovii*, *H. monoloris*, *H. efremovae*, *H. kaljudschnae*, *H. duplex*, *H. trisulcus*, которые выше по разрезу переходят в число доминант. Верхняя часть слоев этого уровня может рассматриваться как живетско-франский фитостратиграфический рубеж (Тельнова, 2005). Вторая фаза выделена в объеме одного подразделения – слоев с *Geminospora semilucensis*–*Perotriletes donensis*, характеризующихся развитием спор *Geminospora nalivkini*, *G. basilara*, *G. rugosa*, *G. aurita*, *G. micromanifesta*, *G. parvibasilaria*, *Tholisporites variabilis*, *T. variabilis* var. *insignis*, *Hymenozonotriletes argutus*, *Auroraspora varia*. Третья фаза франского этапа выделена в объеме двух слоев с *Archaeoperisaccus ovalis*–*Verrucosisporites grumosus* и *Cristatisporites deliquescens*–*Verrucosisporites evlanensis*. В спектрах доминируют археоперисакусы и споры с пленчатой экзиной *Diaphanospora rugosa*, *Auroraspora speciosus*, *Spelaeotriletes hopericus*, *Hymenozonotriletes argutus*, *Cristatisporites deliquescens*, с утолщенной эктэксиной и бугорчатым цингульмом *Archaeozonotriletes polymorphus*, *A. devonicus*, *Cymbosporites acanthaceus*, *Lophozonotriletes torosus*, *L. tylophorus*, *L. uncessus*, *L. crassatus*.

Фаменскому этапу соответствуют две фазы в развитии наземной споровой растительности. Первая отвечает двум фитостратиграфическим подразделениям *Corbulispora vimineus*–*Geminospora vasjamica* и *Cyrtoispora cristifer*–*Diaphanospora zadonica*. Эта фаза характеризуется развитием спор *Hymenozonotriletes limpidus*, *Auroraspora rectiformis*, *Diaphanospora rugosa*, *D. zadonica*, *Hymenozonotriletes mancus*, *Leiozonotriletes turbinatus*, *Archaeozonotriletes intricatu*, *A. intertextus* var. *luteolus*, *Geminospora vasjamica*, *Cymbosporites acanthaceus*, *Dyctyotriletes varius*, *Lophozonotriletes proscurreus*, *L. grandis*, *L. torosus*, *Veruciretusotriletes palida*. На вторую, позднюю фазу фаменского этапа в развитии наземной споровой растительности, приходится формирование отложений с комплексами миоспор слоев с *Diducites versabilis*–*Grandispora famenensis* и *Retispora lepidophyta*. Для первой половины этой фазы характерно развитие спор *Knoxisporites dedaleus*, *Archaeozonotriletes delicatus*, *A. vietus*, *A. acanthaceus*, *A. illepidus*, *Discernisporites golubinicus*, *Auroraspora varia*, *Hymenozonotriletes varius* var. *minor*, *H. comptus*, *H. imperfectus*, *Diducites versabilis*, *Chomotriletes vedugensis*. Для второй половины поздней фазы фаменского этапа характерно наличие миоспор *Retispora lepidophyta*, *Retispora lepidophyta* var. *minor*, *Retispora lepidophyta tenera*, *Auroraspora varia*, *Archaeozonotriletes formosus*, *A. polymorphus*, *Geminospora aculeiformis*, *Stenozonotriletes laevigatus*, *S. manifestus*, *Lophozonotriletes proscurreus*, *L. curvatus*, *Verrucosisporites grumosus*, *Zonotriletes vulgaris*, *Dictyotriletes incertus*, *Grandispora famenensis*, *Lophotriletes rugosus* var. *minor*, *Acanthotriletes rugatus*, *A. crenatus*, *A. hebetis*. На этом уровне фиксируется второй пик в развитии девонских палинофлор, среди которых преобладают споры «*lepidophyta*». Этот фитостратиграфический рубеж соответствует границе девонской и каменноугольной систем.

Фазы развития растительности, отвечающие фитостратиграфическим зонам *Lagenosporites immensus* и *Cornispora varicornata* среднего фамена в регионе либо пока не обнаружены, либо на это время приходился перерывы в осадконакоплении.

Таким образом, франский и фаменский века характеризуются развитием археоптерисовых, первые представители которых появились в живетское время, а затем на протяжении практически всего верхнего девона, растет их видовое разнообразие. В позднефранское время второй доминирующей группой становятся споры плауновидных, новые виды которых появляются в нижнем фране. В палиноспектрах позднедевонского времени появляются папоротникообразные и первые членистостебельные. Существенное отличие флористических сообществ обнаруживается в завершающий этап их развития, на границе

верхнего девона с карбоном, когда появляются прогимноспермовые. Они наиболее близки к археоптерисовым, продуцирующим споры «*lepidophyta*» (Тельнова, 2005).

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЮЖНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ (НАХЧЫВАНСКОЙ АР) ПО РИНХОНЕЛЛИДАМ

Настоящие тезисы являются лишь кратким изложением результатов десятилетнего изучения автором девонских ринхонеллид Закавказья. Всестороннее исследование обширного материала позволило впервые провести их монографическое изучение и установить точный систематический состав девонских ринхонеллид Нахчыванской АР и граничащей с нею южной части соседней республики. Изученный богатый материал позволил проследить распространение ринхонеллид в непрерывных разрезах верхнего девона исследуемого района и их эволюционное развитие, что дало возможность автору разработать схему биостратиграфического расчленения верхнедевонских отложений. В отложениях верхнего девона Нахчыванской АР выделены: 1 суперзона, 8 зон и 4 субзоны. Выделенные биостратиграфические подразделения показаны в таблице.

Зона *Hypothyridina calva* соответствует объему отложений чраханинской свиты. В этой зоне присутствуют следующие виды ринхонеллид: *Ripidiorhynchus* (?) *sappho* (Hall), *R. ex gr. boloniensis* (d'Obr. sensu Brice), *R. barroisi* (Rigaux), *Hypothyridina calva* Mark., *Kransia parallelepipedata* (Bronn.).

Зона *Cyphoterorhynchus koraghensis* соответствует интервалу отложений Багырсакской свиты. В средней части багырсакской свиты соответствующей зоны выделяется субзона *Cyphoterorhynchus arpaensis*, а в верхней части – субзона *Cyphoterorhynchus ajdynica*. В этой зоне присутствуют следующие виды: *Cyphoterorhynchus ajdynica* Rzon., *C. arpaensis* Abr., *C. koraghensis* (Reed), *C. koraghensis interposites* Sartenaer, *Ripidiorhynchus boloniensis* (d'Obr. sensu Brice), *R. barroisi* (Rigaux), *R. ferguensis* (Goss.), *Leiorhynchus pavlovi markovskii* Ljasch.

Зона *Ripidiorhynchus griasica* выделяется в интервале отложений, соответствующих нораванкской свите. Вид *R. griasica* встречается только в отложениях нораванкской свиты; в отложениях других свит этот вид отсутствует.

Суперзона *Ptychomaletoechia omaliusi*–*Centrorhynchus letiensis* соответствует объему отложений 4-х свит фаменского яруса – эртической, кадырлинской, шамамидзорской и гортунской. В интервале этих разрезов выделены 4 зоны, 2 субзоны. Объему эртической свиты соответствует зона *Ripidiorhynchus kotalensis*. В нижней части этой свиты выделяется субзона *Leiorhynchus depradi*, а в верхней части – субзона *Centrorhynchus neopolitana*. Для выделенной зоны характерны следующие виды: *Camarotoechia sobrina* Stainb., *Centrorhynchus neopolitana* (Whidborne), *C. baitalensis* (Reed), *C. letiensis* (Goss.), *Ptychomaletoechia charakensis* Brice, *P. (?) turanica* (Rom.), *P. omaliusi* (Goss.), *Ripidiorhynchus* (?) *kotalensis* Brice, *R. ferguensis* (Goss.), *Leiorhynchus depradi* (Mansuy), *Pugnoides nana* Martyn., *Eoparaphorhynchus triaequalis* (Goss.), *Paraphorhynchus fatima* Nal.

Интервалу кадырлинской свиты соответствует зона *Ptychomaletoechia raricostata*. В этом разрезе найдены следующие ринхонеллиды: *Eoparaphorhynchus triaequalis* (Goss.), *Centrorhynchus letiensis* (Goss.), *Ptychomaletoechia charakensis* Brice, *P. aff. raricostata* Nal., *P. cf. pamirica* (Reed), *P. omaliusi* (Goss.), *Ripidiorhynchus boloniensis* (d'Obr. sensu Brice).

Объему отложений шамамидзорской свиты соответствует зона *Ptychomaletoechia ex gr. dumanti*. Этот вид встречается только в шамамидзорской свите. В этой зоне обнаружены следующие виды: *Camarotoechia cernosemica* Mark. et Nal., *C. tenisica* Martyn., *Araratella dichotomians assimulata* Abr., *A. dichotomians dichotomians* Abr., *Syntectirostrum delicatocostatum* Abr., *Paryphorhynchus zuleika* Nal., *Eoparaphorhynchus*

triaequalis (Goss.), *Centrorhynchus baitalensis* (Reed), *C. letiensis* (Goss.), *Ptychomaletoechia* ex gr. *dumanti* (Goss.), *P. charakensis* Brice, *P. omaliusi* (Goss.), *Planatoavetrostrum* aff. *planovatum* Nal., *Paurorhyncha endlichi* (Meek).

Верхней части суперзоны *Ptychomaletoechia omaliusi*–*Centrorhynchus letiensis* отложений гортунской свиты соответствует зона *Paurogastroderhynchus nalivkini*. Этот вид также встречается только в отложениях гортунской свиты и является руководящей формой. Кроме того, для этой зоны характерны следующие виды: *Camarotoechia sobrina* Stainb., *Pugnax pugnax* (Martyn.), *Araratella dichotomians dichotomians* Abr., *Syntectirostrum* cf. *delicatocostatum* Abr., *Paryphorhynchus gonthieri* (Goss.), *Ptychomaletoechia* ex gr. *turanica* (Rom.), *P. omaliusi* (Goss.), *Centrorhynchus letiensis* (Goss.).

Зона *Araratella araratica*–*Paryphorhynchus striaticostatum* выделяется в интервале отложений аршакиабхюрской свиты. Для нее характерны следующие виды ринхонеллид: *Camarotoechia tuta* Miller, *C. acutirugata* (Kon.), *C. quadriplex* (Tolm.), *C. rowleyi* (Weller), *C. davidsoni* (Tolm.), *C. ex gr. panderi* (Sem. et Moeller), *C. tenisica* Martyn., *C. sobrina* Stainb., *Shumardella glabraventra* Stainb., *Pugnoides erugatus* Roberts, *Rhynchopora*(?) *cooperensis* (Shum.), *Araratella araratica schamamaensis* Abr., *A. araratica* Abr., *A. dichotomians assimulata* (Abr.), *A. dichotomians dichotomians* Abr., *Syntectirostrum delicatocostatum* Abr., *Paryphorhynchus gonthieri* (Goss.), *P. striaticostatum* (Meek et Worten), *P. elongatum* Weller, *P. zuleika* Nal., *Eoparaphorhynchus triaequalis* (Goss.), *E. chanakchiensis* (Abr.).

Предложенная биостратиграфическая схема по ринхонеллидам сопоставлена с детальной схемой расчленения по брахиоподам (совокупно по группам) и с литостратиграфической региональной шкалой верхнего девона Нахчыванской АР (табл.).

Е.Б. Наймарк, А.В. Марков (ПИН РАН)

ДИНАМИКА ШИРОТНОГО ГРАДИЕНТА БИОРАЗНООБРАЗИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Биоразнообразие обычно уменьшается от экватора к полюсам. Это явление, известное как широтный градиент разнообразия (ШГР), хорошо документировано для многих современных таксонов как в море, так и на суше. Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что ШГР был известен в геологической истории для некоторых таксонов, по крайней мере, начиная с палеозоя (Устрицкий, 1993; Crame, 2001; Jablonski et al., 2006; Powell., 2007; Valentine et al., 2008). До сих пор, однако, ШГР на ископаемом материале анализировался лишь для отдельных таксонов или в коротких временных интервалах. Поэтому, полученные результаты не дают общей картины развития ШГР во времени. В данной работе предпринята попытка анализа исторической динамики ШГР для морской фауны фанерозоя.

Для анализа использовались объединенные данные из двух глобальных списков. Первый – это база данных Дж. Сепкоски. Она включает перепись таксонов от родового уровня и выше с указанием их стратиграфических интервалов. Второй – объединяет сведения о палеонтологических коллекциях (The Paleobiology Database). В нем имеется информация о таксонах видового ранга и выше с точной географической и стратиграфической привязкой. Совмещение этой информации восполняет для первого массива данных отсутствие географических ареалов ископаемых таксонов, а для второго массива – неполноту и неравномерность сведений по хронологическому распространению родов. На основе данных по стратиграфическому и пространственному распределению родов морской фауны изучалась динамика двух характеристик. Это, во-первых, распре-

деление общего разнообразия родов по широтным поясам в разные эпохи фанерозоя, во-вторых, распределение альфа-разнообразия² по широтным поясам.

Наложение данных по родовому разнообразию на палеогеографические реконструкции (Scotese, 2002; PALEOMAP <http://www.scotese.com>) показывает, что ШГР был характерен для морской биоты всего фанерозоя. Выявляется также постепенное широтное смещение областей максимального разнообразия морской фауны. Можно предположить, что ранне- и среднекембрийская биота имела максимальное разнообразие в приэкваториальном поясе южного полушария, хотя следует иметь в виду, что информация в обеих базах данных для этого интервала недостаточно представительна. В ордовике, силуре и девоне области максимального разнообразия располагались в южном субтропическом поясе, в период от карбона до триаса – снова в экваториальном поясе. В мезозое и кайнозое области максимального разнообразия сместились в умеренный пояс северного полушария (30-45° с.ш.). Наблюдаемая динамика пространственного размещения биотического максимума, по-видимому, не обусловлена различной полнотой данных по пространственно-временному распространению ископаемых животных в используемых массивах данных. Более 60 % составляют данные по США и Западной Европе, которые являются традиционными центрами палеонтологических исследований. Однако даже после исключения всех данных по этим территориям сдвиг области максимального разнообразия с юга на север хорошо заметен.

Выявленные изменения динамики пространственного положения пика разнообразия, по-видимому, не соответствуют гипотезе об определяющем влиянии климатического (температурного) градиента на формирование ШГР. Полученные результаты показывают, что области максимального разнообразия морской фауны не всегда находились в экваториальной зоне и постепенно меняли свое широтное положение. Результаты, полученные нами для неогена, противоречат предположениям, основанным на данных по современной биоте. Для неогена анализ палеонтологических данных показывает максимальное развитие фауны в умеренных водах северного полушария, хотя в современном Мировом океане максимальное разнообразие для многих таксонов фиксируется вблизи экватора или в тропиках северного полушария. Это может быть связано с неодинаковой сохранностью тех или иных фаунистических элементов, с неравномерной изученностью умеренных и тропических ископаемых фаун, а также может отражать пока неизвестные особенности перемещения областей наибольшего разнообразия в недавнем геологическом прошлом.

Наблюдаемый широтный сдвиг областей максимального разнообразия согласуется со смещением наибольших площадей континентального шельфа из южного полушария в северное в течение фанерозоя. Влияние климатических циклов играет, по-видимому, подчиненную роль. При похолодании разнообразие концентрируется в тропическом поясе, а при потеплении распространяется за пределы тропиков в зоны развития мелководных шельфов. Более определенно климатические циклы влияют на динамику альфа-разнообразия. В холодные эпохи наиболее разнообразные сообщества находились в тропическом поясе, а в эпохи потепления – в умеренном поясе вне зависимости от глобального распределения общего разнообразия.

Асимметричность широтного распределения биоразнообразия в течение большей части фанерозоя, характер которой к тому же менялся во времени, превращает количественную оценку ШГР в весьма сложную задачу. Темп снижения разнообразия от области наибольшего разнообразия к полюсам, скорее всего, был разным в северном и южном полушарии. По мере удаления от области максимального разнообразия на север

² Альфа-разнообразие отражает таксономическое, в данном случае родовое разнообразие в пределах сообщества; считается, что в тропиках сообщества в среднем более богаты видами и родами, чем в умеренных и высоких широтах.

или на юг его величина зависела от величины максимума. Последний, в свою очередь, определялся соотношением темпов появления и вымирания родов. Резкие изменения климата, особенно наступление ледниковых эпох, часто приводили к росту темпов вымирания, что вело к снижению уровня разнообразия в первую очередь в области максимального развития фауны. Из-за этого глобальные похолодания часто приводили к «сглаживанию» ШГР. С другой стороны, в течение позднепалеозойской холодной эпохи наибольшие площади континентального шельфа располагались в экваториальной зоне, где была развита наиболее богатая морская фауна. В теплые эпохи раннего палеозоя и мезозоя основные области континентального шельфа и связанные с ними ареалы максимального разнообразия находились в субтропических или умеренных широтах. Эти факты позволяют предположить, что глобальные климатические изменения могли выступать в роли дополнительного фактора, способствующего формированию областей максимального разнообразия вблизи экватора в холодные эпохи и в средних широтах – в эпохи потепления. Для более точной оценки относительной роли географических и климатических факторов в изменении динамики ШГР необходимо привлечение дополнительных данных.

Работа выполнена при поддержке Программ Президиума РАН «Биологическое разнообразие» и «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем, Подпрограмма II» и РФФИ (проект 09-05-01009).

В.З. Негруца (ГИ КНЦ РАН)

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА КРИПТОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Эволюция органического мира в истории Земли, рассматриваемая с позиции концепций взаимосвязанного развития биотического и абиотического вещества и эволюционно усложняющегося единства докембрия и постдокембрия (Сидоренко, 1963; Соколов, 1976) отражает причинно-следственный результат пяти мегациклов глобальной пульсационно-нарастающей кратонизации земной коры. Четыре криптозойских мегацикла (продолжительностью около 1000 млн лет каждый): эокриптозойский (до 3750 ± 250 млн лет назад), палеокриптозойский ($3750 \pm 250 - 2650 \pm 150$ млн лет назад), мезокриптозойский ($2650 \pm 150 - 1650 \pm 50$ млн лет назад) и неокриптозойский ($1650 \pm 50 - 586 \pm 44$ млн лет назад) завершены. Пятый, последний, фанерозойский мегацикл (586 ± 44 млн лет назад – настоящее время) незавершен, продолжительностью около 600 млн лет (Негруца, 1984; Негруца, Негруца, 2006).

В раннем, эокриптозойском мегацикле с момента образования Земли 4.556 и гидросферы 4.4 млрд лет назад (Quitte et al., 2000; Wilde et al., 2001) до появления 3750 ± 250 млн лет назад первых достоверно водно-терригенных отложений, происходило образование примитивной тоналит-грандъемит-гнейсовой коры континентального (сиалического) типа. Правомерно предположить, что с появлением гидросферы начался процесс становления «живого» покрова Земли – Геомериды (Соколов, 2009). Процессы и обстановки взаимосвязанного развития абиогенного и биогенного вещества в первые 800 млн лет эволюции Земли достаточно обоснованно реставрируются как неповторимое причинно-следственное единство непосредственного взаимодействия мантийного ультрабазит-базальтоидного расплава с веществом примитивных внешних геосфер, экстремального термобарического климата, агрессивного геохимического режима и ультраметагенно-магматогенной гнейсо-амфиболитово-гранитоидной коры ранней Земли (Кирилук, 1991).

Во втором, палеокриптозойском (позднеархейском) мегацикле ($3750 \pm 250 - 2650 \pm 150$ млн лет) процесс глобальной кратонизации земной коры пульсационно нарастал. В особых физико-химических условиях непосредственного воздействия на гидросферу, атмосферу и биосферу эндогенного вещества шла дифференциация мантийно-экзосферной оболочки Земли на собственно талассогенные мафитовые и кратонные сиалические литосферные плиты (Борукаев, 1985, 1996). Геодинамический режим и соответственно фациально-палеогеографические (экологические) условия Земли в глобальном масштабе приобретали черты отчетливо выраженного вертикального расчленения и латеральной неоднородности земной коры (Пушаровский, 1998; Леонов и др., 2002). Определяющие специфические особенности эволюции палеокриптозойской биосферы отражают существенное снижение степени влияния эндогенных процессов и соответственно количественное увеличение роли экзогенных факторов во взаимосвязанном развитии абиогенного и биогенного вещества. Обосновано выделение трех типов земной коры и трех этапов нарастающей поступательно-пульсационной сиализации (континентализации) гранит-зеленокаменной оболочки палеокриптозойской Земли и, соответственно, глобального наращивания пространства общей площади континентальной коры. На завершающих этапах палеокриптозойского (позднеархейского) и начальных этапах мезокриптозойского (протерозойских) мегациклов эндогенно-экзогенного взаимодействия геосфер, 2650 ± 150 млн лет назад кратонные литосферные плиты и связанные с ними обстановки биогенеза приобрели фациально-палеогеографические черты сложно построенных геодинамических систем тектонически активных континентальных плит. Экзогенные процессы (выветривание, перенос терригенного вещества, осадконакопление, диагенез) протекали в режиме атмосферы и гидросферы, пересыщенных агрессивными вулканическими газами. Резкий спад вулканической активности при переходе от палеокриптозоя к мезокриптозою привел к скачкообразному количественному увеличению воздействия на земную кору интенсивности солнечно-космической радиации. В условиях расчлененного рельефа пустынных областей тектонически активной суши и атмосферы пересыщенной углекислым газом происходило глубокое выветривание, приводившее к полной химической дезинтеграции кристаллических магматических и метаморфических образований областей питания осадочных бассейнов и насыщение гидросферы биофильными элементами. В итоге принципиально изменились питательная среда и условия обитания живых организмов, что обеспечило существенный скачок в энергетическом потенциале геологической оптимизации биоразнообразия.

В третьем, мезокриптозойском мегацикле произошла дальнейшая геодинамическая, палеогеографическая и палеоэкологическая дифференциация обстановок осадконакопления, соответствующая, полному литогенетическому профилю, включающему область денудации, побережье и осевую зону осадочного бассейна (Страхов, 1960-1962; 1963; Лисицын, 1974; 1978). Ключевым был захват обширных пространств континентальных плит трансгрессиями в условиях переменного гумидно-семиаридного климата, предположительно наиболее благоприятного для зарождения новых форм жизни и качественного увеличения биоразнообразия. С мезокриптозоем связано начало насыщения (2350 ± 50 млн лет назад) гидросферы кислородом и переход к обстановкам пространственно-временного сосуществования и взаимозаменяемости закислого и окисного геохимических режимов и соответственно развития абиогенного и биогенного вещества (Негруца, Негруца, 1968; 2006).

Четвертый, неокриптозойский мегацикл пульсационно-нарастающей континентализации обстановок биолитогенеза явился завершающим в коренной перестройке Геометриды, обусловивший переход 586 ± 44 млн лет назад (на протяжении 88 млн лет) от криптозоя к фанерозою. Появление в связи с этим принципиально новых морфометрических характеристик организации живого вещества, отражающих экологическую среду обита-

ния организмов, predeterminedил анатомический подход к изучению мира животных и растений фанерозоя. Очевидно, что естественное развитие биосферы не завершилось. Также очевидно и то, что, чтобы прогнозировать вероятные сценарии ее дальнейшей эволюции, необходимо углубленное знание криптозойской предыстории фанерозоя. А это связано с качественным совершенством, во-первых, знаний геологических особенностей жизни элементарно организованного (прокариотического) биотического вещества, во-вторых, методологии изучения биосферы, начиная от её зарождения, предположительно одновременно с образованием гидросферы более четырех миллиардов лет назад и до вендско-эдиакарского биосферного экстрема 630 млн лет назад (Соколов, 1984; 1998). Все это устанавливает первостепенность задачи создания технологии и разработки тактики палеонтологии на элементарном (наноразмерном) уровне геологической организации живого вещества. Фундамент поиска в этом направлении обеспечивает седиментология докембрия на основе геосистемного исследования осадочных бассейнов докембрия в их полнообъемной пространственно-временной эволюционной завершенности.

Настало время и созданы все необходимые предпосылки для перехода от методологии геологического поиска, основанного на принципах актуализма, к совершенству знаний сущности эволюции и увеличения общего прогностического потенциала геологии путем совершенствования знаний геологической истории протоаналогов современных геологических процессов.

Н.К. Оспанова (ИГ АН Таджикистана)

О СВЯЗИ БИОРАЗНООБРАЗИЯ ЭКОСИСТЕМ И ИХ УСТОЙЧИВОСТИ

Вопрос о связи биоразнообразия экосистем и их устойчивости поднят потому, что в современном научном мире существует тенденция объединения этих двух понятий – высокое биоразнообразие выступает как синоним устойчивости экосистем, а устойчивость экосистем – как залог их разнообразия. Не умаляя весомости результатов, достигнутых учёными в изучении палеобиоразнообразия фанерозоя, обратимся к высказыванию о том, что «высокое разнообразие есть результат устойчивости экосистем и само, в свою очередь, повышает их устойчивость» (Алексеев, Дмитриев, Пономаренко, 2001, с. 6). Определимся, что следует понимать под устойчивостью.

Есть две наиболее употребительные формулировки понятия устойчивости – устойчивость как способность сохранять свою неизменность и устойчивость как способность противостоять разрушению. Как первая формулировка, в которой акцент ставится на неизменяемость системы, так и вторая, допускающая изменение системы в тех пределах, в которых она остаётся равной самой себе (возвращение системы в исходное состояние или близкое к исходному после снятия нагрузки), подразумевают, что устойчивость является функцией времени. В общем виде устойчивость – это «способность материи продлить себя во времени» (Оспанова, 2002, с. 76). То есть об устойчивости системы мы можем судить лишь по фактическому времени её существования: если система просуществовала долго, то, независимо от её разнообразия, она была устойчивой в тех или иных конкретных условиях.

Может ли высокое разнообразие повышать устойчивость экосистемы? Представим линейный ряд зависимостей, в котором А зависит от В, В зависит от С, а то, в свою очередь, от D и т.д. Количество членов ряда может быть сколь угодно большим, теоретически – стремиться к бесконечности. В естественных условиях рост разнообразия ограничивается границами ареалов и пищевыми ресурсами (ёмкостью экологической

ниши), поэтому отношения между элементами системы приобретают замкнутый – линейно-циклический – характер, когда D, в свою очередь, зависит также и от A, либо даже холистический, то есть когда отношения между элементами системы (или между частью элементов системы) приобретают взаимозависимый характер. Будет ли устойчивой такая система? Очевидно, что при линейно-циклическом характере связей нарушение любого из звеньев связи может привести к гибели всей системы.

Рассмотрим пример. Очень важные данные были получены канадскими учёными в результате десятилетнего (с 1997 по 2006 гг.) комплексного наблюдения за состоянием 18 участков (разного размера) леса. В итоге установлена сильная положительная корреляция между плотностью деревьев, долей плодов, поедаемых птицами, всхожестью семян и численностью молодых растений и сильная отрицательная корреляция между плотностью деревьев и долей семян, повреждённых жуками-зерновками (Sharam, Sinclair, Turkington, 2009). Чем большее число видов птиц (соответственно, их суммарное количество) живёт на участке леса, тем выше плотность деревьев на этом участке: в густых участках обитало 16 видов птиц, а в разрежённых – только 6. В то же время доля семян, упавших на землю и повреждённых жуками-зерновками (жуки не трогают семена на деревьях), составляла от 20 % в густом лесу до 90 % в разрежённом лесу и только 5 % в случае, если эти семена прошли через желудочно-кишечный тракт птиц. Прохождение семян через пищеварительный тракт птиц почти не влияло на их всхожесть.

В рассмотренном случае линейно-циклический характер связей выражается в следующем: число видов птиц зависит от плотности деревьев, плотность деревьев – от числа проросших семян, а число проросших семян – от количества птиц, защищающих семена от повреждения жуками. Очевидно, что нарушение любого из звеньев связи чревато деградацией лесных экосистем, что и наблюдается в действительности: стоит уменьшиться плотности деревьев (например, из-за пожара), как разнообразие птиц резко падает. В результате число жизнеспособных семян, уже сократившихся из-за уменьшения численности плодоносящих деревьев, падает ещё больше из-за того, что почти все семена поедаются жуками-зерновками (Sharam, Sinclair, Turkington, 2009).

На рассмотренном примере можно видеть, что устойчивость системы определяется не разнообразием слагающих её элементов (число элементов может быть сколь угодно велико), а регулярностью связей между элементами системы. Это положение определяет суть системного типа устойчивости, то есть применимо к любым системам независимо от их масштаба – как к малым (с низким разнообразием элементов), так и к большим. Недопониманием сути системного типа устойчивости объясняются трудности, связанные с восстановлением экосистем: обычно пытаются восстановить одно из нарушенных звеньев связи, тогда как в восстановлении, вероятно, нуждается каждое из них. По данным тех же исследователей (Sharam, Sinclair, Turkington, 2009), в Серенгети (Восточная Африка) леса давно уже никто не рубит, однако они всё равно продолжают исчезать, уступая место саванне, и с 1950 г. площадь лесов в Серенгети сократилась на 70-80 %.

Изучая разнообразие, зачастую мы уделяем недостаточно внимания изучению механизмов поддержания этого разнообразия. Априори принимается, что устойчивость экосистемы обуславливается высоким биоразнообразием, а высокое биоразнообразие свидетельствует об устойчивости экосистемы. Однако из изложенного выше явствует, что устойчивость системы – не изначально заданное свойство и что биоразнообразие и устойчивость экосистем не связаны между собою напрямую, как полагают многие палеонтологи. Разнообразие элементов системы обусловлено разнообразием циркулирующих в этой системе связей, а устойчивость системы – показатель регулярности этих связей. Система устойчива не потому, что отношения между видами взаимовыгодны (мутуалистичны), а лишь в силу регулярности связей между элементами системы.

Н.К. Оспанова (ИГ АН Таджикистана),
Ф.А. Салимова (ОАО «Регионалгеология»
Госкомгеология Республики Узбекистан)

РАЗНООБРАЗИЕ ГЕЛИОЛИТИД ПАЛЕОЗОЯ ТЯНЬ-ШАНЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЭТАПНОСТИ ИХ ЭВОЛЮЦИИ

Первое появление гелиолитид в среднем карадоке (прежде – средний ордовик) зафиксировано (Бондаренко, 1980, 1989; Hill, 1981; Уэбби, 1984 и др.) в разных регионах мира, которые рассматривались как возможные центры диверсификации группы. Б.Д. Уэбби (1984) центром диверсификации считает островную дугу Восточной Австралии, О.Б. Бондаренко (1989) – Европейскую область. В изучаемом регионе первые находки гелиолитид известны из бешторской свиты среднего – верхнего ордовика, соответствующей лландейло и карадоку в полном объеме (верхи дарривильского яруса, сандбиский в полном объеме и нижняя половина катского яруса по международному стандарту). Из Срединного Тянь-Шаня (Пскемский хребет, гора Бештор) указаны находки *Esthonia asterisca* (Roemer) и *Wormsipora* sp. (Атлас ископаемой..., 2007), сборы которых приурочены к уровню среднего карадока. Одновременное появление гелиолитид в разных регионах мира позволяет предположить, что первый этап их эволюции, связанный со становлением отряда как своеобразной группы коралловых полипов и освоением биотопов Мирового океана, приурочен к началу позднего ордовика.

Время расцвета гелиолитид в Тянь-Шане отмечалось во второй половине позднего ордовика, соответствующего второму этапу в развитии группы. Для этого этапа характерны высокое таксономическое и морфологическое разнообразие форм и черты космополитности. В процессе дальнейшей эволюции гелиолитид происходило существенное обновление родового и видового состава, неразрывно связанное с изменениями среды, как в глобальных, так и региональных масштабах. Различие состава комплексов служит основанием для выделения также раннесилурийского, лудловского (или поздневенлокско-лудловского), пржидольского и девонского этапов эволюции гелиолитид. Ниже, с учетом опубликованных данных, приведены характерные компоненты комплексов.

Комплекс гелиолитид второй половины позднего ордовика включает следующие виды: *Pycnolithus bifidus* Lindström, *Granulina granulosa* Bondarenko, *G. bifida* (Bondarenko), *Acdalopora sokolovi* Bondarenko, *A. elegantis* Kovalevsky, *Acdalina asiatica* (Apekin), *Plasmoporella convexotabulata* Kiär, *P. primitiva* Ospanova, *Sumsarolites porosus* Kim et Salimova, *Navoitites symmetricus* Lelehus et Ospanova, *Manzuriporites takfonensis* Ospanova, *Kimilites clarus* Sladkovskaja, *Taeniolites kelleri* Bondarenko, *Paraheliolites (Paolites) paopensis* Sokolov in Bondarenko, *Propora speciosa* (Billings), *P. conferta* Milne-Edwards et Haime, *Heliolites senex* Lelehus et Ospanova, *Acidolites schadchinevi* Ospanova, *Thaumatolina lavrusevichi* Ospanova (Ким, 1966; Лелешус, 1975; Ким, Апекин, Ерина, 1978; Лелешус, Оспанова, 1979; Lelehus, Ospanova, 1979; Фёдоров, Карташова, 1986; Сладковская, 1987; Оспанова, 1997; 2001; 2002; 2006 а, б; Атлас ископаемой..., 2007).

Для нижнего силура (лландовери – нижний венлок) характерны: *Ducdonia interrupta* Lelehus, *Hemiplasmopora regularis* (Dun), *H. communicata* Ospanova, *Helioplasmolites plasmoporoides* Ospanova, *Losevipora cordata* Ospanova, *Farabites farabucus* Ospanova, *F. tangisaicus* Ospanova (Лелешус, 1974; Оспанова 1978, 1979, 1980, 1981, 1989).

Для поздневенлокско-лудловского этапа характерны: *Helioplasmolites nalivkini* Chekhovich, *Rotalites nuratensis* (Chekhovich), *Innaepora incredula* (Chernova), *Oskaria islamovi* Ospanova, *Thaumatolites relictus* Ospanova, *Th. cylindricus* Ospanova, *Th. turkestanicus* Ospanova, *Avicenia aseptata* Lelehus, *A. secunda* Ospanova, *Dnestrites* sp. (Чехович, 1955; Чернова, 1960; Лелешус, 1974; Ospanova, 1979; Ospanova, 1983, 1986;

Атлас ископаемой..., 2007). Возраст отложений, из которых перечисляются четыре первых вида, считается как поздневенлокским (Атлас ископаемой..., 2007), так и более молодым лудловским (Чехович, 1955; Лелешус, 1970; 1974; Павлова, 1973). Но следует отметить, что разная интерпретация возраста пород не нарушает общей последовательности установленных комплексов, чередование которых отражает хронологически последовательную этапность осадконакопления.

Для пржидольского этапа упоминаются следующие виды: *Derivatolites (Stelliporella) parvistellus* (Roemer), *Heliolites bohemicus* Wentzel, *Veraepora dendra* Ospanova, *Paraheliolites yavorskyi* (Tschernyshev), *P. decipiens* (McCoy), *Dnestrites transitus* Bondarenko, *Bogimbailites* sp., *Squameolites rudis* (Lindström) (Оспанова, 1980, 1983; Атлас ископаемой..., 2007).

Для девонского этапа (ранний – средний девон) характерны: *Pachycanalicula opaca* Dubatolov, *P. zinzilbanica* Kim, *P. hamidulica* Kim, *P. minor* (Kim), *P. nevjanensis* Yanet in Sokolov, *P. dentata* Mironova, *Heliolites porosus* (Goldfuss), *Paraheliolites* ex. gr. *vulgaris* (Tschernyshev), *Pachyhelioplasma rzhonsnitskajae* Kim, *P. kettnerovae* Kim, *Bondarenkolites olgae* Kim, *Eolaminoplasma khodzhakurganica* Kim, *Helioplasma* sp., *Podollites chekhovichae* Tong-Dzuy Thang, *Sideriolites* sp., *Marialites* aff. *tenuoseptatus* (Роџта) (Ким, 1966; 1984; Атлас ископаемой..., 2007; Ospanova, Salimova, 2008).

Приведённые комплексы гелиолитид различаются между собой не только на видовом, но и существенно на родовом уровнях и образуют хронологически последовательный ряд, отражающий этапность в эволюции гелиолитидных кораллов в течение позднего ордовика, силура и раннего – среднего девона.

В заключение можно отметить, что перечисленные виды установлены и описаны преимущественно на материале разрезов Таджикистана и Узбекистана, и лишь несколько видов (*Innaepora incredula* и *Rotalites nuratensis*) происходят из киргизской части Южной Ферганы, хотя общность геологических структур предполагает наличие богатых комплексов гелиолитид и для этого региона.

А.Н. Островский (СПбГУ)

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ РАДИАЦИЯ ХЕЙЛОСТОМНЫХ МШАНОК (BRYOZOA, GYMNOZOA) И ЕЕ ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ

Мшанки (Bryozoa) – одна из самых разнообразных и самых многочисленных групп морских колониальных эпобионтов. Среди них представители отряда Cheilostomata составляют около 95 % от всего разнообразия современных Bryozoa, будучи представленными 140 семействами и более 1100 родами (Gordon, 2007). В бореальных и полярных водах Cheilostomata являются одними из самых массовых морских обрастателей. Освоив все возможное разнообразие твердых и мягких, подвижных и неподвижных субстратов, хейлостомные мшанки играют чрезвычайно важную роль в морских биоценозах, формируя обширный убежищный комплекс, а также являясь субстратом для оседания и питания многих других организмов (Ryland, 1970; 1976; Hayward, Ryland, 1998; 1999; McKinney, Jackson, 1989).

Первые находки ископаемых хейлостомных мшанок известны из верхней юры (Taylor, 1994). С этого времени и до альба (то есть на протяжении почти 60 млн лет) данная группа характеризовалась примитивной морфологией, низким таксономическим разнообразием, будучи представленной всего двумя семействами из состава подотряда Malacostega – Electridae и Wawaliidae (Taylor, 2000), а также широким географическим

распространением, по-видимому обусловленным наличием долгоживущей планктотрофной личинки. Важными эволюционными новшествами, приобретенными хейлостоматами за этот период, явились переход от унисериального к мультисериальному росту колоний, а также возникновение шипов и криптоцисты.

Начиная со среднего мела, Cheilostomata перешли в фазу быстрой диверсификации (Taylor, 1988; Ostrovsky et al., 2008), которая, перемежаясь с вымираниями и постепенно снижая темпы, продолжалась около 90 млн лет (Voigt, 1985; Taylor, Larwood, 1988; Lidgard et al., 1993; Macleod et al., 1997; McKinney et al., 1998; Sepkoski et al., 2000; Taylor, 2000). В верхнеальбское и сеноманское время (то есть всего за 6 млн лет) возникло шесть новых семейств, представленных 33 родами. Важнейшей эволюционной новацией явилось приобретение заботы о потомстве, первые свидетельства которой у Cheilostomata – наличие выводковых камер – известны из верхнего альба (Cheetham, 1954; 1975; Cheetham et al., 2006).

Основываясь на этом факте, П.Д. Тэйлор (Taylor, 1988) предположил, что появление выводковых камер указывает на приобретение в данной группе короткоживущих лецитотрофных личинок. Последнее событие, на его взгляд, могло увеличить темпы видообразования и инициировать мощную радиацию в пределах отряда. Переход к лецитотрофии должен был резко уменьшить продолжительность расселительной фазы, и, таким образом, привести к изоляции удаленных популяций друг от друга. Именно нарушение генетического обмена между популяциями рассматривается как непосредственная причина видообразования (аллопатрическая и парапатрическая модели) (Jablonski, Lutz, 1983; Jablonski, 1986; Poulin, Féral, 1994; Havenhand, 1995). Современные данные соответствуют этому сценарию: виды мшанок с эндотрофной личинкой характеризуются значительно большей генетической гетерогенностью, нежели виды с планктотрофной личинкой (Goldson et al., 2001; Porter et al., 2002; Watts, Thorpe, 2006). Следует также отметить, что появление эндотрофной личинки позволило хейлостоматам широко осваивать глубоководные ниши.

Появление нового личиночного типа должно быть следствием серьезных изменений, произошедших в материнском организме, а именно – следствием изменения оогенеза. В основе перехода от экзотрофной к эндотрофной личинке лежит увеличение количества энергии, вкладываемой в одного потомка, при общем сокращении количества потомков, что означает смену репродуктивной стратегии. В этой связи следует отметить, что в альбе (то есть именно тогда, когда возникли «Neocheilostomata») достигли пика своего разнообразия динофлагелляты (Dinophyta) (Martin, 2003), являющиеся одним из важнейших (или, даже, основным) компонентов питания мшанок. В туронское время эта группа одноклеточных резко снизила свое разнообразие, однако вскоре – в сантоне – снова достигла пика, почти такого же сильного, как и в альбе (Williams, Vujak, 1985; Fensome et al., 1996; 1999). Периоды расцвета планктонных водорослей должны быть благоприятными для беспозвоночных с планктотрофными личинками (McEdward, Miner, 2003). Действительно, в верхнемеловых отложениях – с альба по маастрихт – обнаружены ископаемые представители десяти родов из состава семейства Electridae, то есть почти треть из известных родов подотряда Malacostega, характеризующегося развитием с экзотрофными личинками. Однако такие периоды были благоприятными не только для личинок, но и для взрослых животных-фильтраторов, и именно в это время вероятность возникновения нового типа оогенеза была особенно велика (Островский, 2009).

Гипотеза П.Д. Тэйлора (Taylor, 1988) в настоящее время является единственным обоснованным предположением, непротиворечиво объясняющим обсуждаемый феномен. Соглашаясь с мнением ее автора, Д.П. Гордон и Э. Фогт (Gordon, Voigt, 1996), тем не менее, задают вопрос: могла ли лецитотрофия, однажды возникнув, поддерживать

высокие темпы видообразования в течение столь длительного периода? Данные авторы выдвинули собственную гипотезу, в соответствии с которой, прогрессивная эволюция хейлостомных мшанок обуславливалась появлением новых типов защитных скелетных образований – фронтальных щитов.

Кроме того, эволюционный успех отряда Cheilostomata объясняется также высоким уровнем интеграции колоний и высочайшей морфологической и физиологической пластичностью, обусловивших возникновение крайне разнообразных (в том числе вертикальных) форм роста и появление морфологического и функционального многообразия зооидов – полиморфизма (Human, 1959; Boardman et al., 1983; McKinney, Jackson, 1989; Reed, 1991; Вискова, 1992; Taylor, 1999). Все вместе это позволило данному отряду мшанок на протяжении почти 100 млн лет успешно конкурировать с другими эпибионтами, выживать при массовых вымираниях и, достигнув высокого разнообразия, до сегодняшнего дня оставаться одной из доминирующих групп в большинстве донных морских биоценозов.

В.Н. Пазухин (ООО «Башнефть-Геопроект», Уфа)

ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ КОНОДОНТОВ ЮЖНОГО УРАЛА И ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Раннекаменноугольные конодонты на территории Южного Урала и востока Русской платформы изучены в более чем 80 разрезах и скважинах Оренбургской и Башкирской частей востока Русской платформы, западного и восточного субрегионов Южного Урала. Отложения изученных разрезов относятся к нескольким типам: мелководному шельфу, глубоководному шельфу (осевые зоны прогибов), континентальному склону и открытому бассейну. При значительном фациальном разнообразии отложений раннекаменноугольного бассейна в комплексах конодонтов доминируют сифоноделловая, полигнатидная и гнатодидная биофации. Отсутствуют патрогнатусовая, клидогнатусовая, тафрогнатусовая, ранние рахистогнатусовая и адетогнатусовая биофации, резко ограничена кавусгнатусовая биофация, которые являются показателями прибрежно-мелководных и лагунных фаций.

В позднем фамене конодонтов возникало меньше, чем вымирало. В литвинское время (зоны Middle – Late P. expansa и их эквиваленты – Late V. jugosus и Ps. trigonicus) видовое разнообразие конодонтов достигало 29 таксонов в составе 13 родов. В зиганское и раннегумеровское время (зона S. praesulcata) наблюдается сокращение видов до 21 и родов до 11. Такое уменьшение числа таксонов отмечено и в центральной части Южного Тянь-Шаня (Неевин, 2005). Это, скорее всего, обусловлено понижением уровня Мирового океана и рядом других факторов (Хангенбергское событие) (Walliser, 1985).

В раннем турне (верхняя часть гумеровского горизонта - подзона Early S. sulcata) наблюдается незначительное увеличение видов – до 23. В малевское время (подзона Late S. sulcata и зона S. duplicata) число видов сокращается до 19, а родов до 7-8. Исчезают распространенные в девоне роды *Apatognathus*, *Palmatolepis*, *Pelekysgnathus* и последние кониформные элементы – *Drepanodina*. В упинское время (зона S. belkae) количество видов увеличивается до 29 в составе 8 родов, а в черепетское (в понимании объема «косореченского» горизонта Урала схемы 1980 года – зона S. quadruplicata) достигает максимума в раннем карбоне – 32 видов. Это, по-видимому, связано с глобальной трансгрессией (Журавлев, 2000). В кизеловское (зона S. isosticha, подзона Early Gn. turpicus в составе слоев D. hassi и V. hamatus) и косьвинское время (зоны D. bouckaerti и

Sc. anchoralis) происходит постепенное заполнение прогибов и конодонты известны только из узких осевых депрессионных зон. На Ю. Урале эти комплексы присутствуют в разрезах западного и восточного субрегионов. На фоне относительно стабильного родового состава (11 родов) общее количество видов сокращается с 28 в раннекизловское до 15 – в позднекосьвинское время. В косьвинское время и в переходное время от турнейского к визейскому векам вымирают роды *Dollymae*, *Bactrognathus*, *Doliognathus*, *Eotaphrus*, *Scaliognathus*, *Neopolygnathus*.

В раннем визе (зона *Gn. texanus* – *M. beckmanni*) регрессия бассейна достигает максимума. На востоке платформы преобладают континентальные отложения. Только в отдельных районах Оренбургской области обнаружены нормально морские осадки, к которым приурочены находки конодонтов. На Ю. Урале ранневизейские конодонты установлены в осевой части Инзеро-Усольского прогиба, в Западно-Зилаирской зоне и в отдельных участках Магнитогорской зоны. В это время появляются роды *Pseudognathodus* и *Taphrognathus*, обновляется видовой состав родов *Gnathodus* и *Mestognathus*. В конце раннего визе вымирают последние представители фаменско-турнейских родов *Polygnathus* и *Pseudopolygnathus*. В позднем визе в средне- и позднетульское, алексинское и михайловское (?) время (зоны *Gn. austini*, *Gn. bilineatus*) появляются 10 видов из 17. В михайловское (?) – веневское время (зоны *L. mononodosa*, *L. nodosa*) наблюдается значительное сокращение видов: комплекс конодонтов насчитывает всего 8 видов, относящихся к 4 родам. В серпуховское время (зоны *L. ziegleri* и *Gn. bollandensis*) появляется целый ряд видов, общее число которых достигает 19.

На границе нижнего–среднего карбона, в подзоне *Early D. noduliferus* происходит смена большинства видов и родов. Появляется род *Declinognathodus*, который стал основой для эволюции большинства средне- позднекаменноугольных конодонтов. На границе подзон *Early* и *Late D. noduliferus* вымирают типично раннекаменноугольные роды *Gnathodus*, *Lochriea*, *Cavusgnathus*. Столь резкое изменение видового и родового состава конодонтов приурочено к среднекаменноугольному событию (Алексеев, 1989; Коссовая, 2000).

Таким образом, наибольшее видовое разнообразие конодонтов связано с глобальными трансгрессиями. Наиболее крупный «взрыв» видообразования связан с черепетской трансгрессией. Менее заметное увеличение численности видов связано с гумеровским, тульским и раннесерпуховским трансгрессивными циклами. В то же время в малевское время количество видов уменьшается, а в упинское – возрастает, что не совпадает с трансгрессивными циклами в бассейнах Ю. Урала и востока Русской платформы. Наиболее значительное вымирание конодонтовых родов происходит в гумеровское, косьвинско-радаевско-бобриковское и в раннесюранское время.

Е.Б. Пещевицкая, Б.Л. Никитенко, С.Н. Хафаева (ИНГГ СО РАН)

ДИНАМИКА ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ МИКРОБЕНТОСА И МИКРОФИТОПЛАНКТОНА В РАННЕМ ВАЛАНЖИНЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ СКВ. МЕДВЕЖЬЯ-50, СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Скважина Медвежья-50 расположена на севере Западной Сибири (нижнее течение р. Надым). Микропалеонтологическим и палинологическим методами изучено 4 интервала (2739,7–2730,4 м, 2677,4–2660,0 м, 2504,4–2480,0 м, 2440–2428 м), представленных сероцветными алевролитами ахской свиты. В разрезе установлены фораминиферовые и палинологические биостратоны, сопоставленные с Бореальным зональным стандартом

(Пешевицкая, 2007 а, б; Nikitenko et al., 2008). В нижнем интервале выделены слои с диноцистами ДК3 и слои со спорами и пыльцой СПК2, что позволяет определить его стратиграфическое положение как среднюю часть аммонитовой зоны *quadrifidus*. В двух верхних интервалах установлена фораминиферовая зона KF4 (*quadrifidus* – *bojarkensis*). По палиноморфам на уровне 2495,46 м определено основание слоев с ДК4, а на уровне 2437,89 м – основание слоев с СПК4, что дает возможность уточнить стратиграфическое положение последнего интервала как верхнюю часть подзоны *beani*, и предыдущего – как верхнюю часть подзоны *gamulicosta*. В инт. 2677,4–2660,0 м установлены зоны по фораминиферам KF2 и KF4 и слои по палиноморфам ДК3 и СПК3 (верхняя часть *quadrifidus* – нижняя часть *gamulicosta*). Учитывая данные по ниже- и вышележащим интервалам, эта часть разреза, вероятно, соответствует аммонитовой зоне *astierptychus*.

Надежная стратиграфическая основа позволила детально проследить динамику таксономического разнообразия микробентоса и микрофитопланктона в течение раннего валанжина. Изменение таксономического состава и структуры их ассоциаций в первую очередь отражают эволюционные тенденции. Ассоциации диноцист в нижней части разреза достаточно бедные и, в основном, представлены проксиматными формами плохой сохранности. Присутствуют как юрские (*Sirmiodinium grossii*, *Wallodinium kturzschii*) и берриасские (*Batioladinium varigranosum*, *Cassiculosphaeridia reticulata*), так и типичные валанжинские виды (*Trichodinium speetonense*, *Aprobolocyta galeata*). Такая ситуация характерна для этапа развития раннемеловых альгофлор (валанжин – начало готерива) (Pestchevitskaya, 2008): разнообразие диноцист и количество валанжинских видов среди них постепенно увеличивается, что и наблюдается выше по разрезу в скв. Медвежья-50. Начиная с инт. 2677,4–2660,0 м, в ассоциациях присутствуют *Oligosphaeridium complex*, *Dingodinium cerviculum*, *Apteodinium maculatum*, *Muderongia australis*, *M. tomaszowensis*; с основания слоев с ДК4 появляются *Cribroperidinium muderongense*, *C. orthoceras*, *Aldorfia sibirica* и др.

Таксономический состав и структура ассоциаций микрофоссилий также во многом зависит от палеообстановок. Сообщества микробентоса средней части раннего валанжина (инт. 2677,4–2660,0 м) отличаются разнообразием, но небольшим количеством особей каждого таксона. Ярко выраженные доминанты отсутствуют. Иногда встречаются теплолюбивые формы. В сообществах зоны умеренного глубоководья, приближенного к берегу, характерны представители *Cribrostomoides*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Astacolus*, *Globulina* и редкие *Valanginella*. В зоне мелководья, удаленного от берега, в сообществах преобладают агглютинирующие формы (*Cribrostomoides*, *Ammobaculites*, *Recurvoides*, *Saccammmina*), тогда как известковистые (*Astacolus*, *Lenticulina*) достаточно редки. В целом, в этой части разреза преобладают обстановки относительного глубоководья, приближенного к берегу. Ассоциации диноцист здесь не очень разнообразны, роды представлены 1–2 видами. В основном, это проксиматные формы семейств *Gonyaulacaceae* (*Sentusidinium*, *Escharisphaeridia*, *Aldorfia*, *Trichodinium*, *Apteodinium*) и *Pareodiniaceae* (*Batioladinium*, *Aprobolocyta*, *Gochteodinia*, *Pareodinia*). Представители семейства *Ceratiaceae* (*Muderongia*) и хоратные диноцисты (*Cleistosphaeridium*, *Circulodinium*, *Spiniferites*) присутствуют единично. Бедность сообществ диноцист, возможно, связана с низкой температурой воды, так как данная область Сибирского палеобассейна находилась в зоне непосредственного влияния холодных арктических течений (Гольберт, 1987). Это также может быть связано с недостатком питательных веществ. В современных морских бассейнах распределение динофлагеллат во многом лимитируется именно этим фактором (Коновалова, 1998; Marret, Zonneveld, 2003; Matthiessen et al., 2005 и др.). Интересно отметить разнообразие рода *Muderongia* в нормально-морских палеообстановках, так как в зарубежной литературе этот род чаще рассматривается как индикатор опреснения (Wilpshaar, Leerveld, 1994; Leerveld, 1995 и др.).

В инт. 2504,4–2480,0 м выявлено достаточно частое чередование обстановок умеренных глубин и мелководья, удаленного от берега. В сообществах фораминифер умеренно-глубоководной зоны резко доминируют *Cribrostomoides*, многочисленны *Recurvoides*, характерны *Evolutinella* и *Bulbobaculites*. Из известковистых форм типичны *Lenticulina* и редки *Globulina*. В сообществах микробентоса мелководья, удаленного от берега, незначительно преобладают представители *Cribrostomoides*, часты *Ammodiscus*, *Glomospirella*, *Recurvoides* и др., единичны *Globulina*, *Signomorphina*, *Marginulina*. Здесь присутствуют и редкие остракоды. Иногда встречаются ассоциации, состоящие из известковистых фораминифер и остракод, что характерно для тепловодных обстановок. Количество и разнообразие диноцист увеличивается. Среди гониаулякоидных появляются представители родов *Nelchinopsis*, *Lithodinia*, *Wrevittia*, *Occisucysta*, *Endoscrinium*, *Cribroperidinium* (6 видов) и хоратных – *Oligosphaeridium*, *Hystrichosphaeridium* и *Achomosphaera*. Возрастает разнообразие цератиоидных (*Muderongia*, 5 видов) и ареолигеровых (*Circulodinium*, 5 видов) диноцист. Возможно, это связано с лучшим прогревом воды в более мелководной зоне и более благоприятными условиями для развития динофлагеллат.

В конце раннего валанжина (инт. 2440–2428 м) ассоциации фораминифер в целом типичны для обстановок умеренных глубин, приближенных к берегу. Доминируют *Cribrostomoides*, характерны *Recurvoides*, *Bulbobaculites*, *Pseudoboivina*. Разнообразие диноцист сокращается, их ассоциации по структуре сходны с ассоциациями из нижней части разреза. Следует отметить, что исчезают юрские и берриасские формы (*Sirmiodinium grossii*, *Wallodinium kturzschii*, представители *Gochteodinia* и *Pareodinia*).

Таким образом установлено, что динамика таксономического разнообразия микробентоса и микрофитопланктона в ранневаланжинском Сибирском палеобассейне отражает как эволюционные тенденции, так и смену палеообстановок. Наиболее многочисленные и разнообразные сообщества фораминифер выявлены в обстановках умеренно-глубоководной зоны моря. В более мелководной, но удаленной от берега зоне, обычно отсутствуют ярко выраженные доминанты. Ассоциации часто состоят из агглютинирующих или известковистых форм, последние обычно характерны для тепловодных обстановок. Остракоды встречались только в этой зоне моря. Разнообразие диноцист значительно возрастает от умеренно-глубоководной зоны к мелководью, в том числе это характерно для гониаулякоидных и хоратных форм, которые часто рассматриваются как показатели глубоководных обстановок (Wall et al., 1977; Davies et al., 1982; Pross, Brinkhuis, 2005 и др.). При смене обстановок на менее благоприятные сокращение разнообразия происходит за счет более древних форм. Более молодые прогрессивные виды продолжают существование в обновленных ассоциациях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00210) и Программ Президиума РАН № 15 и 17.

Т.Н. Пинчук (Кубанский гос. ун-т, Краснодар)

ПРИЗНАКИ БИОТИЧЕСКОГО КРИЗИСА НА ГРАНИЦЕ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО МИОЦЕНА (НА ПРИМЕРЕ ФОРАМИНИФЕР ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ)

Резкие глобальные палеогеографические, климатические и фациальные изменения в неогене приводили к столь же резким изменениям биоты, в том числе и одной из многочисленных ее групп – мелких фораминифер. Во внутриконтинентальных бассейнах процесс эволюционного изменения состава фораминифер был относительно быст-

рым. Выявленные перестройки хорошо прослеживаются на примере изменения родового и видового состава фораминифер Западного Предкавказья на границе нижнего и среднего миоцена.

Территория современного Западного Предкавказья в неогене была покрыта водами бассейна Восточного Паратетиса. Развитие фораминифер в этом бассейне в неогене проходило в исключительно разнообразных условиях: мелководных и глубоководных, тепловодных и холодноводных, пониженной солености, полузамкнутых и замкнутых водоемах.

На всех его обитателях отражались изменения внешней среды, довольно чутко отзывались на них и фораминиферы. Для выявления биотических условий на границе нижнего и среднего миоцена, как всего бассейна, так и отдельных его участков, особое значение имеют изменения количественного и качественного состава комплексов фораминифер. Изменения абиотических факторов (температуры, солености, глубины, загрязнения бассейна) приводят к приспособляемости фораминифер в процессе эволюции, а также к этапному и локальному развитию.

Повышения солености до почти нормально-морской совпадали со связями бассейна с окружающими океанами (сакараул, тархан), когда комплексы фораминифер обогащались видами из полносоленого бассейна. Обилие или скудность видов-мигрантов были связаны с продолжительностью периодов соединения с открытым океаном. В период закрытия связей с океанами в бассейне Восточного Паратетиса наступало значительное опреснение вод, и в связи с этим происходило изменение состава фораминиферовых сообществ, появление эндемичных видов (в коцахуре, в чокраке).

В сакараульское время территория Западного Предкавказья была покрыта полносоленным бассейном, в котором обитали фораминиферы зоны *Porosonion dendriticus*, слоев с *Neobulimina elongata*–*Cibicides stavropolensis* (Богданович А.К., 1965; 1986). Береговая линия бассейна в позднемайкопское время отступила к югу от Ростовского выступа до 46° с.ш. и платформенная часть Западного Предкавказья оказалась мелководным опресненным бассейном с бентосной прибрежно-мелководной фауной. В ней преобладали представители полигалинных родов *Elphidium*, *Nonion*, *Porosonion*. В зоне прогибания (Западно-Кубанский прогиб и Восточно-Кубанская впадина) бассейн был относительно глубоководным, с повышенной соленостью вод, в котором обитали разнообразные секретирующие и агглютинирующие фораминиферы: *Haplophragmoides* aff. *rotundidorsatus* (Rant.), *Trochammina vera* Ter-Grig., *Quiqueloculina* ex gr. *consobrina* Orb., *Cibicides stavropolensis* Bogd., *Elphidium onerosum* Bogd., *Astrononion ergenicus* Bogd., *Bulimina tumidula* Bogd., *Neobulimina elongata* (Orb.), *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb. и др.

В последующий регрессивный этап позднего майкопа береговая линия отступила на юг до 45° с.ш. Большая часть территории Западного Предкавказья осушилась, море сохранилось только в зоне прогибания. В придонных частях опресненного коцахурского бассейна развилось сероводородное и углекислородное заражение, что отразилось на сохранности ископаемой фауны. В коцахурских отложениях найдены многочисленные сидеритовые стяжения, скопления окисленных остатков рыб и редкие агглютированные раковины фораминифер. Фауна с кальцитовыми раковинами не найдена. Фораминиферы представлены обедненным комплексом зоны *Saccammina zuramakensis* (Богданович А.К., 1986), который содержит немногие виды: *Saccammina zuramakensis* Bogd., *S. ovalis* (Subb.), *S. suzini* Bogd., *Ammodiscus granatus* Bogd., *Haplophragmoides* sp. и др.

В тархане, в связи с глобальным потеплением и соединением Восточного Паратетиса с Центральной и Западной его частями и со Средиземноморьем, условия обитания фауны в бассейне изменились. Сообщество фораминифер пополнилось многочисленными морскими видами: *Quinqueloculina boueana* d'Orb., *Q. akneriana* d'Orb., *Miliolinella selene* (Karrer), *Sigmoilinita tenuis* (Grzyz.), *S. haidingerii* (d'Orb.), *Triloculina gibba* d'Orb.,

T.austriaca d'Orb., *Uvigerina* ex gr. *pygmaea* d'Orb., *Polymorphina* aff. *striata* Egger, *Ammonia* ex gr. *beccarii* (Linne), *Florilus boueanus* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Bolivina* aff. *floridana* Cushman., *Globigerina bulloides* d'Orb. и др. В позднем тархане, в связи с началом закрытия связей со Средиземноморьем, появились эндемичные виды, которые позднее расселились по бассейнам Паратетиса, такие как: *Textularia tarchanensis* Bogd., *Siphonoperta mediterraneensis* (Bogd.), *Entosolenia ovulum* Subb., *Bolivina tarchanensis* Subb., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *G. parva* Subb. и др. В бассейне выделилось сообщество бентосной и планктонной фауны фораминифер слоев с *Globigerina tarchanensis* (Богданович А.К., 1975). Тарханский комплекс фораминифер Западного Предкавказья содержит 57 видов, среди них 16 средиземноморских видов, из которых 49 % относится к стеногалинным морским, а остальные к эвригалинным видам. Глубоководные виды (около 56 % комплекса) распространены в зоне прогибания Западного Предкавказья.

В связи с частичным замыканием раннечокракского бассейна Восточного Паратетиса и некоторым его опреснением, возникли условия появления и широкого развития эндемичных видов фораминифер, составляющих комплекс слоев с *Tschokrakella caucasica* (Богданович А.К., 1947; 1959; 1960). Комплекс фораминифер чокрака большей частью состоит из зародившихся здесь видов, которые расселились по всему Паратетису: *Tschokrakella caucasica* (Bogd.), *T. orgbignyana* (Bogd.), *T. litoralis* (Bogd.), *Quinqueloculina grasillisima* (Bogd.), *Sigmoilinita tschokrakensis* Bogd., *Articulina tschokrakensis* Bogd., *Pseudopolymorphina uniserialis* Suzin, *Elphidium rugosum atschiensis* Suzin и др. Состав комплекса увеличился до 87 видов, число стеногалинных видов в нем резко сократилось до 29 %, по сравнению с тарханским комплексом. Преобладали мелководные виды (65 %), обитающие на глубинах до 50 м. Этот факт также подтверждает мелководность чокракского бассейна по сравнению с тарханским. В позднем чокраке в связи с окончательным замыканием бассейна и постепенным опреснением вод, комплекс фораминифер обедняется. В зоне *Florilus parvus* (Богданович А.К., 1965; 1974) содержатся виды *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Sigmoilinita tschokrakensis* Gerke, *Ammonia* ex gr. *beccarii* (Linne), *Florilus parvus* Bogd., *Nonion granosum* (d'Orb.) *parva* Bogd., *N. bogdanowiczii* Volosh., *Discorbis* sp. и др.

Таким образом, по ассоциациям фораминифер, на рубеже раннего и среднего миоцена на территории Западного Предкавказья (Восточный Паратетис) фиксируются резкие изменения границ бассейна, колебания трансгрессивно-регрессивных условий, изменения солености вод. Сохранность ископаемого материала зависела от колебания окислительно-восстановительных условий в придонных частях бассейна.

А.В. Попов (СПбГУ)

О САМОРАЗВИТИИ ФАНЕРОЗОЙСКОЙ БИОСФЕРЫ

Эволюция живого на Земле может быть **расшифрована только в рамках биосферы**, во всем ее пространственном и временном объеме. Эволюция жизни находит полное выражение в закономерностях развития биосферы, которые осуществляются в огромных временных и пространственных интервалах. Эволюционный процесс как специфическое самодвижение формируется тогда, когда эволюционные изменения одних групп организмов возникают как ответ на эволюционные усовершенствования других групп. Возникает система с обратными положительными связями, иными словами, устанавливается непрерывный процесс самодвижения. Приспособление *к внешней среде* представляет собой чисто внутренний процесс, протекающий под мощным дав-

лением внутригрупповой конкуренции (Попов, 1978; 2005). Существенно отличается эволюционная реакция организмов на *воздействие биотических факторов*, смысл которой заключается в *достижении преимущества* над другими организмами.

Попытка связать эволюционные преобразования филогенетических групп фауны и флоры с **изменениями внешней среды** на основе динамики количества таксонов **является необоснованной**. Значительные изменения внешней среды должны вызывать соответствующие морфофункциональные преобразования в группах фауны и флоры. Однако обычно морфофункциональный анализ в упомянутых исследованиях не используется. Такое положение приводит к появлению концепций, подобных «метеоритной» (Баренбаум, 2008), когда интенсивность кометных бомбардировок непосредственно связывается с возникновением таксонов различного ранга. При таком подходе не нужно знакомиться с закономерностями эволюционного процесса. Крупные эволюционные преобразования возникают только при высокой избирательности отбора в условиях, наиболее благоприятных для фауны и флоры. Конкуренция между организмами и между филумами, приводящая к эволюции, неизбежно развивает их активность, которая является главным оружием в борьбе друг с другом и одновременно увеличивает независимость организма от среды. Естественный отбор функционирует как на уровне популяций, так и на уровне биосферы в целом.

Возможности популяционного анализа, исследующего микроэволюцию, которыми располагает синтетическая теория эволюции (СТЭ), позволяют объяснить **только появление элементарного эволюционного сдвига**. СТЭ принципиально не в состоянии установить закономерности макроэволюционного процесса, длящегося сотни миллионов лет. Главный недостаток СТЭ заключается в том, что *микронуляционный анализ совершенно не учитывает особенностей эволюционного преобразования структуры организма*, как определенной системы жестко взаимосвязанных компонентов, которые проявляются в полной мере только в масштабах геологического времени. Возникновение принципиально новых приспособлений [радиальной и билатеральной симметрии, гастральной полости, рта, двигательного аппарата, телерецепторов, центральной нервной системы (ЦНС) и, наконец, мозга] каждый раз существенно преобразовывало биосферные отношения. Оно также влияло на эволюционный процесс, общее направление которого выражалось в повышении активности организма-особи и биосферы в целом.

Основное положение СТЭ утверждает: «... что эволюция *непредсказуема*, имеет *не направленный* к некоей конечной цели, т.е. не финалистический характер» (Воронцов, 1984, с. 297). Этот постулат фактически привел к полному **игнорированию палеонтологических данных**. Именно палеонтологический материал является непосредственным свидетельством эволюционного процесса и с наибольшей достоверностью позволяет описывать закономерности саморазвития биосферы. Он свидетельствует о том, что основные линии воздействия эволюционного процесса образованы **конкурентными отношениями главных группировок**, испытывающих неограниченный прогресс, который выражен последовательной сменой доминантных групп билатералий (артроподы, рыбы, амфибии, рептилии, птицы, млекопитающие). Другими важными взаимодействиями в эволюции биосферы являются развивающиеся пищевые отношения.

В эволюции фанерозойской биосферы выделяются два главных этапа: первый – венд и ранний фанерозой, когда главную роль играло совершенствование морфофункциональных приспособлений, и второй – поздний фанерозой, включая ранний квартал, в котором ведущая роль принадлежит развитию ЦНС и особенно мозга (церебральный этап). Далее следует ноосфера.

Исследование эволюционного процесса показывает огромное значение характера формирования **пространственной структуры организма** (архетипа), особенно его начальных стадий, которые определяют его дальнейший филогенез. Отрицательные

или положительные свойства начальных стадий в полной мере сказываются только по прошествии многих миллионов лет. Впервые эти явления были описаны В.О. Ковалевским (адаптивная и инадаптивная эволюции). Отрицательные особенности пространственной организации прекрасно иллюстрируются филогенезом внешнераковинных (моллюски, артроподы). Внешний скелет, жестко ограничивающий внутреннее пространство организма, существенно затрудняет его эволюционное преобразование, которое связано с перераспределением пространственного размещения звеньев организма. Размещение компонентов организма в замкнутом пространстве жестко ограничено также последовательностью онтогенеза, что еще больше затрудняет эволюцию группы.

Филогенетические группы, обладающие *внешней раковиной*, отличаются весьма медленным развитием, нередко протекающим по существу в одной плоскости (двустворки, гастроподы, брахиоподы). Другие же внешнераковинные, существенно отстающие в развитии, вообще обречены на вымирание (плакодермы). Характер **пространственных** структур организма влияет не только на специфику эволюции организма в целом, но и на развитие отдельных его органов. *Особенно это важно при эволюции таких ведущих образований как мозг*, который, начиная с силура, определял основные особенности эволюционного процесса биосферы. Появление конечного мозга двух типов развития – *эвертированного* и *инвертированного* – определило совершенно разные пути филогенетического преобразования крупных групп позвоночных (Андреева, Обухов, 1991; 1998; Ромер, Парсонс, 1992). Развитие мозга у лучеперых рыб, развивающихся по эвертированному типу, выразилось в замыкании желудочков, т.е. в исчезновении пространства для дальнейшего свободного преобразования структур мозга. Группы, развивающиеся по инвертированному типу (хрящевые рыбы и тетраподы), у которых сохранились желудочки мозга, эволюционировали в направлении неограниченного прогресса, приведшего к *появлению ноосферы*. Сохранение желудочков обеспечивало свободное развитие структур конечного мозга.

Ноосфера – качественно новый этап эволюции биосферы, который характеризуется возникновением сферы разума. *Осознание человечеством* необходимости смены отрицательных отношений, царящих в обществе в духе дарвиновской борьбы за существование на положительные, подготовило условия для восприятия и развития системы **истин (Слово)**, соответствующей качественно новым условиям эволюции общества людей. Положительные отношения между людьми, обеспечивающие сохранение всего ценного в каждом человеке, наиболее рациональны для всего человечества.

Конечный *мозг птиц*, который по уровню развития заметно превосходит мозг рептилий и приближается к мозгу млекопитающих. Конечный мозг птиц развивался по инвертированному типу, но латеральные желудочки выражены слабо. Определенные отставания в развитии конечного мозга у птиц, в сравнении с млекопитающими, связаны с жестким ограничением веса организма и пространства для конечного мозга.

Структура организма, дифференцированные на обособленные компоненты, не может под действием отбора меняться равномерно, плавно, как аморфное вещество. Это одна из главных причин неравномерности, цикличности эволюции.

ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫЙ МЕССИНСКИЙ КРИЗИС В СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ И ПАРАТЕТИСЕ

Мессинский кризис солености в Средиземноморье, когда уровень моря упал на полтора км и в глубоководных частях бассейна шло накопление солей до 1,5-2 тыс. м мощности, был вызван как тектоническими поднятиями на выходе в Атлантику так и, возможно, эвстатическим падением уровня из-за мессинского оледенения (6,3-5,6 млн лет; Rouchy, Caruso, 2006 и др.). Бетский коридор обмелел или закрылся 7,5-7,6 млн лет назад, а Рифский пролив – 6,84 млн лет (Van Assen et al., 2006). В результате ухудшения связи с океаном, субтропического климата и интенсивного речного стока в течение всего мессина в Средиземноморье преобладал эстуарный тип циркуляции, и в открытых частях бассейна накапливались аноксические фации (Roveri, Manzi, 2006).

В настоящее время последовательность и датировки событий мессинского кризиса восстановлены довольно точно благодаря детальным работам седиментологов (Roveri, Manzi, 2006; Rouchy, Caruso, 2006 и др.) и развитию методов астростратиграфии (Krijgsman et al., 1999). По сценарию, основанному на разрезах северной Италии (Roveri, Manzi, 2006), первому этапу мессинской регрессии, начавшейся 5,96 млн лет назад, в краевых фациях отвечали эвапоритовые осадки (гипсы – «нижние первичные эвапориты»). Во внутренних частях водоема им соответствовали морские аноксические фации. Этот этап продолжался до 5,61 млн лет, когда произошло катастрофическое падение уровня моря, начался перерыв в осадконакоплении, в результате которого возникло почти повсеместное внутримессинское несогласие (с 5,61 до 5,4 млн лет). На склонах впадин накапливались грубые пролювиальные фации и «верхние эвапориты» (5,61-5,5 млн лет), образующиеся за счет размыва и переотложения нижних, и были выработаны глубокие врезы основных водных артерий (Чумаков в Маловицкий и др., 1982; Clauzon et al., 2006). В глубоких впадинах шло накопление галитов. Затем началось постепенное заполнение впадин водами речного стока с эпизодическими проникновениями морских вод (фации Lago Mare), когда широко расселилась солоноватоводная фауна паратетического происхождения.

По другому сценарию, основанному на разрезах Сицилии, максимальное падение уровня и накопление галитов произошло раньше (с 5,96 по 5,57 млн лет, Rouchy, Caruso, 2006) и определялось в основном гляцио-эвстатическими причинами – падением уровня океана, оцениваемого от нескольких десятков м до 80-100 м.

Фация Лаго Маре в самой терминальной части мессина (5,5-5,33 млн лет) в Средиземноморье отмечается повсеместно, включая и африканское побережье (Алжир, Pierre et al., 2006) и частично перекрывается по времени с отложением верхних эвапоритов. На завершающей стадии существования этого опресненного бассейна 5,42 - 5,35 млн лет назад (зона *Loxocorniculina djaffarovi* по остракодам), в Средиземноморье вселились эндемичные солоноватоводные понтические моллюски (*Lymnocardium*, *Phyllocardium*, *Chartoconcha*, *Prosodacnomya* и др., Esu, 2007), остракоды (Gliozzi et al., 2006) и диноцисты (Филиппова, 2009). Состав ихтиофауны показывает присутствие отдельных морских стеногалинных форм на фоне преобладавших эвригалинных и эстуарных таксонов в верхней части фации Лаго Маре Италии (Carnevale et al., 2006). Эти данные свидетельствуют о том, что, возможно, эпизодическое заполнение западной части Средиземного моря морскими водами началось еще до конца мессина. Кроме того, на юге Испании, в восточной части Бетского коридора (бассейн Сорбос) на толще эвапоритов отмечена пачка переслаивающихся гипсов и мергелей с нормально морской мессин-

ской фауной, имеющая возраст 5,5 млн лет (Riding et al., 1998). Вероятно, этот пролив вновь начал частично функционировать уже в самый пик мессинского кризиса.

Солоноватоводный водоем в северной части Эгейского бассейна с богатой эндемичной фауной моллюсков и остракод (формация Шумникон, Gramman, Kockel, 1969; Steffens et al., 1979) сформировался еще до пика мессинского кризиса (6,15–6,05 млн лет, согласно Snel et al., 2001). Вместе с солоноватоводными формами, близкими к понтическим Восточного Паратетиса, среди моллюсков здесь встречены представители эвригалинных морских родов – *Parvivenus*, *Maetra*, *Abra* (Stevanović, 1963; Pontien, 1989; Попов, Невеская, 1998; Sygides, 1998). Состав бентосных фораминифер также более богат, чем в понте Восточного Паратетиса. Вероятно, эта фауна может рассматриваться как предковая для понтической Восточного Паратетиса.

Центральный Паратетис. Окруженный со всех сторон орогенными сооружениями Паннонский бассейн оставался почти замкнутым, хотя в конце паннона здесь появились немногочисленные виды, общие с фауной Восточного Паратетиса. Это указывает на существование эпизодического затрудненного сообщения между ними. Наибольшее число общих видов наблюдается в западной части Дакийского водоема (Marinescu, 1978). Проход моллюсков шел почти исключительно в восточном направлении, так как среди двустворок Паннонского бассейна почти нет видов, характерных для Восточного Паратетиса, кроме *Paradacna abichi* и *Congeria digitifera* и, возможно, *Dreissena anisoconcha*. Эта достаточно ограниченная связь осуществлялась через узкий Портаферский (Транскарпатский) пролив (Pontien, 1989). Паннонский бассейн сохранял свой режим и характерный состав фауны в течение более 7 млн лет (от 12 до 4,6 млн лет) (Magyar et al., 1999).

Восточный Паратетис. Понтический Восточный Паратетис состоял из Дакийского, Эвксинского и Каспийского бассейнов. Понт Дакийского бассейна сейчас подробно изучен детальными палеомагнитными и астростратиграфическими методами, контролируемые нанопланктонными данными (Snel et al., 2006; Vasilev, 2006) и по времени примерно отвечает субхрону обратной полярности C3r, также как это было показано В.М. Трубихиным для понта Эвксинского и Каспийского бассейнов (Trubikhin in Pontien, 1989). Таким образом, возраст понта оценивается с $6,15 \pm 0,1$ по $5,3 \pm 0,1$ млн лет, а возраст портафера $6,0$ – $5,6$ млн лет (Snel et al., 2006), также в полном соответствии с данными В.М. Трубихина.

В конце раннего понта произошла резкая регрессия. К этому уровню приурочены остановка осадконакопления, появление континентальных и дельтовых фаций даже в глубоководных частях бассейна. Эта регрессия и начало позднепонтического интервала примерно отвечают максимальному падению уровня Средиземного моря, но были ли единственными причинами регрессии Паратетиса и максимума мессинского кризиса Средиземного моря, остается невыясненным.

Следующая крупная регрессия произошла в конце понта, вследствие которой все Северное Причерноморье и современный шельф Азово-Черноморского бассейна осушились почти полностью (Семененко, 1993). В это время заложились современная гидрографическая сеть Причерноморья.

События мессинского кризиса очень резко проявились во всем Средиземноморье, включая и Паратетисные бассейны. Они привели к формированию высоко специфичной солоноватоводной фауны (моллюсков и остракод) и микрофлоры (диатомей и диноцист), заселившей все Средиземноморье в фазу Лаго Маре. В то же время это был типичный региональный кризис, никак не сказавшийся на биоте Мирового океана. Последняя вновь заселила Средиземноморье в результате занклийской трансгрессии начала плиоцена, полностью уничтожив там эндемичную фауну и флору, которая еще долго продолжала существовать в Паратетисе.

З.В. Пушина (ВНИИОкеангеология),
Р.М. Гогорев (БИН РАН),
П.И. Лунев (Полярная морская
геологоразведочная экспедиция, СПб)

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ
В НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАССИВОВ ФИШЕР И УИЛЛИНГ
(ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Горы Принс-Чарльз являются глыбовыми поднятиями, обрамляющими с запада систему выводного ледника Ламберта (самого крупного выводного ледника в мире) и шельфового ледника Эймери. Миоценовые ледниково-морские отложения были изучены геологами Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) в ходе работ Российской антарктической экспедиции (РАЭ) на массиве Фишер в обрывах Скал Юго-Восточных, где они залегают на базальном основании, сложенном протерозойскими породами. Здесь было описано два полных разреза с мощностями 296,0 м и 283,0 м и одно фрагментарное обнажение в южной части Скал Юго-Восточных, близ кара Большой. Также, в центральной части гор Принс-Чарльз (массив Уиллинг) в интервале высот 1260–1300 м в пресноводных водно-ледниковых отложениях авторами был обнаружен и изучен комплекс пресноводных миоценовых диатомей *in situ*, аналогов которому в Антарктиде не известно.

Разрезы на массиве Фишер, где был обнаружен комплекс диатомовых водорослей, датированный нами как среднемиоценовый, были опробованы в 1991 г. А.А. Лайбой (Laiba, Pushina, 1997). Впоследствии эта толща получила свое название в международном формате как Fisher Bench Formation. Фактически это первый установленный среднемиоценовый комплекс диатомовых водорослей в Антарктиде.

Диатомовые водоросли кайнозойских отложений массива Фишер изучались в 30 образцах, содержащих более 60 таксонов преимущественно бентосных форм. Материал представлен большим количеством, как обломков, так и целыми створками панцирей хорошей сохранности, что позволяет сделать вывод об их накоплении *in situ*.

Осадки массива Фишер, из которых изучались диатомеи, представлены преимущественно глинами, алевритистыми глинами и алевритами. Они охарактеризованы комплексами диатомей, которые на разных временных уровнях достаточно четко различаются между собой.

В нижней части разрезов среди среднемиоценовой диатомовой флоры преобладают планктонные виды с доминирующими *Actinocyclus ingens* (с разновидностями) и *Denticulopsis simonsenii*, выше по разрезу – в большинстве своем бентосные формы, нуждающиеся в определении (некоторые не определены даже до родовой принадлежности).

Серьезной проблемой интерпретации установленных диатомовых ассоциаций является их уникальность и невозможность сравнения с ассоциациями диатомей из других континентальных осадков или с данными по глубоководному бурению, хотя миоценовый возраст фиксируется по возрастным видам-индексам. Так присутствие планктонных диатомей видов *Actinocyclus ingens* (16.4–0.62 Ma), *Denticulopsis simonsenii* (14.2–4.5 Ma), *Eucampia antarctica* предполагает среднемиоценовый возраст отложений. Планктонные диатомеи *Actinocyclus ingens* и *Denticulopsis simonsenii* являются видами-индексами миоцена в зональных стратиграфических шкалах, построенных по материалам глубоководного бурения (Schrader, 1976; Ciesielski, 1983; Gersonder, Burckle, 1990; Baldauf, Barron, 1991; Harwood, Maruyama, 1992; Censarek, Gersonder, 2002; Scherer, Gladenkov, Barron, 2007). Сублиторальные виды, установленные в осадках обнажений, практически аналогов не имеют: *Radioplicata/Ellebeckia* sp. (=Genus and spe-

cies indet. A in: Laiba, Pushina, 1997), *Trigonium* sp., «*Rhabdonema*» sp. 1, «*Rhabdonema*» sp. 2 (= *Rhaphoneis* sp. 1, = *Rhabdonema* sp. in: Laiba, Pushina, 1997), «*Rhabdonema*» sp. 3 (= Genus and species uncertain № 1 in: Harwood, 1986b), «*Rhabdonema*» sp. 4 (= *Rhaphoneis* sp. 3 in: Laiba, Pushina, 1997) (единично), *Rhabdonema* sp. 5, «*Rhabdonema*» sp. 6, «*Synedra*» sp. 1 (= *Synedra* sp. 2 in: Laiba, Pushina, 1997), «*Synedra*» sp. 2, «*Synedra*» sp. 3, «*Synedra*» sp. 4 (= *Synedra* sp. 2 in: Laiba, Pushina, 1997), «*Synedra*» sp. 5 (= *Nitzschia* sp. A Harwood in: Laiba, Pushina, 1997), «*Synedra*» sp. 6, *Synedra* sp. 7. Значительная часть бентосных диатомовых предварительно отнесены к двум родам – *Rhabdonema* и *Synedra* – на основании характерной для этих родов формы створки, наличия септ, строения и числа штрихов, наличия и расположения двугубого выроста.

На материке подробно изучен керновый материал из скважин в Западной Антарктиде – Сухие Долины (Brady, 1979); для Восточной Антарктиды имеются единичные или фрагментарные данные по стратиграфии кайнозойских отложений в горах Принс-Чарльз (Laiba, Pushina, 1997, Whitehead et al, 2004), в оазисе Эймери (Whitehead et al, 2004). Данные о сублиторальной позднемиоценовой и плиоценовой морской и плейстоценовой пресноводной диатомовой флоре приводит Т. Брэди (Brady, 1979), изучавший материал, полученный в результате бурения в районе Сухих Долин (Dry Valley) в Западной Антарктиде. Там же в обнажениях обнаружены плейстоценовые пресноводные комплексы, представленные как планктонными, так и бентосными видами (Kellogg et al., 1980; Scherer, 1987).

Также, из обнажений Антарктиды плиоценовые комплексы диатомей ранее были описаны Д. Харвудом в оазисах Вестфолд (Marine Plain) и Ларсеманн (Harwood, McMinn, 1986), на острове Кокбурн (Антарктический п-ов) (Harwood, 1986). Комплексы плиоценовых диатомовых водорослей из формации Сириус в Западной Антарктиде бедны количественно и до сих пор дискутируются на предмет *in situ*.

Проведенные исследования позволяют установить, что осадконакопление в изучаемом районе происходило в различных палеоэкологических условиях в среднем-позднем миоцене. На первом этапе во время формирования изученных отложений морской бассейн был относительно глубоководный, далее, вероятно, происходило понижение уровня моря и морской бассейн становится сравнительно мелководным (фьордового типа), по-прежнему открытым для поступления океанических вод с постепенным снижением океанического проникновения. Накопление отложений, охарактеризованных пресноводным комплексом диатомей, предполагает образование озер, возможно, недолговременных, в результате отступления ледниковых покровов, поступления талых вод в углубления в рельефе, подпруживания (перекрытия?) ледниками талых потоков и т.п.

А.А. Сабиров (ИГ АН Таджикистана)

БИОТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ В РАЗВИТИИ ДЕВОНСКИХ ФОРАМИНИФЕР ТАДЖИКИСТАНА

В развитии девонских фораминифер Таджикистана прослеживается тенденция, унаследованная от закономерностей их развития в силурийском периоде, – с течением геологического времени наблюдается закономерное увеличение числа таксонов различного ранга, увеличение биомассы, совершенствование их строения и организации от простых к более сложным формам, а также расширение их биотопов.

Эта закономерность в ряде случаев нарушается вследствие причин абиотического характера. В результате широкого развития неблагоприятных фаций на некоторых

отрезках геологического времени наблюдается уменьшение биоразнообразия и биомассы фораминифер. Чаще всего это связано с увеличением в осадках терригенных разностей, появлением в составе карбонатных осадков глинистых и доломитовых компонентов, что, в свою очередь, обусловлено изменением тектонического, гидрологического и солевого режима акватории. С возвратом благоприятных фаций прогрессивная тенденция в развитии фораминифер быстро восстанавливалась.

В девоне четко выделяются два временных рубежа, во время которых наблюдается резкое изменение биоразнообразия фораминифер, выражающееся в катастрофических количественных и качественных изменениях в структуре сообществ. При этом эти изменения никак не связаны с абиотическими факторами.

Одним из этих рубежей является граница между франским и фаменским веками. Во франском веке на территории Таджикистана существовали благоприятные для развития фораминифер фации. Из 8 наиболее изученных разрезов, в которых во франских отложениях найдена микрофауна, известно 103 вида фораминифер, принадлежащих 28 родам. Во франском веке фиксируется первый в эволюционной истории фораминифер расцвет однокамерных форм. В это же время качественно менялась структура сообщества – впервые появились и получили широкое развитие характерные только для франского века одноосно-однорядные многокамерные и псевдомногокамерные фораминиферы с одно- и многослойной стенкой, а также спирально-плоскостные двух- и многокамерные формы.

В наиболее изученном Шишкатском разрезе (Зеравшанский хребет), который по стратиграфической полноте, насыщенности органическими остатками и их сохранности претендует на статус опорного, и в котором фиксируются все стандартные конодонтовые зоны, известно 75 видов фораминифер, принадлежащих 26 родам. В данном разрезе уровень, на котором исчезают все франские многокамерные формы, относящиеся к родам *Paratikhinella*, *Tikhinella*, *Frondilina*, *Eonodosaria*, *Eogeinitzina*, *Multiseptida*, *Tournayella* и *Nanicella*, точно совпадает с нижней границей зоны Средняя *triangularis* по конодонтам. Здесь этот уровень находится всего в 20 см выше официально принятой Международной подкомиссией по стратиграфии девона границы франа и фамена в основании зоны Нижняя *triangularis*.

Точно такая же картина наблюдается и в других разрезах Таджикистана.

В отложениях нижнего фамена на территории Таджикистана из двух десятков разрезов найден 91 вид фораминифер из 29 родов. При этом в раннем фамене продолжали существовать 49 видов однокамерных фораминифер, живших и во франском веке, что составляет 53 % от общего количества. Впервые появляется 52 вида однокамерных (45 %) и 10 видов многокамерных. Число впервые появившихся новых родов – 9 (31 %), среди которых 4 однокамерных и 5 многокамерных. Вымерло на границе франского и фаменского веков 48 видов (53 %) и 8 родов (25 %). Большая нижняя часть разреза не содержит ни одной многокамерной формы. Только в самых верхах отложений нижнефаменского подъяруса впервые наблюдаются редкие многокамерные формы, относящиеся уже к новому отряду, представленному примитивными эндотироидными фораминиферами. В разрезе Шишкат раннефаменское сообщество представлено 71 видом из 23 родов.

Второй биотический кризис фиксируется на границе девона и карбона. Фораминиферы из отложений верхнего фамена (известно несколько десятков местонахождений) насчитывают 189 видов, подвидов и вариететов из 39 родов и подро́дов. Как и в случае с нижележащими отложениями, верхнефаменский интервал уникального Шишкатского разреза демонстрирует удивительное биоразнообразие фораминифер. В этом разрезе в отложениях средней части сурхобинской свиты позднефаменско-раннетурнейского возраста найдено 135 видов, подвидов и вариететов из 37 родов и подро́дов. Из них 54 вида из 12 родов являются примитивными одно- и двухкамерными

формами, которые составляют основную часть биомассы в нижней части подъяруса. Остальные 81 вид и подвидов фораминифер из 25 родов и подро́дов относятся к многокамерным формам – представителям турнейеллид, эндогломоспиранелл, квазиэндо-тир и эндотир. Они составляют большую часть биомассы верхней части подъяруса, относящейся к зоне *Q. kobeitusana*–*Q. konensis*.

Резкое изменение в составе фораминифер в этом разрезе приурочено к верхней части сурхобинской свиты. Последние 7 м этой свиты и низы вышележащей юринской свиты по фораминиферам относятся к зоне *V. malevkensis*–*E. minima*. В этом интервале найдено всего 15 видов однокамерных и двухкамерных фораминифер из 5 родов и ни одной многокамерной формы. Нижняя граница зоны *V. malevkensis*–*E. minima* совпадает с границей конодонтовых зон *S. praesulcata* и *S. sulcata* во всех профилях Шишкатского разреза, а значит, соответствует границе девона и карбона.

Аналогичная картина наблюдается и в других разрезах Таджикистана, где имеются пограничные слои, содержащие фораминиферы. В конце позднего фамена, на границе с карбоном, фиксируется качественное преобразование структуры сообщества фораминифер, связанное с самым катастрофическим вымиранием за всю ранне-среднепалеозойскую историю развития этой группы организмов. В целом по Таджикистану на этой границе двух систем резко и одновременно исчезают практически все высокоорганизованные многокамерные фораминиферы, характерные для позднего фамена, и из 189 видов и подвидов, принадлежащих 39 родам и подро́дам, в раннем турне продолжают существовать 25 видов примитивных одно- и двухкамерных форм, принадлежащих 10 родам, и впервые появляются единичные турнейские многокамерные *Tournayellina* sp. и *Chernyshinella*(?) sp.

Качественное изменение состава сообщества фораминифер на этой границе повсеместно наблюдается внутри однородной известняковой пачки. Поэтому можно говорить о биотическом кризисе, отражающем границу между крупными этапами в развитии фораминифер.

Резкие изменения в сообществах фораминифер на границах франа и фамена и девона и карбона отмечаются и в различных регионах бывшего СССР и зарубежных стран, а также фиксируются в развитии других групп фауны и флоры.

Т.В. Сапелко (ИНОЗ РАН, СПб)

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ОЗЕР – ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О КРИЗИСНЫХ СИТУАЦИЯХ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В результате периодически возникающих в истории Земли кризисных ситуаций существенно меняется природная среда. Подобными периодами являлись, например, эпохи покровных оледенений, которые находят свое отражение в геологической летописи. Это позволяет с достаточной убедительностью устанавливать их наличие и реконструировать время, продолжительность и масштабы появления, а также описывать обусловленные ими и сопутствующие им геологические, геоморфологические и иные последствия (Кудерский, 2008). Донные отложения озер, сохранившихся на месте распространения приледниковых водоемов, содержат своеобразную летопись событий позднеледниковья, где зафиксированы не только стадии эволюции самих водоемов, но также и этапы формирования и развития растительного покрова на окружающих территориях. Возникновение озер и их исчезновение служат хорошим репером изменений природной среды. Систематизация данных по появлению, развитию и исчезновению

озер позволяет уточнить переломные этапы их развития. Наиболее восприимчивыми к климатическим изменениям являются малые озера.

Переход от плейстоцена к голоцену, от эпохи последнего покровного оледенения к современному межледниковью, является важной вехой в позднейшей истории Земли, знаменующей собой начало нового глобального цикла потепления и изменения всей совокупности природных процессов. Эти процессы определили черты нового этапа в развитии географической среды северного полушария. Начало потепления проявилось еще в плейстоценовое время, когда баланс тепла и атмосферных осадков изменился в сторону увеличения. Наши исследования касаются, прежде всего, ситуации на территории Восточной Европы, где последний ледниковый покров начал отступать от зоны краевых образований позднего Валдая 18–20 тысяч лет назад. Таяние ледникового покрова сопровождалось возникновением множества озер в западинах рельефа и образованием крупных приледниковых озерных систем, ограниченных с северо-запада краем ледника, а по юго-восточной периферии – моренным поясом краевых образований последнего оледенения (Квасов, 1975). Процесс дегляциации Русской равнины был длительным и продолжался несколько тысячелетий (18–10 тыс. лет). Он включал в себя: таяние материкового ледникового покрова с одновременным образованием приледниковых озер и формированием стока из этих озер по сквозным долинам; изменение первоначальных путей и направлений оттока талых вод по мере высвобождения более низких порогов стока и формирование новой речной сети на освободившихся от воды территориях при постепенном снижении уровня приледниковых озер. Рельеф пояса конечно-моренных возвышенностей, в том числе и Валдайской, претерпел коренные изменения в процессе дегляциации и дальнейшего потепления климата, связанные с протаиванием погребенного льда, особенно интенсивным в зонах скопления моренного материала и последующим образованием многочисленных западин, наполнявшихся талыми водами. В результате в районах распространения конечных морен формировался молодой сильно расчлененный обращенный рельеф с множеством озер различной глубины и конфигурации.

Прекрасным полигоном для исследования озер, связанных с последним ледниковым покровом, является Карельский перешеек. Карельский перешеек представляет собой территорию с широко развитой озерно-речной сетью. Озерность достигает 15 %. При этом изменение характера рек и озер, их появление и исчезновение проходили постоянно как на протяжении тысячелетий, так и на протяжении столетий. Если раньше, тысячелетия назад, на изменение озерно-речной сети влияли только природные факторы, то за последние столетия внесли свой ощутимый вклад и антропогенные. Именно на этой территории мы можем найти почти все типы так называемых ледяных озер, описанных Л.А. Кудерским (Кудерский, 2008). Здесь же мы можем проследить и послеледниковое развитие озер, установив послеледниковые (или точнее сказать межледниковые) переломные моменты в эволюции озер. За последние десятилетия собран банк палеолимнологических данных по донным отложениям озер. Изучение разрезов донных отложений включает в себя результаты палинологического, диатомового, литологического, геохимического и радиоуглеродного методов. Обобщая полученные данные комплексного палеолимнологического изучения малых озер Карельского перешейка, можно сделать некоторые выводы.

Еще одним периодом глобальных изменений гидросети на Карельском перешейке явился атлантический период. Согласно многочисленным данным, наиболее благоприятный режим теплообеспеченности в сочетании с достаточной увлажненностью привел к подъему уровня озер и распространению на северо-востоке Финского залива Литоринового моря. В это же время территория северо-западного Приладожья находилась под водами глубокого холодноводного древнеладожского озера. В ландшафтах

также формировались локальные озерные и болотные экосистемы, находившиеся на разных этапах эволюционного развития. В котловины некоторых из них, при повышении уровня древней Ладоги, по-видимому, происходило проникновение ее вод. Неравномерный ход климатических условий и характер существовавших палеобассейнов во многом определил облик ландшафтов в атлантическом периоде. Проанализировав более 50 разрезов с результатами палинологического анализа, можно сделать вывод о распространении в атлантический период на Карельском перешейке широколиственных лесов. Из широколиственных пород произрастали вяз, липа, дуб, граб, бук, ясень. В атлантических отложениях севера Карельского перешейка установлено суммарное количество их пыльцы: среднее – 3-6 %; максимальное (в центральных районах и в Приладожье) – до 8-12 %. В зоне распространения Литоринового моря, где существовали более благоприятные природные обстановки, особенно в позднеатлантический этап, развитие широколиственных было наибольшим (10-15 %).

На Карельском перешейке стрессовая ситуация для природной среды на границе позднего плейстоцена и голоцена стала последствием совпадающих по времени значительных взаимосвязанных палеогеографических событий:

1. Резкое потепление климата;
2. Активизация вулканической деятельности;
3. Спуск Балтийского ледникового озера;

Значительные изменения природной среды в атлантический период стали последствием следующих событий:

1. Резкое потепление климата;
2. Изостатическое поднятие Балтийского щита;
3. Подпруживание стока из Ладожского озера в Балтику и повышение уровня Ладожского озера (Ладожская трансгрессия).

Два рассмотренных периода являются наиболее кардинальными в эволюции озер на Карельском перешейке. Выше указанные существенные события в эти переломные моменты развития природной среды явились благоприятными для возникновения и развития озер. Менялся уровень озер, повышалась продуктивность озерных экосистем, озера вступали в мезотрофную и эвтрофную стадии.

Как показали наши исследования, закономерности образования, развития и исчезновения озер позволяют четко фиксировать этапы перестройки природной среды. Наиболее показательны в этом отношении являются территории с повышенной озерностью, подобные Карельскому перешейку. Таким образом, Карельский перешеек является своеобразным естественным полигоном для изучения озер, история которых отражает переломные этапы в истории северного полушария.

Работа выполняется по проекту в рамках Программы ОНЗ-14 Российской Академии Наук (2009-2011 гг.).

Н.В. Сенников, Е.В. Буколова (ИНГГ СО РАН)

ДИНАМИКА ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ ОРДОВИКСКИХ ГРАПТОЛИТОВ В АЛТАЙСКОМ И САЛАИРСКОМ БАССЕЙНАХ

Алтайский и Салаирский бассейны в ордовике были единой шельфовой акваторией на пассивной окраине Сибирского кратона. Однако таксономический состав развивавшихся в них сообществ граптолитов, при достаточно общем сходстве, обладал на некоторых хроностратиграфических срезах своими характерными особенностями, что отразилось в различиях зональных граптолитовых шкал этих регионов (табл.).

Присутствие на Салаире на уровне тремадока только бентосных дендроидных форм граптолитов не позволяет проводить сравнение с одновозрастными комплексами Горного Алтая. Базальная зона аренига – *T. approximatus*, известная на Алтае и охарактеризованная там многочисленными таксонами, на Салаире до настоящего времени не обнаружена.

Для выделяемой на Салаире и Горном Алтае зоны *P. densus* характерны: *Eotetraraptus harti* (T.S. Hall), *Didymograptus protobifidus* Elles, *Phyllograptus densus densus* Törnquist, *Phyl. densus opulentus* Mosen, *Phyl. anna anna* Hall, *Expansograptus suecicus suecicus* (Tullberg), *Ex. extensus* (Hall), *Ex. constrictus constrictus* (Hall). К специфике рассматриваемого уровня Салаира можно отнести присутствие *Tetraraptus bigsby bigsby* (Hall), *Corymbograptus v-fractus* (Salter), а на Горном Алтае – *Phyl. ilicifolius glaber* Mosen, *Pseudotrigranograptus ensiformis* (Hall), *Pseudotr. cf. angustus* Mu et Lee, *Ex. taimyrensis* Obut et Sob., *Ex. suecicus* (Tullberg), *Acrograptus pusillus* (Tullberg), *Corymbograptus deflexus* (Elles et Wood), *Cor. ex. gr. v-fragosus* Obut et Sob., *Acrograptus balticus* (Tullberg), *Ac. cognatus* (Harris et Thomas), *Pendeograptus aff. pendens* Elles. Зона *E. broggeri* на Салаире выделена по присутствию *Ex. broggeri* (Mosen) и *Ex. suecicus* (Tullberg). На Горном Алтае этому уровню соответствует зона *P. angustifolius elongatus*/*E. broggeri*, в которой, кроме известных на Салаире таксонов, определены *Pseudophyllograptus angustifolius angustifolius* Hall, *Pseudophyl. angustifolius elongatus* Bulman, *Phyllograptus densus opulentus* Mosen, *Phyl. densus densus* Törnquist, *Phyl. ilicifolius glaber* Mosen, *Phyl. cf. typus* Hall, *Eotetraraptus harti* (T.S. Hall), *Ex. extensus* (Hall), *Ex. taimyrensis* Obut et Sob., *Undulograptus* sp. Известная на Салаире и Горном Алтае зона *I. gibberulus* содержит одинаковые в обоих регионах таксоны: *Isograptus gibberulus* (Nicholson), *Is. paraboloides* Tzji, *Is. hemicyclus* (Harris), *Cor. holubi* Kraft, *Pseudisograptus manubriatus* (T.S. Hall), *Pseudotr. ensiformis* (Hall), *Ex. extensus* (Hall), *Ex. taimyrensis* Obut et Sob., *Ex. suecicus suecicus* (Tullberg). Отличительной чертой данного уровня Салаира является присутствие таксонов *Is. victoriae maximo-divergens* Harris, *Is. forcipiformis tenuis* Sennikov, а для Горного Алтая – *Is. forcipiformis forcipiformis* (Ruedemann), *Arieniagraptus dzejiangensis* Jenkins, *Tetraraptus bigsby bigsby* (Hall). Зона *E. sparsus* на Салаире занимает большой стратиграфический объем, но ее комплекс содержит только три таксона: *Ex. sparsus* (Hopkinson), *Eotetraraptus harti* (Hall), *Didymograptus* sp. На Горном Алтае в стратиграфическом интервале, отвечающем зоне *E. sparsus* Салаира, выделяются три зоны: 1) *E. hirundo*, 2) *U. austrodentatus*, 3) *U. dentatus*, с делением первой зоны на две подзоны. Все три отмеченные зоны охарактеризованы таксономически богатыми комплексами. Выделяемая на Салаире и Горном Алтае зона *E. balhaschensis*/*E. kirgisis* представлена сходными видами-индексами *Ex. balhaschensis* (Keller), *Ex. kirgisis* Obut et Zubtsov, а на Салаире вместе с ними встречается вид *Did. indentus* (Hall). На Салаире зона *E. jakovlevi*/*D. geminus* охарактеризована таксонами *Did. geminus* (Hisinger), *Ex. jakovlevi* (Keller), *Orthograptus calcaratus priscus* (Elles et Wood), а на Горном Алтае в одновозрастной зоне *E. jakovlevi*/*P. coelatus* встречаются, кроме первого вида индекса, другие таксоны – *Pseudoamplexograptus coelatus* (Lapworth), *Ex. suecicus* (Tullberg), *Cryptograptus tricornis* (Carruthers), *Glossograptus hincksi honcksi* (Hsu), *Is. caduceus nanus* (Ruedemann). Зона *H. teretiusculus* на Салаире и Алтае выделяется по присутствию вида-индекса *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger) и сопутствующего вида *Glyptograptus(?) euglyphus* (Lapworth), а на Салаире в ней дополнительно известны таксоны *Climacograptus angustatus* Ekstrom, *Orthograptus calcaratus acutus* (Elles et Wood), *Gymnograptus(?) linnarssoni ejuncidus* Berry. Стратиграфически выше в ордовике Салаира до середины хирнанта граптолиты встречаются крайне редко и представлены единичными таксонами, в том числе дендроидов. На Горном Алтае этот уровень расчленен на 4 зоны: 1) *N. gracilis*/*A. serratulus*; 2) *M.*

multidens/C. wilsoni; 3) *O. quadrimucronatus*; 4) *C. supernus*. Эти зоны, кроме первой, подразделяются на 2-3 подзоны (табл.) и охарактеризованы таксономически разнообразными комплексами. Зона *N. persculptus* на Горном Алтае содержит *Normalograptus persculptus* (Salter), *Nor. medius* (Tornquist), *Nor. angustus* (Perner), *Climacograptus longifilis* Manck, а на Салаире в этой зоне известен только один вид-индекс.

Сравнение динамики таксономического разнообразия граптолитовых сообществ Алтайского и Салаирского ордовикских бассейнов с глобальной синтезированной кривой вариаций таксономического граптолитового разнообразия (Cooper et al., 2004 и др.) позволяет отметить следующее. Максимумы (и минимумы) таксономического разнообразия алтайской граптолитовой палеобиоты четко коррелируются с аналогичными пиками на глобальном тренде, а изменение таксономического разнообразия салаирской граптолитовой палеобиоты отражает значительное влияние региональных факторов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00729) и Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».

Система	Отдел		Ярус МСШ		Ярус ОСШ		Зональные граптолитовые подразделения Горного Алтая (Sennikov et al., 2008; Буколова, 2009 с уточнениями)	Зональные граптолитовые подразделения Салаира (Сенников, 1996 с уточнениями)								
	Верхний	Средний	Нижний	Тремaddock	Тремaddock	Тремaddock										
ОРДОВИК	ВЕРХНИЙ	ХИРНАНТИАН	КАТИАН	САДБЕЛАН	КАРАДОК	АШГИЛЛ	<i>N. persculptus</i>	<i>N. persculptus</i>								
							<i>C. supernus</i>	<i>D. ornatus</i>	(Слой с <i>Climacograptus? mirnyensis</i>)							
									Граптолиты отсутствуют							
							<i>O. quadrimucronatus</i>	<i>D. cili-gari</i>	<i>E. caudatus</i>	(Слой с <i>Orthograptus</i> ex. gr. <i>quadrimucronatus</i>)						
										Граптолиты отсутствуют						
							<i>M. multidens</i> / <i>C. wilsoni</i>	<i>C. bicornis</i>	<i>C. wilsoni</i>	Граптолиты отсутствуют						
											<i>C. peltifer</i> / <i>C. antiquus lineatus</i>					
							<i>N. gracilis</i> / <i>A. serratulus</i>	<i>H. teretiusculus</i>	<i>E. jakovlevi</i> / <i>P. coelatus</i>	<i>E. balhaschensis</i> / <i>E. kirgisisicus</i>						
											<i>E. balhaschensis</i> / <i>E. kirgisisicus</i>					
							СРЕДНИЙ	ДАРИВИЛИАН	ДАПИГИАН	АРЕНИГ	ПЛАНВИРН			<i>U. dentatus</i>	<i>E. sparsus</i>	
	<i>U. austrodentatus</i>															
	<i>E. hirundo</i>	<i>U. sinodentatus</i> / <i>Cardiograptus</i>	<i>I. caduceus imitatus</i>													
				<i>I. gibberulus</i>												
	<i>P. angustifolius elongatus</i> / <i>E. broggeri</i>	<i>E. broggeri</i>	<i>P. densus</i>													
				<i>P. densus</i> / <i>A. balticus</i>												
	<i>T. approximatus</i>	Граптолиты отсутствуют	Граптолиты отсутствуют													
				<i>T. osloensis</i> / <i>A. hyperboreus</i>												
	ТРЕМАДОК	ФЛОИАН	ТРЕМАДОК	ТРЕМАДОК												Слой с <i>Dictyonema</i> , <i>Dendrograptus</i> , <i>Callograptus</i>

Таблица. Граптолитовые зоны ордовика Горного Алтая и Салаира.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПЕЛАГИЧЕСКОЙ БИОТЫ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНАХ ЮГА СИБИРИ

Эволюционные этапы становления палеозойской пелагической биоты в палеобассейнах юга Сибири – Алтае-Салаирском, Минусинском и Тувинском, достаточно хорошо отражают глобальные тенденции развития биоты в целом, однако имеют специфические особенности, выраженные в масштабах проявления и, в ряде случаев, в иных возрастных рубежах «стартов» таких этапов.

В конце венда у пелагической биоты была **«примитивная»** структура – исключительно продуценты: бактерии, водоросли (фитопланктон) и фитопланктонные представители «сборной» группы акритарх. На границе венда и кембрия произошло усложнение такой примитивной структуры, и сложилась **«простая»** структура пелагической биоты – к бактериально-водорослево-акритарховой продуцентной составляющей добавились первые (и первичные) консументы – радиолярии (микрзоопланктон), а также зоопланктонные представители акритарх. Наиболее древние представители радиолярий (роды *Protocenosphaera* и *Altaesphaera*) найдены в шашкунарской свите Горного Алтая, коррелируемой с нижней частью ботомского яруса нижнего кембрия (Obut, Iwata, 2000; Зыбин и др., 2000). Находки микрофоссилий приурочены к вулканическим дугам. В других регионах (Австралия, Китай, С. Америка) самые ранние находки радиолярий датированы средним-поздним кембрием (Xiping et al., 1997; Won, Below, 1999; Won, Iams, 2002; Maletz, 2009).

Переход от «простой» структуры пелагических биот к **«средней»** (по сложности) структуре произошел в позднем кембрии с появлением первого микронектона – конодонтов, являющихся вторичными консументами. Особенность развития алтайского позднекембрийского микронектона (конодонтов) состоит в том, что их палеобиота встречена вместе с радиоляриями в глубоководных кремнистых образованиях океанического генезиса (Ивата и др., 1997). Это свидетельствует о том, что пелагическая биота уже в позднем кембрии «заняла» экологические ниши как в шельфовых, так и в океанических бассейнах. В позднем кембрии появились и первые представители макронектонных вторичных консументов: наутилоидеи и бесчелюстные (класс *Agnatha*, отряд *Arandospida*). Однако они вели придонный некто-бентосный образ жизни и кардинально не изменили характер структуры пелагической биоты. Совместно с радиоляриями в среднем кембрии Горного Алтая встречены так называемые протоконодонты *Rhombocorniculum*, однако природа этих проблематичных микрофоссилий (SSF?) и, тем более, их образ жизни остаются неисследованными.

На границе кембрия и ордовика произошел переход от «средней» (по числу элементов и их взаимосвязей) структуры развития пелагической биоты к **«сложной»** структуре – появился первый макрозоопланктон (граптолиты), что связано с переходом некоторых бентосных граптолитов к планктонному образу жизни (первые *Rhabdinopora*). На уровне границы тремадока и аренига на Горном Алтае фиксируется усложнение структуры первичных консументов – появление хитинозой, которые условно относят к микрозоопланктону (роды *Desmochitina*, *Conochitina*, *Rhabdochitina*) (Обут, Заславская, 1980; Сенников, Обут, 2002). На Алтае из нижнетремадокских пород была выделена проблематика, напоминающая по внешней морфологии хитинозои *Agetocystis* (Заславская, Обут, 1984). В других районах мира хитинозои (в том числе отмеченные выше) появились с середины тремадока (Paris, 1996; Paris et al., 1999). Таким образом, трансформация **«сложной»** структуры пелагической биоты началась уже

в тремадоке и отразилась на структуре первичных микропланктонных и вторичных макропланктонных консументов. Такое преобразование привело к возникновению среды продуцентов (микрофитопланктонные акритархи) и первичных консументов (микроризоопланктонные хитинозои и макрозоопланктонные граптолиты) попарных симбиотических связей (Сенников, 1996): акритархи-хитинозои (эпойкия), акритархи-граптолиты (эпойкия), хитинозои-граптолиты (комменсализм).

«**Совершенная**» (по сложности) структура пелагической биоты сформировалась в позднем ордовике при изменениях в структуре вторичных нектонных консументов: а) с усложнением структуры придонного макронектона (некто-бентоса) – появление телодонтов (подкласс в классе агнат) (Черепанов, Иванов, 2007); б) с появлением настоящего активного нектона (единичные виды бесчелюстных). В Туве и на Алтае телодонты известны с раннего силура (лландовери) и представлены эндемичными тувино-монгольскими родами (*Helenoplepis* и др.). Далее, на протяжении палеозоя, в сформировавшейся «совершенной», но динамически развивающейся структуре пелагической биоты происходили только замещения (или дополнения) среди элементов вторичных консументов – т.е. одновременное упрощение – вымирание (в т.ч. в конкурентной борьбе) части пелагических групп, и усложнение – появление (как правило, «освоение» новых экологических ниш и новых пищевых ресурсов) других пелагических групп.

В лландовери структура макронектона пополнилась рыбами (хрящевыми, акантодами, костными), «освоившими» всю вертикаль водной толщи. Также в раннем силуре появились тентакулиты (придонный макронектон) и произошел переход некоторых представителей типичного зообентоса к нектонному образу жизни (остракоды-энтомозоиды). В лудлове появляются плакодермы, однако на юге Сибири они известны только с эмса (Салаир). В конце силура фиксируется усложнение структуры нектона (появление отряда ныне существующих наутилид). Ранний девон характеризуется: а) усложнением структуры нектона – появление агониатитов и эласмобранхий (класс хрящевые); б) упрощением структуры зоопланктона (вымирание планктонных граптолитов). Средний девон: усложнение структуры макронектона – появление гониатитов. Поздний девон: а) упрощение структуры придонного макронектона (вымирание гетеростраков, телодонтов и остеростраков, тентакулитов и всех ранне-среднепалеозойских отрядов наутилоидей); б) упрощение структуры продуцентов (вымирание хитинозой); в) изменение структуры макронектона (появление и вымирание климениид). В раннем карбоне произошло упрощение структуры макронектона – вымирание плакодерм. В среднем карбона резко сократилось родовое и видовое разнообразие фитопланктонных продуцентов – акритарх.

Таким образом, прослежено пять этапов развития пелагической биоты в раннем палеозое: «**примитивный**»–**простой**»–«**средний**»–«**сложный**»–«**совершенный**». На протяжении каждого этапа происходило возникновение связей отдельных элементов пелагической палеобиоты между собой (трофические и симбиотические). На границах этапов появлялись новые пелагические группы организмов (с новыми адаптивными возможностями), которые занимали (в том числе на конкурентной основе) различные экологические ниши (латеральные и стратифицированные в толще воды).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00729) и Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».

КОЛОНИЗАЦИЯ СУБСТРАТА СЕДЕНТАРНЫМ МАКРОБЕНТОСОМ В ВЕНДЕ:
ДОПУСТИМЫ ЛИ ПАРАЛЛЕЛИ С ФАНЕРОЗОЕМ

Изучение «эдиакарской фауны» дает возможность пополнить знания о биоразнообразии одного из самых ярких эпизодов в истории развития жизни на Земле – терминального периода докембрия–венда, установленного академиком Б.С. Соколовым в 50-х годах XX века. Среди неактуалистических особенностей бентали вендских морей называют повсеместное развитие на поверхности дна микробиальных пленок, низкую степень сортировки осадка, слабую переработку грунта донными организмами и, как следствие – резкий переход от аэрированной среды в толще воды к бескислородным обстановкам внутри осадка. Области «процветания» бактериальных пленок – не характерная среда для обитания нынешних эвкариотных организмов. Однако трудно восстановить структуру палеосообщества, не сравнив его с современным – без реконструкции способов питания, ярусности в распределении и т.п. Интересной задачей в этом ряду представляется поиск закономерностей в функционировании системы организм-субстрат, т.к. фиксация на поверхности и взаимодействие с субстратом важны для понимания морфологии и экологии любых прикрепленных (водных или наземных) организмов, а также существования геобиоценоза в целом. Эту проблему можно попытаться рассмотреть на массовом материале из классических вендских местонахождений: после разрушения сообществ седентарного бентоса «эдиакарской фауны» при захоронении наиболее многочисленны в ориктоценозах именно органы прикрепления. А поскольку чаще всего эти структуры сохраняются *in situ*, можно строить предположения о месте организмов в биотопе, реконструировать сукцессии и проводить аналогии с фанерозойскими сообществами.

По результатам исследования монотопных рядов (выборки фоссилий с поверхности единого слоя) и литературным описаниям реконструированы способы фиксации на (в) грунте представителей вендского седентарного бентоса:

- 1) свободное обитание с возможной органической цементацией, е. г. *Fedomia* (Serezhnikova, Ivantsov, 2007);
- 2) закрепление на поверхности дна с помощью каблучков прирастания, е. г. *Vaveliksia* (Иванцов и др., 2004) и разнообразных инкрустаций, е. г. *Palaeophragmodictya* (Сережникова, 2007);
- 3) фиксация нижних частей неглубоким погружением в осадок, трубковидные *Cloudina* (Seilacher, 1999) и конические *Thectardis* (Clapham et al., 2004);
- 4) заякоривание в толще осадков дисковидными, е. г. *Ediacaria* и ризоидоподобными, е. г. *Hiemalora* прикрепительными органами (Сережникова, 2005);
- 5) частичное погружение в осадок, е. г. *Nemiana* (Leonov, 2007) и обитание в осадке, представители группы *Petalonama–Pteridinium*, *Namalia*, *Ernietta*, *Rangea* (по данным Grazhdankin, Seilacher, 2002, 2005, интерпретации спорные).

Если данные о тафономии и морфологии названных организмов интерпретированы корректно, можно полагать, что уже в докембрии сформировалось большинство способов фиксации на (в) твердых и мягких субстратах (для сравнения использована информация о фанерозойских сообществах (Thayer, 1975; 1983; Dornbos, 2006)). Анализ фацальной приуроченности вендских организмов показал, что прикрепление к поверхности грунта характерно для фаций со спокойным режимом осадконакопления и ярко выраженной микробной стабилизацией осадка, здесь же, как правило, встречается богатая ассоциация подвижных бентосных организмов. Заякоривание в толще грунтов распространено преимущественно либо в динамичных обстановках, либо в тонких или

относительно глубоководных осадках. По распространению седентарного бентоса в вендских разрезах прослеживается некий тренд: для ранних этапов (биота авалонского типа) характерно несколько меньшее разнообразие стратегий прикрепления, чем для более поздних (биоты беломорского и эдиакарского типов); далее происходит сокращение числа вариантов – с преобладающими стратегиями заякоривания прикрепительными дисками (биота сибирского типа), а в терминальных частях – стабилизации погружением в осадок (биота намского типа). Некоторую неуверенность в достоверности этой картины придают противоречивые трактовки ряда «циклических» ископаемых. Тем не менее, наиболее распространенной в вендское время стратегией фиксации можно назвать закрепление разнообразными дисковидными структурами: практически во всех местонахождениях (в наименьшей степени – в намибийских) в фаунистических комплексах указываются циклические и радиально-симметричные остатки; часть из них, несомненно, могла быть базальными органами прикрепления перовидных форм неопределенного систематического положения. Стратегия прочного закрепления в толще мягких грунтов разнообразными, иногда довольно сложными, прикрепительными структурами развита у обитателей палеозойских мягких субстратов (Thayer, 1975). Она широко встречается у губок, иглокожих, а также водорослей, высших водных и наземных растений. Прослеживается «сходное разрешение определенных задач»: корневой системой растений, прикрепительными структурами иглокожих, губок и перовидных организмов «эдиакарской фауны». Количество сохраняющихся органов прикрепления на поверхности одного слоя может достигать значительных величин. Так, например, в отложениях верховской свиты верхнего венда на площади около 4 м² сосредоточено около 70 дисков диаметром 10-15 см. Учитывая размерную корреляцию прикрепительных образований и всего организма, обитавшего на мягких грунтах, можно предположить, что несохранившиеся верхние части имели значительные размеры. Подобные поселения можно реконструировать и в вендских комплексах других регионов мира (группы Концепши и Фермез о. Ньюфаундленд, кварциты Паунд Австралии, хатыспытская свита Сибири). Такие сообщества должны были, во-первых, задерживать поступающие с суши мутьевые потоки с частицами осадка, преобразуя рельеф дна палеобассейна, и, во-вторых, изменять свойства грунта.

Таким образом, мы подошли к вопросу о взаимодействиях организм-среда, и к более широкой теме о средообразующей роли организмов. Попробуем провести параллели между докембрийскими системами «организм-субстрат» и системами последующих эпох. Например, формирование рельефов современного типа и сложных биокосных веществ, каковыми являются почвы, невозможно без жизнедеятельности растений с развитой корневой системой. Другие примеры – развитие субстратов «твердого дна» (hard grounds) в местообитаниях ордовикских иглокожих, рифовых систем докембрия и фанерозоя и т.д. Названные преобразования сыграли не последние роли в формировании облика Земли. Какова была средообразующая роль вендских организмов – одних из первых сложноорганизованных колонизаторов субстрата, мы пока не знаем, но крупные изменения вблизи границы венда и кембрия едва ли можно объяснить лишь подвижками абиотических факторов, что уже обосновано во множестве публикаций по геологии докембрия (Соколов, 1972; 1977; Федонкин, 1983; 1985; 1987; Seilacher, 1989; 1999; Butterfield, 2007 и др.).

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 08-05-00801, 08-05-90211-Монг_а), программы Научные школы Российской Федерации НШ – 4156.2008.5, Программы 15 «Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюции» Президиума РАН.

О ПРИСУТСТВИИ ОБРАЗОВАНИЙ РИФЕЯ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ
(НА ОСНОВАНИИ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ)

Проблема присутствия докембрийских (рифейских) образований является одной из самых сложных в стратиграфии метаморфических толщ Северного Кавказа.

В пределах Большого Кавказа достоверные докембрийские (рифейские) стратифицированные образования установлены только в Карачаево-Черкесской зоне и входят в состав бечасынского метаморфического комплекса в доюрском основании зоны. К докембрию (рифею) также, вероятно, относятся верхняя часть аркасарской свиты маркерской серии зоны Главного хребта и армовская свита зоны Передового хребта.

В Карачаево-Черкесской зоне метаморфические сланцы перекрываются мощной толщей песчаников урлешской свиты, которые, вероятнее всего, имеют кембрийский возраст (Герасимов, 1940; Потапенко, 1965 и др.). На подстилающих образованиях урлешские песчаники залегают с базальным конгломератом в основании, отмечаемым многими исследователями этого района (Е.А. Снежко, И.С. Красивской, Ю.Я. Потапенко и др.), что и определяло докембрийский возраст метаморфической толщи Карачаево-Черкесской зоны. Большая часть пород этой толщи слабо метаморфизована (верхи фации зеленых сланцев), сохраняет первичную слоистость; уверенно определяется их первичная вулканогенная или осадочная природа.

Верхняя часть разреза метаморфической толщи по р. Кубань выделена в качестве тубаллыкулакской свиты (Потапенко, 1982). Свита представлена преимущественно мусковит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями кварцитов, филлитовидных и кварцитовидных сланцев, с редкими линзами мраморизованных известняков и известковистых сланцев. В филлитовидных сланцах этой свиты установлены (Снежко, Белова, 2002) микрофоссилии, среди которых определены редкие колониальные (cf. *Palaeoanacystis vulgaris* Schopf) и нитевидные (*Siphonophocus*) формы, а также единичные мелкие сфероморфные акритархи (*Margominuscula rugosa* (Naum) Jank), характерные для отложений раннего-среднего рифея. Кроме этого, неопределимые органические остатки были отмечены в филлитовидных сланцах толщи по р. Тызыл.

Бечасынский метаморфический комплекс вмещает вулканогенные образования, залегающие примерно на одном стратиграфическом уровне с тубаллыкулакской свитой и сопряженные с ней гипабиссальные интрузии гранодиоритов. Галька последних встречается выше по разрезу, во внутриформационных конгломератах, слагающих линзовидные прослои в метаморфической толще. Возраст этих магматических образований, определенный Sm-Nd методом, равен 930 ± 130 млн лет (Снежко, Потапенко, 2001). На основании этих данных был принят среднерифейский возраст тубаллыкулакской свиты, а весь бечасынский комплекс отнесен к рифею.

В связи с появлением сведений (Сомин, 2007) о более молодом возрасте метаморфических пород Карачаево-Черкесской зоны в интервале 573-509 млн лет, определенном по окатанным цирконам из кварц-полевошпатовых метапесчаников тубаллыкулакской свиты и кварцитов нижней части толщи (таллыкольской свиты) в этой зоне были продолжены работы по поискам органических остатков в метаморфической толще.

Т.Ю. Толмачевой и Е.Ю. Голубковой были проведены исследования на обнаружение микрофоссилий в образцах филлитовидных сланцев из верхней части разреза толщи – халтухакольская и долинонарзанная свиты – расположенной предположительно выше тубаллыкулакской свиты. В осадке всех исследуемых образцов (около 30 штук) на фоне нерастворенных минеральных образований присутствовали многочис-

ленные угловатые обломки черного цвета предположительно органической природы. В отдельных образцах из долиноарзанной свиты Е.Ю. Голубковой были выявлены единичные сферические формы плохой сохранности, отнесенные (под вопросом) к *Leiosphaeridia* sp. Морфологически примитивные виды рода *Leiosphaeridia* широко распространены с верхнего протерозоя и до настоящего времени.

Устойчивые к воздействию различных кислот органостенные микрофоссилии легко разрушаются при термальном воздействии (больше 200°). Степень сохранности и цвет органического вещества в анализируемых образцах позволяет предположить, что такое термальное воздействие имело место. Т.Ю. Толмачева и Е.Ю. Голубкова отмечают, что в исследованных пробах отсутствуют акантоморфные акритархи, которые обычно встречаются практически во всех отложениях морских фаций палеозойского возраста. Этот факт может указывать на возможно допалеозойский возраст исследованных пород.

Приведенные сведения об органических остатках и определения возраста пород методом Sm-Nd ставят под сомнение предположение М.Л. Сомина о раннепалеозойском возрасте толщ Карачаево-Черкесской зоны. В связи с этим отнесение метаморфитов зон Главного и Передового хребтов к исключительно палеозойскому возрасту (ордовикскому или более молодому) также требует дополнительных обоснований. И.И. Греков и В.А. Снежко (2002) довольно уверенно сопоставляют (по литологии и последовательности напластования) верхние части разрезов метаморфических толщ указанных зон с метаморфитами Карачаево-Черкесской зоны и на этом основании относят их также к рифею.

Следовательно, вопрос об отнесении метаморфических пород Большого Кавказа к рифею или нижнему палеозою требует дополнительного изучения.

Е.А. Соколова (Ин-т океанологии РАН)

РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ БИОТЫ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ПЕРИОДЫ КРИЗИСОВ И В МЕЖКРИЗИСНЫХ ИНТЕРВАЛАХ

Карибское море, Мексиканский залив и расположенная между ними акватория, включающая Багамские острова и Центрально-Американский перешеек, представляют собой весьма сложный по строению и тектонически-активный район. Отложения этого региона обогащены весьма разнообразными танатоценозами планктонных фораминифер (ПФ). Целью наших исследований было выяснение климатической природы позднемеловых ПФ. Несмотря на то, что климатическая природа многих видов ПФ уже была выявлена раньше (при изучении более молодых срезов), выяснить климатическую природу большинства ПФ для некоторых стратиграфических срезов мела оказалось очень трудно из-за частой, резкой и неравномерной смены их систематического состава, вызванной, вероятно, глобальными или региональными биотическими кризисами.

Последовательность нашей работы, в соответствии с методом актуализма, ведется от молодых и, следовательно, более изученных временных срезов к более древним. Согласно нашей методике (Блум, Соколова, 1987; Соколова, 1998) все позднемеловые ПФ были подразделены на три климатические группы, названные, по аналогии с современными, умеренной, субтропической и тропической и объединены в климатический ряд. Для каждого стратиграфического среза подсчитывалось соотношение раковин ПФ, относящихся к разным климатическим группам. По показателям этих соотношений выделялись типы танатоценозов ПФ. Так как танатоценозы отражают температурные условия, соответствующие водным массам, в которых они формировались, на основании их про-

странственного распространения можно построить карты климатической зональности, что и было сделано последовательно для 12 поздне меловых стратиграфических срезов.

Исследование кампанского среза показало, что большинство кампанских видов ПФ в Мексикано-Карибском регионе продолжили свое существование в маастрихте и, следовательно, их климатическая природа была уже выявлена. Положение этих видов в климатическом ряду сомнений не вызывало. Многие виды из родов *Rugoglobigerina* и *Pseudoguembelina*, а так же некоторые глоботрунканеллы в кампанских отложениях встречались только в нескольких скважинах, то есть относились к категории видов узкого широтного распространения. На протяжении всего кампанского века в Мексикано-Карибском регионе был распространен промежуточный тип танатоценоза.

При обработке фактического материала с целью реконструкции климатической зональности сантона, выяснилось, что верхняя стратиграфическая граница последнего прослеживается достаточно ясно (Копаевич, Соколова, 1992). 12 широко распространенных в сеномане видов ПФ полностью вымирают, а на их место приходят 11 кампанских видов. Причем в районе Карибского моря смена видового состава на стыке зон *Dicariinella asymerica* и *Globotruncanella elevata* (Robaszynski, Caron, 1995) происходит не только среди тепловодных видов ПФ, но и в составе умеренной группы тоже. Начало позднего сантона характеризуется некоторым потеплением в районе Мексиканского залива.

Отложения зоны *Dicariinella concavata*, включающие в себя верхи туронского, коньякский и основание сантонского ярусов, весьма обильно обогащены раковинами ПФ. Обработка фактического материала показала, что в изучаемых отложениях содержится более 20 широко распространенных видов, представленных большим количеством раковин преимущественно хорошей сохранности. Однако, несмотря на обилие фактического материала, реконструировать климатическую зональность удалось только для зоны *Dicariinella concavata* в целом, так как видовой состав ПФ менялся очень плавно (Соколова, 2005). В изучаемом регионе были выявлены две климатические зоны. Выделенные зоны не имеют прямых аналогов с современными и даже с кайнозойскими зонами. Это объясняется тем, что природные условия мела очень сильно отличались от условий более поздних эпох. В Мексиканском заливе господствовал теплобореальный танатоценоз, а в Карибском море – промежуточный.

Для изучения туронских ПФ были выбраны три временных среза, соответствующие по стратиграфической шкале Ф. Робашинского и М. Карон (1995) раннему турону (зона *Helvetoglobotruncana helvetica*), среднему – (зона *Marginotruncana schneegansi*) и позднему – (основание зоны *Dicarinella concavata*). Последовательное сравнение систематического состава ПФ, соответствующего этим срезам, позволяет проследить развитие природных процессов в динамике. На стыке зон *Dicarinella concavata* и *Marginotruncana schneegansi* состав ПФ обогащается видами *Marginotruncana bouldinensis* Pessagno, *M. pseudolinneiana* Pessagno, *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Dicarinella primitiva* (Dalbiez), *Hedbergella flandrini* Porthault. Изучаемый регион характеризовался двумя климатическими зонами промежуточной и тетической (Соколова, 2007). Северная граница последней смещалась в среднем туроне до 25° с.ш. Распространение тетического танатоценоза в этих широтах не характерно для меловой эпохи (Соколова, 2008). Начало турона характеризовалось массовым вымиранием сеноманских видов и появлением 18 туронских. Это позволяет четко проследить нижнюю стратиграфическую границу турона, но возникают трудности с выявлением климатической природы большинства видов.

Сеноманские отложения по стратиграфической шкале Ф. Робашинского и М. Карон (1995) подразделяются на три временных среза, соответствующие раннему (верхняя часть зоны *Rotalipora globotruncanoides*), среднему (зона *Rotalipora reicheli*), и позднему сеноману – (зона *Rotalipora cushmani*). Сеноманский климатический ряд весьма отличается от туронского. На сеноман-туронской границе резко меняется видовой состав

ПФ. В сеноманских отложениях Мексикано-Карибского региона раковины субтропической группы составляли 60-70 % от общего количества ПФ. Их состав менялся очень плавно. Основную часть изучаемого региона занимала промежуточная климатическая зона. В течение сеномана наблюдалась вялая тенденция к потеплению. В позднем сеномане в районе Карибского моря был распространен тетический танатоценоз ПФ.

На основе анализа фактического материала и изучения литературных данных можно сказать, что в течение поздне меловой эпохи происходили региональные и глобальные изменения условий окружающей среды, которые влекли за собой изменения типов водных масс в океане и, как следствие, смену систематического состава ПФ. То есть смена климатических режимов влекла за собой биотические кризисы. Наиболее значительный кризис произошел на границе сеноманского и туронского веков. Конец сеноманского века характеризовался необыкновенно резким потеплением и рядом других сопутствующих изменений условий окружающей среды, возможно даже катастрофой. Это повлекло за собой массовое вымирание ПФ на родовом уровне. В теплых однородных водных массах раннего турона зародились и начали бурно эволюционировать новые роды ПФ. Менее значительные климатические колебания наблюдались в конце среднего турона, а так же на верхних границах среднего и позднего сантона. Биота ПФ «ответила» на них изменениями в своем систематическом составе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00283-а).

А.Н. Соловьев (ПИН РАН)

ЗНАЧЕНИЕ РЕДКИХ НАХОДОК И УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ИСКОПАЕМЫХ МОРСКИХ ЕЖЕЙ ДЛЯ ПОЗНАНИЯ ИСТОРИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КЛАССА

Ископаемая летопись палеозойских морских ежей крайне скудна. Многие роды – монотипические и, как правило, представлены единичными экземплярами. Исключение представляет карбон, особенно ранний, на который приходится пик разнообразия некоторых групп, прежде всего археоцидарид и палеоэхинид. Поэтому большое значение для полного восстановления эволюции класса морских ежей имеют редкие и уникальные находки. Покажем это на некоторых примерах.

Для понимания становления класса морских ежей важно, прежде всего, изучение самой древней группы – отряда *Bothriocidaroida* (поздний ордовик – ранний силур). Многие десятилетия она была известна по единичным экземплярам одного рода *Bothriocidaris* Eichwald, 1860 из верхнего ордовика Эстонии. Принадлежность рода к классу *Echinoidea* оспаривалась рядом специалистов на основании особенностей его морфологии (однорядные интерамбулакры, радиальное положение мадрепорита и др.). Находка экземпляра *B. eichwaldi* с сохранившимся челюстным аппаратом послужила важным аргументом в пользу эхиноидной природы этого рода (Мянниль, 1962). В последующие годы представление о таксономическом разнообразии группы расширилось. Многорядное расположение пластинок в амбулакрах и прохождение радиальных амбулакральных каналов внутри пластинок панциря описано у рода *Neobothriocidaris* (2 вида из верхнего карадока и ашгилла Шотландии) (Paul, 1967). Единичные амбулакральные поры (а не парные, как у большинства морских ежей) установлены у *Unibothriocidaris* (карадок, формация Бромайд, Сев. Америка) (Kier, 1982). У *Bothriocidaris maquetensis* (верхний ордовик, цинциннатий Сев. Америки) наблюдается переходная структура интерамбулакров от однорядных к двурядным (Kolata et al., 1977). Все указанные виды

представлены немногочисленными, часто единичными и фрагментарными экземплярами из локальных местонахождений. Показано, что, несмотря на большее своеобразие ботриоцидароидов, многие их черты повторяются у других групп морских ежей. Так, однорядные интерамбулакры известны у палеозойского семейства Cravenechinidae, у мезозойских и кайнозойских холастероидов (метастернальный пластрон). Указанные особенности ботриоцидароидов можно рассматривать как явление, названное Ю.В. Мамкаевым (1968) архаическим многообразием, которое выражается в резко повышенной изменчивости организации на ранних этапах эволюции таксона, отчего роды и виды в это время (в данном случае – это ордовик и ранний силур) могут отличаться по признакам, позже характеризующим семейства и отряды (Соловьев, 2008).

Из перми известно 2 рода отряда Echinocystitoida и один род из отряда Palaechinoida (последние представители этих отрядов). В перми присутствуют также морские ежи семейства Miocidaridae из отряда Cidaroida, представленного родами *Eotiaris* (3 вида из нижней и верхней перми Германии, Англии и США) и *Permocidaris* (2 вида из перми Пакистана и верхней перми Венгрии). Все находки пермских видов миоцидарид – единичны и фрагментарны.

Указанное семейство известно и из триаса. В отложениях нижнего триаса встречено только 2 вида миоцидарид (Пакистан, соляной кряж; США, штат Юта), а в отложениях среднего – один вид (Швейцария, ладинский ярус).

Разнообразие морских ежей увеличилось в позднем триасе. Основные материалы по поздне триасовым морским ежам происходят из уникального местонахождения St. Cassian (Италия, Доломитовые Альпы, карнийский ярус) (Kier, 1984), где встречены сотни фрагментов панцирей. Обнаружено, что у 16 видов присутствуют слабо выраженные приротовые выросты на амбулакральных пластинках – аурикулы (части перигнатического пояса), а у других – выросты интерамбулакральных пластинок – апофизы. Это свидетельство того, что в триасе параллельно развивались две эволюционные линии – первая (с апофизами), идущая от палеозойских миоцидарид к мезокайнозойским морским ежам отряда Cidaroida, а вторая дала начало всем нецидароидным группам, появившимся в триасе и бурно развивавшимся в более поздние эпохи.

Иногда, благодаря редким находкам в «базальных» отложениях гнологических систем, заполняются hiatusы между крупными таксонами морских ежей. Так, в берриасе были найдены переходные формы между юрскими коллиртидами с разорванной апикальной системой и меловыми холастеридами с сомкнутой апикальной системой. В Тунисе – это род *Proholaster* Gauthier (монотипический род, один экземпляр); у него апикальная система разорвана, но задние окулярные пластинки значительно сближены с ее передней частью. А в Алжире и в Крыму – род *Eoholaster* Solovjev (единичные экземпляры двух видов) – самый ранний представитель холастерид с сильно удлиненными задними окулярными пластинками (Соловьев, 1989).

До недавнего времени семейство Aeropsidae (отряд Spatangoida) было представлено только двумя современными глубоководными родами *Aeropsis* и *Aceste*. Ш. Джеффри (Jeffery, 1999) описала по одному экземпляру из танета Испании вид *Sphenaster larumbensis*, отнесенный ею к этому семейству. Гиатус между современными эропсидами и их ископаемыми предками составляет не менее 50 млн лет. Однако, если предки современных абиссальных и батинальных урехинид, пурталезиид и изастерид были заведомо мелководными формами, которые нередко в изобилии встречаются в палеоцене Мангышлака и некоторых других районов, то единичная находка *Sphenaster* скорее свидетельствует о том, что этот род уже в палеоцене был глубоководным, но в редких случаях мог подниматься в более мелководные части бассейна (Соловьев, 2008). Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН «Биологическое разнообразие» и при поддержке гранта РФФИ 08-04-01-347а.

ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЙ И БИОТИЧЕСКИЙ КРИЗИС НА РУБЕЖЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Природно-климатические обстановки на рубеже позднего плейстоцена и голоцена Севера Евразии претерпевали быстрые/катастрофические трансформации, выраженные в комплексном изменении климатических параметров, площади и объемов покровных оледенений, уровня Мирового океана, гидрографической сети, растительного покрова, фауны и т.д., вызванные в первую очередь внешними/космическими воздействиями. Среди целого ряда «геологических архивов», в которых записана и сохранена информация о прошлых природно-климатических обстановках регионального и планетарного уровня с разрешением от тысячелетий и столетий до года, следует отметить донные отложения озер. В последние годы уделяется все большее внимание проблеме климатической изменчивости, а также факторам, приводящим к сменам ледниковых и межледниковых эпох. Смена холодного и сухого климата позднего плейстоцена теплыми и влажными условиями голоцена привела к изменению природных обстановок на водосборах озер и их экосистем и, как следствие этого, к трансформации процессов озерного седиментогенеза (Субетто, 2006).

Смена климатических условий от холодных, арктических позднего плейстоцена к теплым и влажным голоцена в Северном полушарии около 10 000 радиоуглеродных лет назад привела к серьезным палеогеографическим изменениям: (1) – в растительном покрове (произошла смена тундро-степных ценозов лесными сообществами и переход от азональности к зональности в распределении растительности); (2) – в почвообразовании (сформировался устойчивый почвенный покров, произошло таяние вечномерзлых грунтов); (3) – в гидрографической сети (происходит полное исчезновение приледниковых бассейнов) и (4) – в быстрой деградации ледника.

Весь комплекс палеогеографических изменений привел к смене характера осадконакопления в озерах севера Европейской части России. Как правило, серые, минерогенные, глинистые отложения сменяются вверх по разрезу бурыми, зеленовато-коричневыми, органогенными осадками – илами или сапропелями. Этот переход был настолько резок, что во многих разрезах озерных отложений можно наблюдать ясную, четкую границу смены позднеледниковых отложений, отложениями голоцена.

В целом, строение кернов озерных отложений должно иметь, как правило, двухчленное строение. Нижняя часть разреза донных отложений разнотипных озер будет представлена минерогенными отложениями позднеледниковья, формировавшимися в условиях сурового, холодного, континентального (нивального) климата, а верхняя часть разреза – органогенными отложениями голоцена или межледниковья, формировавшимися в условиях умеренно теплого, влажного (гумидного) климата. Следует отметить, что тип донных отложений довольно резко сменяется от серых глин позднеледникового возраста к темно-коричневым сапропелям голоцена. Все это свидетельствует о катастрофических природно-климатических изменениях. Возраст границы перехода от минеральных осадков к органогенным на северо-западе (СЗ) России, по данным многочисленных радиоуглеродных анализов, варьирует в узком диапазоне от 9 500 до 9 000 лет назад. Это свидетельствует, по-видимому, о запоздалой реакции наземных и водных экосистем на резкое потепление около 10 000 радиоуглеродных лет назад, что связано с отличием природно-климатических условий восточной части Европы от западной. Запоздалая реакция озерных экосистем и наземной растительности на быстрое/катастрофическое потепление на рубеже плейстоцена и голоцена может быть объяснена различием циркуляции воздушных масс над территорией СЗ России по сравнению с циркуляцией над

западными районами Европы, прилегающими к Северной Атлантике. Экстремальная континентальность климата и/или антициклональная циркуляция из-за возможного господства сильных восточных ветров к югу от Скандинавского ледникового щита, могли способствовать сохранению вечной мерзлоты на СЗ России. Зона высокого давления над территорией распространения вечной мерзлоты и преобладание восточных ветров могли блокировать перенос теплых воздушных масс с запада на восток на протяжении более 2 000 лет (11 000-9 000 лет назад).

О.П. Тельнова (ИГ Коми НЦ УрО РАН)

РУБЕЖ ФРАНСКОГО И ФАМЕНСКОГО ВЕКОВ НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ

В результате полевых работ 2009 г. с помощью специально спроектированной и пробуренной скважины удалось получить материалы, позволяющие надеяться, что будет, наконец, детально охарактеризована граница франского и фаменского ярусов в стратиграфически наиболее полных разрезах. Из пробуренной скважины поднят керн, характеризующий верхнюю часть ухтинской (верхняя часть франского яруса) и нижнюю часть ижемской (нижняя часть фаменского яруса) свит, и в том числе пачка темно-серых и зеленовато-серых глин, ранее описанная в этом районе из обнажений, как «новое биостратиграфическое подразделение» (Тельнова, Маршалл, 2009).

Бурение скважины явилось продолжением целого цикла исследований, в задачи которых входят палинологические реконструкции основных трендов франско-фаменских растительных сообществ с целью корреляции эволюционных изменений наземной биоты с событием Kellwasser.

Рубеж франского и фаменского веков сопряжен с глобальными геологическими и биотическими событиями, одним из которых является массовое вымирание организмов морской биоты (Алексеев, 2000). Вымирание на рассматриваемом рубеже коррелируется с глобальной регрессией и бескислородным событием. Анализ эвстатических колебаний уровня Мирового океана, позднедевонского рифтогенеза и суперплюмовых событий демонстрирует дестабилизацию условий в атмосфере и гидросфере, и как следствие, изменения экологической обстановки и известные биособытия (Веймарн, Корнеева, 2007).

Анализ биотических событий этого стратиграфического интервала в глобальном масштабе свидетельствует о достаточно сложном, ступенчатом характере исчезновения отдельных групп фауны, охватывающих, по крайней мере, две последние конодонтовые зоны франского века (*rhenana* и *linguiformis*) (Copper, 2002; Schindler, 1993). Вместе с тем максимум вымирания, выраженный в исчезновении очень большого количества видов морских организмов и затем появления новых видов, приурочен именно к франско-фаменскому рубежу.

В отличие от изученности морской биоты, к настоящему моменту очень мало известно о происходивших изменениях в континентальной биоте на франско-фаменском рубеже, в частности, в растительных сообществах. С целью изучения этих изменений, начиная с 1993 г. мной, а с 2006 г. совместно с английским палинологом Д. Маршаллом, проводились полевые экспедиционные работы на Южном Тимане. Установлен новый палинокомплекс (Тельнова, Маршалл, 2007) в базальной части стратотипа ижемской свиты (нижняя часть фаменского яруса). В этом палинокомплексе доминируют франские таксоны, тогда как перекрывающий его палинокомплекс (аналог волгоградского) отличается почти полным отсутствием характерных франских видов.

Особенностью нового палинокомплекса является эндемизм и гигантизм миоспор, что может, по-видимому, свидетельствовать об островном характере флоры.

Таким образом, благодаря четким отличительным признакам установленного палинокомплекса возможно выделение нового биостратиграфического подразделения. В шкале девонской зональности по миоспорам растений предлагается установить подволгоградские слои со стратотипом в разрезе ижемской свиты. Эти слои заполняют часть фиксирующегося на Русской платформе предфаменского стратиграфического перерыва и увеличивают объем франского яруса. По-видимому, новое биостратиграфическое подразделение соответствует стратиграфическому интервалу, охарактеризованному в верхнедевонских разрезах Канады миоспоровой зоной *Vallatisporites preanthoideus*–*Archaeozonotriletes famenensis* (конодонтовые зоны *linguiformis*–нижняя *triangularis*) и, возможно, нижней части зоны *Membrabaculisporis radiatus*–*Cymbosporites boafeticus*, установленной в восточной Померании (Польша) (Braman, Hills, 1992; Stempien-Salec, 2002).

Новый палинокомплекс демонстрирует постепенный характер изменений во флористических сообществах на уровне, коррелируемом с событием Kellwasser. Процесс вымирания позднефранских таксонов сопровождается появлением новых видов и родов миоспор, характерных для фаменских и даже каменноугольных палинокомплексов.

Результаты наших работ на Южном Тиммане свидетельствуют о том, что именно здесь, возможно, находится один из самых стратиграфически полных разрезов франско-фаменского времени. И возможно именно он может в дальнейшем стать эталоном границы ярусов. Полученные выводы явились обоснованием необходимости бурения скважины в районе исследований.

Т.Ю. Толмачева (ВСЕГЕИ)

БИОРАЗНООБРАЗИЕ КОНОДОНТОВ ОРДОВИКА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (О. КОЛГУЕВ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Широко известно, что особенности литологии, сохранность и доступность осадочных разрезов нередко оставляют биоразнообразие скрытым, что увеличивает степень интерпретационности любых глобальных построений в области палеогеографии и биофаций. Одним из таких «белых пятен» конодонтовой фауны ордовика, и в особенности нижнего ордовика является северо-западная и северная окраины Восточно-Европейской платформы. Притом, что конодонты запада и востока платформы многочисленны, разнообразны, относительно хорошо изучены или хотя бы потенциально могут быть изучены, данные о конодонтах ордовика северной окраины континента единичны и не несут полного представления о биостратиграфии и характере этой группы фауны. Но главное заключается в том, что перспективы получения новых и более полных данных о конодонтовой фауне ордовика региона практически отсутствуют, поскольку отложения этого возраста или погребены на значительной глубине (о. Колгуев, Тимано-Печорский регион), либо денудированы в ходе постордовикской геологической истории (Архангельская область). И только отдельные отрывочные данные позволяют нам судить о существовании в ордовикское время на территории региона разнообразной конодонтовой фауны.

На о. Колгуев разрез ордовика полностью вскрыт только двумя скважинами – Северо-Западной-202 и Бугринской-1. Ордовик мощностью до 500 м представлен тол-

щей песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с отчетливым регрессивным характером осадконакопления от мелководно-морских и лагунных до континентальных фаций (Преображенская и др., 1995). Возраст толщи был определен по акритархам, беззачетным брахиоподам и филлокаридам в интервале от верхнего кембрия до предположительно среднего ордовика (Moczydlowska et al., 2004; Raevskaya, 2007). Единичные конодонты были обнаружены только в известковистых алевролитах скв. Бугринская-1 в интервале от 4087,8 м до 4082,55 м. Наиболее богатый комплекс был выделен из единственного прослоя известняка мощностью 3 см на отметке 4087,4 м. В пробе весом 100 г обнаружено около 90 элементов конодонтов, составляющих виды родов *Utahconus*, *Rossodus* и *Variabiloconus*. Согласно родовому составу обнаруженная фауна относится к позднему тремадоку. Определение представителей перечисленных родов до вида осложняется незначительным количеством найденных зрелых, не ювенильных элементов. Однако наиболее вероятно, что обнаруженные виды являются новыми, эндемичными для мелководно-морского и видимо относительно тепловодного в раннем ордовике бассейна северной окраины платформы. Приведенные данные, а также опубликованные определения конодонтов из скв. Большепупльская-1 Ижма-Омринского комплекса (Белякова, 1988), являются единственными данными о составе доаренигских ассоциаций конодонтов региона.

В ксенолитах ордовикского возраста, полученных при бурении кимберлитовых тел Архангельской области (Ларченко и др., 2004), содержится разнообразная конодонтовая фауна (Толмачева и др., 2008). Наиболее древние конодонты относятся к верхам нижнего аренига, а молодые к карадоку. Данные о составе и возрасте отдельных ксенолитов были частично опубликованы (Толмачева и др., 2008). Все изученные ксенолиты содержат крайне незначительное количество видов (3–8), что, главным образом, является прямым следствием недостаточного объема подавляющего большинства образцов. Образцы, в свою очередь, представлены породами мелководно-морских фаций, содержащих небольшое количество конодонтов на единицу объема. Даже в самых богатых пробах количество конодонтов не превышает 100 элементов. Безусловно, материал из кимберлитовых трубок дает уникальную возможность получить представление о конодонтах, населявших ордовикский бассейн, геологическая летопись которого не сохранилась. Более того, эти данные показывают, что характер конодонтовых ассоциаций принципиально отличается от одновозрастной фауны Балтоскандии и близок к фауне Тимано-Печорского региона, свидетельствуя о существовании общего бассейна, покрывающего северную часть Восточно-Европейской платформы в течение, по крайней мере, среднего и позднего ордовика. И, тем не менее, полного представления о биоразнообразии конодонтов этот ограниченный по объему материал не дает, только намекая о существовании разнообразной биоты в морях северной окраины Восточно-Европейской платформы.

Данные исследования поддержаны проектами РФФИ № 10-05-00848-а и 09-05-01033-а.

В.С. Цыганко (ИГ Коми НЦ УрО РАН)

О БИОСОБЫТИЙНЫХ УРОВНЯХ НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА

Детальность расчленения и корреляции отложений девонской системы на Урале и на Русской платформе к настоящему времени достигла значительных успехов. Тем не менее, корреляция ряда уровней системы в этих регионах трактуется неоднозначно. К числу таких уровней относятся, в частности, пограничные отложения нижнего и сред-

него отделов девона. На западном склоне Урала эта граница проводится внутри бийского горизонта (Стратиграфические схемы Урала, 1993), в то время как на Русской платформе граница между отделами принята условно по разделу между вязовским и койвенским горизонтами (Решение..., 1990). Разнобой в определении уровня данной границы на платформе выразился также в принятии рубежа между эмским и эйфельским ярусами в подошве бийского горизонта (там же).

Характер осадконакопления во второй половине эмского и в начале эйфельского веков на территории западного склона Урала и на востоке Русской платформы свидетельствуют об имевших здесь место седиментационных и биотических событиях. Седиментационный аспект этого события выражен развитием в основании койвенской свиты пачки терригенных пород – алевролитов, песчаников и глинистых сланцев мощностью от первых метров до 15 м, называемой различными исследователями яйвенской пачкой или свитой. В этой связи следует отметить, что еще в XIX веке Ф.Н. Чернышев (1887) включал остракодовые слои (нынешние вязовские слои или горизонт) в состав «горизонта с *Pentamerus baschkiricus*», а С.М. Домрачев, В.С. Мелешенко и Н.Г. Чочиа (1948) предполагали замещение остракодовых (вязовских) слоев кальцеоловыми (койвенскими и бийскими). Речь идет, таким образом, о возможной одновозрастности установленных на Северном Урале койвенской, а на Южном Урале вязовской свит. Подтверждением реальности таких предположений является выявление в стратотипических разрезах трансгрессивного залегания вязовской свиты на существенно более древних (пражских или лохковских) отложениях ваяшкнской свиты (Чибрикова, 2006) и развитие в ее основании маломощной пачки песчаников – аналогов песчаников яйвенской свиты (пачки) (Иванушкин, 1996).

На западном склоне Урала и на востоке Русской платформы вязовско-койвенские отложения пользуются широким распространением. Их подстилают терригенные образования такатинской свиты и ее аналогов, а также терригенно-карбонатные отложения иргизлинской свиты. На этом рубеже исследователи отмечают существенную смену практически большинства сообществ организмов: табулят, ругоз, брахиопод, остракод и др. К сожалению, конодонты рассматриваемого интервала изучены практически только в стратотипе вязовской свиты, где установлена ее принадлежность зоне *Polygnathus serotinus* (Богоявленская и др., 1983). Приведенный краткий анализ свидетельствует о трансгрессивном характере вязовских (койвенских) отложений, что позволяет рассматривать это явление в качестве **вязовского события**, названного по типовому разрезу. По конодонтам данный уровень принадлежит зоне *Polygnathus serotinus*, основание которой может рассматриваться в качестве нижней границы верхнеэмского подъяруса.

Отмеченное выше вязовское регрессивно-трансгрессивное событие является, по-видимому, региональным проявлением глобального **события *serotinus***, зафиксированного практически на всем Евразийском континенте, особенно по его периферии (Allen, 1979; Krebs, 1979; Johnson, Murphy, 1984; Johnson et al., 1985 и др.).

Стандарт международной границы эмского и эйфельского ярусов, равно как и нижнего и среднего отделов девона, принят в основании конодонтовой зоны *Polygnathus costatus partitus* (Ziegler & Klapper, 1982). Однако принятые на Урале, и особенно на Русской платформе в 1990 и в 1993 гг. уровни этой границы оказались очень далекими от международного стандарта. Одной из причин большого разброса мнений о границе D1/D2 на Урале и на Русской платформе явилось отсутствие на их территории хотя бы одного разреза, в котором был бы зафиксирован стандарт этой границы. К настоящему времени такой разрез выявлен и описан на Южном Урале в урочище «Сакаска» (Абрамова, Артющкова, 2004). Характерной его особенностью является смена преимущественно серых органогенно-обломочных известняков верхов эмского яруса доманикоидными отложениями эйфельского яруса – известняками темно-серыми и

черными, преимущественно тентакулитовыми и битуминозными, с прослоями таких же по окраске глинисто-кремнистых сланцев. С отложениями эйфельского яруса разреза «Сакаска» очень близки по характеру отложения афонинского горизонта в разрезах на рр. Чусовая (Средний Урал) и Елец (Полярный Урал). От южноуральского они отличаются отсутствием палеонтологически охарактеризованной нижней границы (Цыганко, 2008). Общее у всех упомянутых выше разрезов – доманикоидный характер их эйфельского интервала, являющегося следствием и индикатором эвстатического подъема уровня моря на рубеже D1/D2 (**событие *partitus***). Это событие вызвало во многих регионах резкую смену сообществ многих групп организмов на рубеже ранне- и среднедевонской эпох и, естественно, на рубеже эмсского и эйфельского веков. Исходя из того, что подобная смена комплексов и сообществ организмов впервые была исследована в отложениях афонинского горизонта бассейна р. Чусовая, данное событие предлагается назвать **афонинским**.

Т.С. Шелехова (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск),
В.В. Колька, О.П. Корсакова (ГИ КНЦ РАН)

ОСОБЕННОСТИ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР КАРЕЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ

На Карельском берегу Белого моря в районе пос. Энгозеро (Карелия) в одиннадцати озерах, расположенных на различных гипсометрических отметках (5,7-72,6 м над современным уровнем моря), получены разрезы донных осадков озер. Они формировались в депрессии Белого моря и представлены гетерогенными литологическими разновидностями пород. Строение разрезов показано на рис. 1.

Все изученные озера небольшие по площади, глубиной от 1,3 до 4,5 м. Мощность донных осадков в них составляет 1,5-3 м. Диатомовым анализом подробно исследовались интервалы, которые по литологии диагностировались, как переходные между морскими и озерными осадками. Подробно изучены переходные зоны трех водоемов, в которых соотношение видов по галобности представлено на рис. 2.

Из рисунка видно, что переходная зона донных осадков озера, расположенного на более высокой абс. отм. 57,3 м отличается по составу диатомового комплекса от переходных зон озер, лежащих на более низких абсолютных отметках. Здесь типичными представителями являются виды-мезогалобы и галофилы, которые в сумме составляют около 60 % от общего состава флоры, в то время как в озерах на абс. отм. 50,8 м и 6 м большую долю составляют полигалобы и мезогалобы, достигая 80 % и более. Более того, они представлены разными формами: в озере на абс. отм. 57,3 м это виды *Mastogloia elliptica*, *M. smithi* var. *amphicephala*, *M. smithi* var. *lacustris*, *Achnanthes brevipes*, *Ach. hauskiana*, *Amphora commutata*, *Campilodiscus clypeus*, *Navicula halophila*, *N. gregaria*, *N. radiosa*, *N. cryptocephala*, *N. menisculus*, *Diploneis smithi* var. *pumilla*, *Cyclotella meneghingiana*, *Epithemia sorex*, *Rhopalodia gibba* var. *gibba*; в озере на абс. отм. 50,8 м – *Navicula gregaria*, *N. radiosa*, *Nitzschia* spp., *Mastogloia smithi* var. *lacustris*, *Rhopalodia gibba* var. *gibba*; 6 м – *Diploneis constricta*, *D. elliptica*, *D. smithi*, *Navicula lyroides*, *Epithemia zebra* et var. *saxonica*, *Gyrosigma* sp., *Amphora ovalis*, *Cymbella aspera*, *Stauroneis anseps* (табл.). Следовательно, соленость морских вод Белого моря повышалась со снижением его уровня.

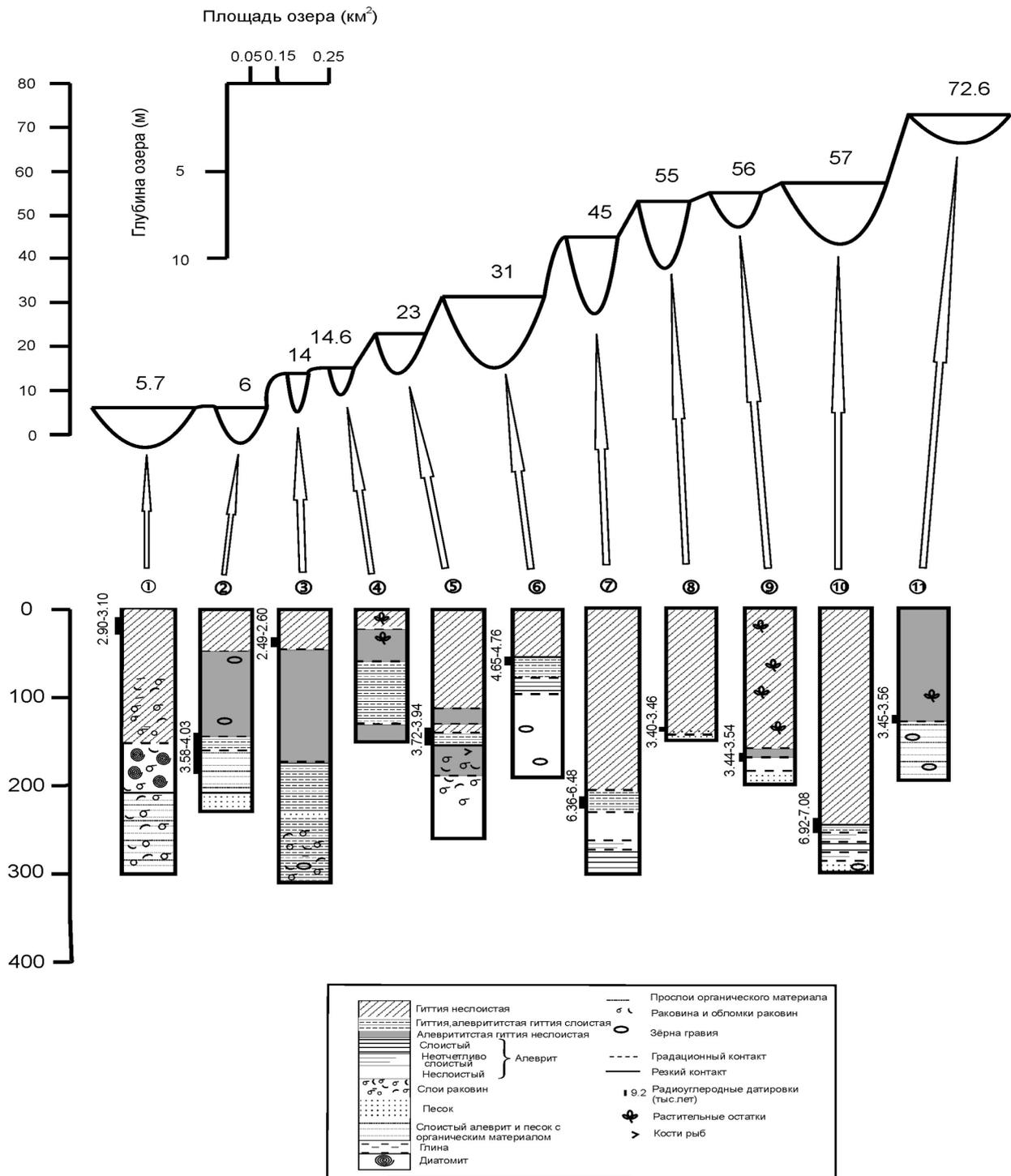


Рис. 1. Высотное положение, размеры котловин и стратиграфическое строение разрезов.

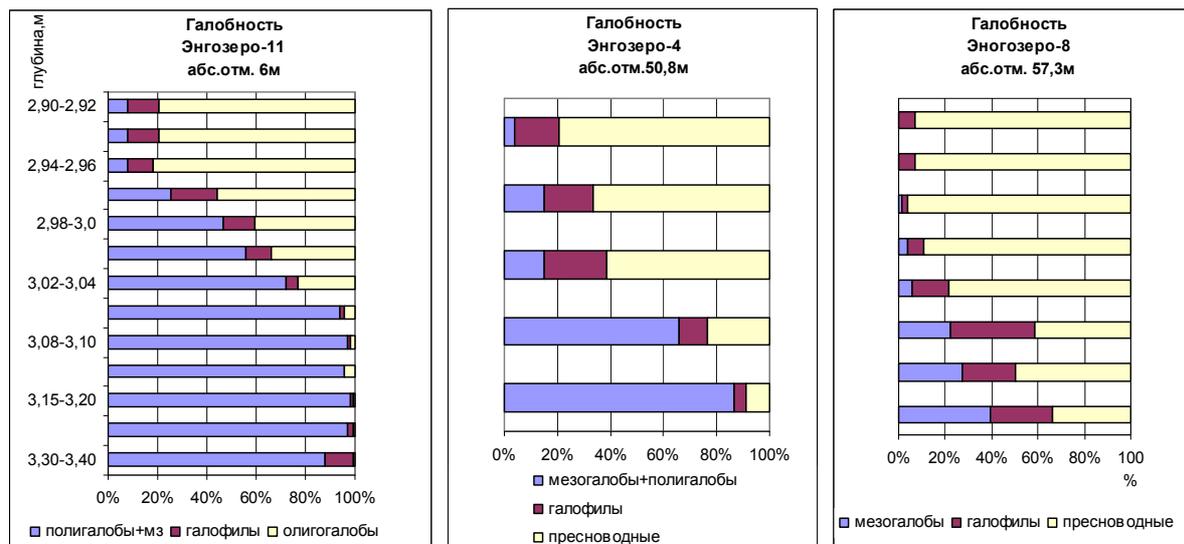


Рис. 2. Структура диатомовых комплексов переходных зон по отношению к солености.

Озера, абс. отм	Солоноватоводные	Галлофилы и мезогалобы	Галлофилы и индифференты	Индифференты и галофобы
57,3 м	<i>Mastogloia elliptica</i> , <i>Mastogloia smithi</i> var. <i>amphicephala</i> , <i>Achnanthes brevipes</i> , <i>Ach. hausiana</i> , <i>Amphora commutata</i> , <i>Campilodiscus clypeus</i> , <i>Navicula halophila</i> , <i>N. gregaria</i>	<i>Mastogloia smithi</i> var. <i>lacustris</i> , <i>Navicula menisculus</i> , <i>Diploneis smithi</i> var. <i>pumilla</i>	<i>Cyclotella meeghingiana</i> , <i>Epithemia sores</i> , <i>Navicula radiosa</i> , <i>N. cryptocephala</i> , <i>N. rhyncocephala</i> , <i>Rhopalodia gibba</i> var. <i>gibba</i>	<i>Fragilaria</i> spp., <i>Tetracyclus</i> spp., <i>Eunotia</i> spp., <i>Pinnularia</i> spp., <i>Navicula</i> spp., <i>Cymbella</i> spp., <i>Tabellaria</i> spp., <i>Neidium</i> spp., <i>Brachysira</i> spp.
50,8 м	<i>Navicula gregaria</i> , <i>Nitzschia</i> spp.	<i>Mastogloia smithi</i> var. <i>lacustris</i>	<i>Rhopalodia gibba</i> var. <i>gibba</i> , <i>Navicula radiosa</i>	<i>Tabellaria flocculosa</i> , <i>Pinnularia interrupta</i> , <i>Navicula</i> spp.
6 м	<i>Diploneis costricta</i> , <i>Navicula lyroides</i>	<i>Epithemia zebra</i> et var. <i>saxonica</i> , <i>Gyrosigma</i> sp.	<i>Diploneis elliptica</i> , <i>D. smithi</i> , <i>Amphora ovalis</i> , <i>Cymbella aspera</i> , <i>Stauroneis anseps</i>	<i>Aulacoseira perglabra</i> , <i>A. italica</i> , <i>A. distans</i> , <i>A. granulata</i> , <i>Eunotia</i> , <i>Achnanthes</i> , <i>Tetracyclus lacustris</i>

ЗНАЧЕНИЕ ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КРИЗИСОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ
РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТОНОВ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА
ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИИ)

На протяжении геологической истории Воронежской антеклизы (ВА) в эоцен-олигоценовое время состав флоры изменялся под влиянием меняющихся условий внешней среды, особенно климата, палеогеографии суши, крупных акваторий и эволюционных процессов внутри таксонов. Эти факторы воздействовали на растительный мир, вызывая ответные реакции растительных сообществ. Адаптация растений к переменным условиям среды обитания, стремление к сохранению устойчивости популяций и растительных сообществ, при одновременных попытках экспансии и вытеснения конкурентов, определяли таксономическое богатство и разнообразие флоры исследуемой территории. Происходило ее постоянное обновление за счет утраты одних и приобретения других таксонов на родовом и видовом уровнях. Начиная с эоцена, а особенно с олигоцена, климатические реконструкции по палеоботаническим данным имеют достаточно высокую степень достоверности, так как удается, с большей степенью надежности, устанавливать принадлежность высших растений современным семействам.

В конце XX и начале XXI веков рядом организаций проводились работы по геологическому, гидрогеологическому и инженерно-геологическому доизучению масштаба 1:200 000 ряда листов, расположенных на территории ВА. Наиболее детально изучалась территория Восточной структурно-фациальной зоны палеогена ВА (Иосифова, Шулешкина, 1996), которая отличается достаточно широким развитием отложений всех отделов палеогеновой системы, а также довольно полным и выдержанным строением разрезов. Благодаря работам по ГДП-200 проводились детальные палинологические исследования из опорных обнажений и скважин.

Выделение местных, а затем и региональных стратиграфических подразделений проводилось согласно легенде, разработанной по заданию Центрального Регионального Геологического Центра. В 2000 г. Бюро Межведомственного Стратиграфического Комитета России выносит решение о принятии в качестве унифицированных стратиграфических схем палеогена четырех субрегионов Юга Европейской России (Ахметьев, Беньямовский, 2003), в том числе ВА. В региональной схеме для ВА в нижнем эоцене выделяются – каневский (SP 4, 5), среднем – бучакский (SP 6, 7), киевский (SP 8a, 8b), верхнем – обуховский (SP 9), олигоцене – межигорский (SP 10-12) и берекский, со змиевским подгоризонтом (SP 13-14), горизонты. В соответствии с Общей Стратиграфической Шкалой палеогена каневский горизонт относится к ипрскому ярусу, бучакский – к лютетскому (низ), киевский – к верхам лютетского–бартонскому, обуховский – к приабонскому, межигорский – к рюпельскому, берекский (нижний) – к хаттскому ярусам.

Благодаря полученным палинологическим данным удалось выделить почти все палинозоны и проследить влияние абиотических событий на биотические, а именно – развитие и изменение флор для времени формирования региональных стратиграфических подразделений ВА в эоцен–олигоцене. Это важно в связи со сложностью стратиграфии палеогена.

Не вдаваясь в эволюционно-генетические причины вымирания и появления новых форм растительных организмов, попытаемся конкретно оценить таксономические потери и приобретения во флорах ВА в ходе эоцен-олигоценовой истории. Их зонально-климатическая дифференциация практически не выражена. Весь регион отличался весьма сходным по температурно-влажностным параметрам климатом. Наиболее круп-

ные флуктуации климата наблюдались в начале-середине эоцена (потепление) и на рубеже эоцен-олигоцена, когда произошел достаточно быстрый переход от «теплой» (парниковой) к «холодной» (криогенной) биосфере (Ахметьев, 2004). Это обстоятельство повлекло за собой экспансию умеренной флоры в более низкие широты. Последнее подтверждается полученным новым палинологическим материалом. Основная же тенденция изменений климата, а соответственно и флор, была ориентирована в сторону постепенного прогрессирующего похолодания. Это позволяет рассматривать флору региона как целое, выделяя особые фазы ее развития.

Флора эоценового времени характеризуется большим разнообразием и богатством систематического состава. Первую, наиболее заметную трансформацию, раннепалеогеновая флора ВА претерпела в раннем-среднем эоцене, когда планетарное потепление привело к обогащению ее выходцами из Тетисовой области и увеличению таксономического разнообразия. В середине эоцена южная граница Бореальной области смещается к северу. Установленные палинофлоры свидетельствуют о существовании в эоценовое время субтропического климата, который под влиянием изменяющихся геологических событий менял свое «лицо». Смена флор, ее доминирующих групп, «потери» и «приобретения» свидетельствуют о существовании сначала летнеевлажного субтропического климата (паратропического), с переходом в киевское время к зимневлажному (с жарким и сухим летом), напоминающему средиземноморский (Ахметьев, 2004), с климатическим оптимумом в киевское время, произрастании лиственных, субтропических, тропических и вечнозеленых лесов. Следует подчеркнуть, что эоценовая флора ВА – смешанная, и настоящих ее аналогов в современной флоре Земли найти трудно.

Заметное изменение состава флор произошло в позднем эоцене, где возрастает доля участия теплоумеренных элементов (представителей флоры «тургайского» типа). Субтропическая флора позднего эоцена стала приобретать мезофильные черты. Климат был еще субтропическим и даже переходным к умеренному. Рубеж эоцена и олигоцена ознаменовался биотическим кризисом, который обусловил смену бореальных флор. Субтропический тип меняется на новый тип бореальной флоры, названный А.Н. Криштофовичем (1957) «тургайской». Она включает в себя комплекс родов растений, приспособленных к обитанию в умеренно-теплом влажном климате. Эти представители оказались более пластичными, жизнестойкими при падении среднегодовых температур на рубеже эоцена и олигоцена. Его начало характеризуется увеличением роли сосновых, таксодиевых, многих родов древесных и кустарниковых листопадных двудольных, особенно широколиственных, и сокращением субтропических и тропических видов растений. Абсолютное большинство родов этой флоры произрастает и ныне, хотя ареалы некоторых из них крайне малы. Крупнолистная раннепалеогеновая флора в своем большинстве исчезает в конце эоцена, что связано с началом похолодания.

Палинологические данные свидетельствуют о том, что «тургайский» этап развития флоры олигоценового времени не был однородным. Вначале этапа она была переходной, так как уже «впитала» элементы флоры «тургайского» типа, но еще не потеряла многих субтропических форм, характерных для раннего олигоцена южных районов Бореальной области. К концу раннего олигоцена происходит вымирание древних архаических форм цветковых и голосеменных растений, характерных для предшествующих эпох. К концу олигоцена «феномен» листопадности достигает максимума и на территории ВА развиваются флоры типично «тургайского» типа.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ЖИВОЙ И НЕЖИВОЙ ПРИРОДЫ

Одним из главных регуляторов эволюционных преобразований в развитии жизни на Земле являются абиотические и биотические факторы. Все эволюционные преобразования «живой» природы проявляются в ее совершенствовании, и в первую очередь единицы этой «живой» природы – биологической особи. Любые эволюционные процессы протекают на фоне изменений окружающей среды. Выявление причинно-следственной связи между эволюцией системы и эволюционными процессами внутри нее не вызывает никаких сомнений. Так, Жижченко (1969, с. 25) давал этим процессам следующее определение: «... тесная связь существует между стратиграфией и физическими свойствами горных пород». Позднее С.В. Мейн (1989, с. 49) писал: «любые палеонтологические признаки осмысленны стратиграфически только тогда, когда они привязаны к слоям...».

Многие исследователи на протяжении достаточно продолжительного времени признавали двойственность и взаимосвязь этого процесса, однако, одни из них отдавали предпочтение биотической составляющей, в то время как другие – абиотической.

Несмотря на то, что воздействие абиотических факторов сводится лишь к влиянию на преобразование преимущественно второстепенных и не столь принципиальных приспособлений в строении многих организмов, в то же время количественные отношения, к которым относятся – колебания численности популяции, уровень видообразования и т.д., несомненно, играют более значительную роль в эволюционном процессе, а значит в процессе изменения количественного и качественного состава фаунистических комплексов неизбежно прослеживается влияние на эти изменения абиотических факторов (Попов, 1989).

Таким образом, установление первостепенности «живой» или «неживой» природы в эволюции до настоящего времени остается не совсем решенным вопросом.

В данной работе эти процессы прослежены на примере кайнозойских палеобасейнов Азербайджана. Работа базируется на послойном изучении разрезов отложений майкопской серии на территории различных нефтегазоносных районов. Изучение различных этапов трансгрессивно-регрессивных циклов кайнозойских отложений: характера накопления и перераспределения осадочного материала, образование обогащенных органическим веществом толщ, различного типа осадочных комплексов пород, возникающих при аноксидных обстановках и развитие малочисленных биотических комплексов позволило выявить следующую их особенность. Так, прослеживается следующая закономерность – границы залегания, установленные на основании изменений литологических характеристик пород для большинства стратиграфических подразделений, опережают изменение комплексов фаунистических остатков, их включающих, т.е. изменения абиотических факторов опережает появление в разрезе обновленных фаунистических комплексов. Этот тезис особенно актуален для преимущественно «немых» слоев, в том числе и таких как отложения майкопской серии.

Наши комплексные исследования позволили проследить то, что, наряду с изменениями фаунистических комплексов при смене одного стратиграфического подразделения другим, наблюдаются изменения не только литологических характеристик пород, но и их геохимических и радиоактивных показателей.

В Шамахи-Гобустанском НГР, расположенном в Восточном Азербайджане, из 144 отобранных и проанализированных образцов только в 34 было установлено присутствие редких микрофаунистических остатков. Выявленные микрофаунистические

комплексы в своем большинстве включали единичные формы представителей преимущественно планктонных фораминифер. Литологически включающие их отложения представлены тонкослоистыми в основном глинистыми породами с налетами окиси железа и марганца, выцветами ярозита, с включениями сидеритовых конкреций. В составе пород наблюдается также присутствие тяжелой фракции пирита и доломита, что указывает на общую некарбонатность пород.

Из разрезов территории Гянджинского НГР, расположенного в пределах Западного Азербайджана, также было отобрано и исследовано 175 образцов. В 135 из них было установлено наличие микрофаунистических остатков. Значительное их количество позволило определить не только родовой и видовой состав комплексов, но и установить их стратиграфическую – зональную приуроченность. Литологически эти отложения представлены чередующимися слоями песков, песчаников и алевролитов, сероватых, желтоватых, плотных, крепких, кальцитизированных и глин – коричневатых, рассыпчатых, сухих, мелкооскольчатых и иногда включающих глинистую окатанную гальку.

Богатый фактический материал, на основании которого, был осуществлен анализ вертикального изменения комплексов фораминиферовой фауны, указывает на то, что имеет место запаздывание смены фаунистических ассоциаций по отношению к смене включающих их пород. Последнее характеризуется изменениями абиотических условий, которые проявляются в виде изменений показателей геохимических и радиометрических значений этих пород. Установлено, что вначале наблюдаются изменения среды обитания, и только вслед за ними прослеживаются изменения фаунистических комплексов, характеризующих эти отложения.

Определение возраста подразделений отложений майкопской серии не только биостратиграфически, но и привлекая данные событийной стратиграфии – в частности, изменения абиотической среды обитания фауны в бассейнах седиментации, позволило установить границы ярусов (рюпеля и хатта) и регионарусов (кавказ, сакараула и коцахура) внутри майкопских отложений.

Работа выполнена при спонсорской поддержке фонда CRDF – гранты AZG1-2618-BA-04 и AZG2-2881-BA-07.

А.А. Ярков (Волжский Гуманитарный ин-т
(филиал) Волгоградского гос. ун-та)

БАГРЯНЫЕ ВОДОРΟΣЛИ (RHODOPHYTA) ПРОТЕРОЗОЯ

До сих пор наиболее ранние достоверные находки известковых багрянок (Rhodophyta), создающих на карбонатно-илистых биотопах океана невысокие (до 2-3 мм) дерновники, были описаны из нижнего кембрия (Чувашев, Лучинина, и др., 1987).

По мнению автора, в протерозое, по крайней мере, ближе к венду, появились и крупные кустистые (более 10 см в высоту) багряные водоросли (родолиты), имеющие филогенетические связи с современными коралловыми багрянками (Corallinales, порядок Nemaliales). Именно в это время они заселили все авфатические зоны океана (исключая литораль), где в подвижных гидродинамических условиях, приносящих биогенные вещества, строили альгогермы, не уступающие по масштабу строматолитам. Впрочем, часть строматолитов могут также принадлежать родолитам. Мы находим поразительное сходство в морфологии нижнепротерозойского слоистого строматолита *Parallelopyton* и рифейской *Collenia* с корково-бугристыми талломами багрянок, описанными автором в сеноманских отложениях Поволжья. Рифейский конический стро-

матолит *Conophyton* (фонды ЦНИГРМузея, № 99/12317) и строматолит из среднего синия «с годичными наслоениями», описанный А.Г. Вологдиным (Вологдин, 1976) имеют общую морфологию с эллипсоидными слоистыми (до 20 см в длину) меловыми и эоценовыми родолитами *Stylinalites otschevi* (Ярков, 2008).

Заметим, что основным аргументом для причисления, например, ветвистой нитчатой *Epiphyton* (биотопы карбонатных илов, нижний кембрий, повсеместно) к синезеленым цианобактериям было отсутствие в нитях клеточного строения. Не так давно у этой микроскопической водоросли обнаружили клетки, и она благополучно перешла в лоно филогенетических линий багрянок (Терлеев, Лучинина, 2000).

Очевидно, в криптозое возникли все экологические (зональные) группы багряных макрофитов класса Protoforidomorphophyceae (Korde, 1973): ветвистые с трубчатым строением *Stylinaliticeae* Yarkov (фации верхней сублиторали, биотопы крупнозернистых и среднезернистых песков); ветвистые не трубчатые *Volgogradellaceae* Yarkov (фации средней сублиторали, биотопы илов и алевроитов). Каменные багрянки, близкие к *Stylinaliticeae*, в протерозое строили различные, непохожие на материнские, талломы вегетативного размножения в виде: ризоидных корок, нитей, дисков и пластин; материнских трубчатых и не трубчатых ветвей; дочерних цилиндрических и мешковидных «почек».

Так морфология ювенальных обызвествленных трубок *Kallionassafalsus* из юры, мела и палеогена Поволжья (Ярков, 2008) идентична с докембрийскими трубками (нередко ветвящимися) *Sabellites*, *Cloudina*, *Skolithos*, *Udocania*, *Vendovermites*, *Anabarites*, приписываемыми многощетинковым червям (*Sedentaria*) и погонофорам (Вологдин, 1976; Розанов, 1986; Геккер, 1962; Вялов, 1966; Seilacher, 2007). При систематике *Cloudina*, создавших в венде на территории Намибии крупные биогермные тела (Журавлев, 2006), принималось во внимание только присутствие известкового чехла и осевого отверстия с сезонными наслоениями и не учитывалось строение стенок чехла. Тем не менее, известковые жилища червей *Serpulidae* и песчанистые трубки червей *Sabellidae*, собранные автором из различных стратиграфических уровней Поволжья, имеют четкую морфо-функциональную направленность и ряд других принципиальных отличий в строении стенок от трубок известковых багрянок.

Во многом объективной оценке в систематике ископаемой альгофлоры мешало неверное представление об их экологии. В настоящее время у палеоальгологов преобладает мнение, что бентосные водоросли не могли существовать на песчаных грунтах (Маслов, 1956; Голлербах, Федоров и др., 1977). Исследования показали ошибочность данных выводов (Ярков, 2008). Кроме того, диагенез родолитов песчаных биотопов, с весьма пористым легко пропускающим воду кальцинированным слоевищем в значительной мере отличается от процессов фоссилизации скелетных остатков позвоночных и беспозвоночных организмов. Порой кальций полностью вымывается подземными водами, и тогда мы видим отверстия в песчанике в форме ветвистых нор. Иногда кальций сохраняется, не теряя своего белого цвета, но талломы столь хрупки, что их невозможно извлечь из рыхлого песка. Нередко обызвествленное слоевище в зависимости от различных факторов внешней среды и окружающих пород замещается кремнеземом, преобразуясь в халцедон и кварц; фосфатом (и тогда окатанные талломы, относят к фосфоритам); лимонитом (в этом случае мы наблюдаем в осадках бурые ветви, желваки и корки с высоким содержанием железа).

Известь служила цементом для песчинок, заполнивших внутреннюю полость таллома, что и сохраняло стенки перегородок и мелкие детали слоевища от деформации. Даже при жизни слизистая, покрытая волосками, поверхность слоевища, улавливала крупнозернистый песок, мелкие фосфориты и кости рыб, которые во время роста обволакивались клеточными нитями. Такие измененные до неузнаваемости талломы

(автор собрал в отложениях мезо-кайнозоя и родолиты прекрасной сохранности с хорошо выраженным клеточным строением), если бы не присутствие устойчивых внешних признаков, невозможно отличить от фигурных песчаных стяжений. Палеоихнологи их описывали как слепки нор членистоногих и червей, либо отпечатков тел червей или кишечнополостных организмов (Геккер, 1962; Вялов, 1966; Ильин, 2005; Микулаш, Дронов, 2006; Seilacher, 2007).

Подобную форму сохранности имеет и так называемая венд-эдиакаровая фауна, сформировавшаяся на песчаном дне средней сублиторали. Растительную природу *Dickinsonia*, *Pteridinium*, *Solza*, *Ventogyrus*, *Vendia*, *Yorgia*, *Vaveliksia*, *Charnia*, *Spriggina* и др. (венд Намибии, Австралии, России) подтверждают не только тип сохранности, но и многие другие признаки, о чем автор сообщил в 2009 г. на сессии Палеонтологического общества (краткий текст сообщения на сайте <http://jurassic.ucoz.ru/forum/22-564-1>).

Вендская альгофлора, как и другие родолиты мезо-кайнозоя, имела внешнюю, хотя и тонкую обызвествленную, кору, которая легко замещалась кремнеземом и мелкозернистым песком. Отсюда выводы, согласно которым стенки, например *Vaveliksia*, напоминают скелеты губок, включающих «в органический матрикс частицы осадка» (Иванцов, 2001; 2004; Сережникова, 2004).

Растительную природу вендобионтов подтверждают их огромные размеры, отсутствие рта, формы вегетативного развития (округлые ризоидные диски, тонкие ветви, цилиндрические и мешковидные талломы с почками), решетчатое строение слоевища, возникшее за счет деления клетки багрянок в поперечном и продольном направлениях. Подобные сетки «линейного характера», выявленные у представителей рода *Palaeophragmodictya*, принимались за спикулы и спикулоподобные образования животных (Иванцов, Малаховская, Сережникова, 2004).

Кроме того, у части вендобионтов во внутреннем строении таллома четко выражена симметрия скользящего отражения, характерная только для листьев высших растений, что вызывалось особыми экологическими условиями, влияющими на постоянную скорость роста, строгую направленность деления клетки и дихотомическое ветвление осевой клеточной нити.

В палеозое, мезозое и палеогене Поволжья различные представители семейств *Stylinaliticeae* и *Volgogradellaceae* создавали значительные по площади ветвистые заросли – альгогермы, где кормились и находили убежище многочисленные позвоночные и беспозвоночные организмы (Ярков, 2008; 2009). В неогене *Stylinaliticeae* вымирают, до настоящего времени сохранили жизнеспособность лишь близкие родственники *Volgogradellaceae*, принадлежащие семейству *Corallinaceae*. Но и они играют огромную роль в прибрежных экосистемах планеты, особенно в жизни коралловых рифов, где составляют, чуть ли не 50 % рифовых тел.

ЗАСЕДАНИЕ, ПОСВЯЩЕННОЕ 110-ЛЕТИЮ А.П. БЫСТРОВА

И.Г. Данилов, Е.В. Сыромятникова (ЗИН РАН),
В.В. Титов (ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕРЕПАХАХ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МОРСКАЯ 2 (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПРИАЗОВЬЕ, ВЕРХНИЙ МИОЦЕН)

Среди материалов по ископаемым позвоночным из местонахождения Морская 2 (Северо-Восточное Приазовье, верхний миоцен, меотис) большое место занимают остатки черепов. Предварительные определения этих материалов были даны в работе В.В. Титова с соавторами (2006). Их более детальное изучение (сборы до 2009 г.) позволило уточнить состав и систематическое положение черепов данной фауны. По последним данным, комплекс местонахождения Морская 2 включает черепов семейств Geomydidae Theobald, 1868, Emydidae Rafinesque, 1815, Testudinidae Batsch, 1789 и Chelydridae Swainson, 1839.

Большинство остатков принадлежит представителям геоэмидид, среди которых различаются две формы, представленные всеми элементами панциря. Первая форма геоэмидид (около 200 фрагментов) – представитель рода *Sakya* Bogachev, 1960, широко распространенного в неогене Восточной Европы и характеризующегося необычным щиткованием карапакса (увеличенным количеством центральных, плевральных и маргинальных щитков). Сакия из Морской 2 (реконструируемая длина панциря 25 см) пока определяется нами как *Sakya riabinini* (Khosatzky, 1946) по наличию короткого прецентрального и широких плевральных щитков (Чхиквадзе, 1983). Прежде самые ранние находки этого вида были известны из понта Украины (Богачев, 1960), а из меотиса Украины указывались находки *Sakya* sp. (Андреевка, Черевичный, Чхиквадзе, 1989). Мы не исключаем возможности, что видовая принадлежность сакии из Морской 2 будет изменена после детального изучения всех имеющихся материалов.

Вторая форма геоэмидид (около 200 фрагментов) – представитель рода *Melanochelys* Gray, 1869 (sensu Chkhikvadze, 1973), также широко распространенного в неогене Восточной Европы. Меланохелис из Морской 2 (реконструируемая длина панциря около 15 см) определяется нами как *Melanochelys mossoczyi* (Młynarski, 1964) по отсутствию захождения плевральных щитков на закривковую пластинку, выраженному гулярному валику и зубцу на эпипластронах, а также по заостренным задним концам ксифипластронов. Этот вид известен из многих плиоценовых местонахождений Восточной Европы, но также указывался из меотиса Украины (Черевичный, Чхиквадзе, 1989).

Остатки эмидид (около 80 фрагментов) принадлежат черепам рода *Emys* Duméril, 1806 с реконструируемой длиной панциря около 20 см. По последним данным (Fritz, 1995), в неогене Восточной Европы выделяют 3 аллохронных вида этого рода, морфологические различия между которыми не ясны. Согласно этому взгляду, эмисы из Морской 2 должны относиться к *Emys sukhanovi* Chkhikvadze, 1983 – виду, описанному из меотиса Украины. Наши материалы отличаются от описанных материалов по этому виду (Чхиквадзе, 1983) прямым передним краем закривковой пластинки и трапезиевидным, суженным спереди прецентральной щитком.

Остатки тестудинид (около 30 фрагментов) принадлежат черепам с реконструируемой длиной панциря около 15 см. По строению эпипластронов различаются две формы: Testudinidae indet. 1 (сходна с *Protostudo csakvarensis* (Szalai, 1934) из сармата Молдавии, а также с отдельными представителями рода *Testudo* Linnaeus, 1758 s.s.): гулярный выступ короткий и усеченный, эпипластральная губа относительно короткая, ее высота меньше длины эпипластрального симфиза; и Testudinidae indet. 2

(сходна с *Protestudo moldavica* Chkhikvadze et Lungu, 1979 из сармата Молдавии): глянчатый выступ длинный и заостренный, эпипластральная губа относительно длинная, ее высота больше длины эпипластрального симфиза. Строение гипо- и ксифипластронов (наличие гипо-ксифипластрального шарнира) указывает на присутствие в комплексе представителя рода *Testudo* s.s. Другие элементы панциря пока определяются только как *Testudinidae* indet. Загривковые пластинки с узким и длинным прецентральной щитком. Строение реберных и краевых пластинок характерное для тестудинид. Пигментные пластинки различаются по форме (отношение длины к ширине) и по наличию/отсутствию интермаргинальной борозды на внутренней поверхности. Энтопластрон семиугольный, со следами гумеро-пекторальных борозд вдоль его заднебоковых краев.

Остатки хелидрид (около 20 фрагментов) принадлежат ювенильным особям и представлены загривковой, невралью и краевыми пластинками, а также фрагментом мостовой части пластрона. Определение этих материалов как *Chelydridae* indet. основано на наличии реброобразных отростков на загривковой пластинке, а также на узости мостов. Более точное определение этих материалов затруднено, хотя все известные хелидриды неогена Восточной Европы относятся к роду *Chelydropsis* Peters, 1868 (= *Macrocephalochelys* Pidoplichko et Tarashchuk, 1960).

Сравнение комплекса черепных местонахождения Морская 2 с другими близкими по возрасту комплексами Кавказа и Северного Причерноморья показывает его наибольшее сходство с близкой по возрасту фауной местонахождения Черевичный (Украина), откуда указаны представители родов *Sakya* (*Sakya* sp.), *Melanochelys* (*M. mossoczyi*), *Emys* (*E. sukhanovi*) и *Protestudo* (*P. bessarabica* Riabinin, 1918). Представители *Testudo* s.s. известны из меотиса Азербайджана, Грузии и Крыма (Чхиквадзе, 1983). Остатки хелидрид в Восточной Европе известны из более древних (сарматских) и более молодых (плиоценовых) комплексов, а в меотисе указываются впервые.

Авторы благодарны всем коллегам, принимавшим участие в сборе материала. Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ № НШ 119.2008.4.

А.О. Иванов (СПбГУ)

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ АНАХРОНИСТИДНЫЕ АКУЛЫ: МОРФОЛОГИЯ ЗУБОВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Древнейшие неоселяхиевые хрящевых рыб, относящиеся к семейству *Anachro-nistidae*, установлены по изолированным зубам из морских отложений нижнего карбона–средней перми. К этому семейству относятся хорошо известный род *Cooleyella*, недавно описанный род *Ginteria* (Duffin, Ivanov, 2008) и новый род из раннего карбона Московской синеклизы.

Для зубов анахронистидных акул характерны: гладкая коронка, состоящая из ортодентина и монокристаллитового энамелоида, с продольным окклюзарным гребнем, отделяющим короткую лингвальную поверхность от длинной и пологой лабиальной, с хорошо развитым лабиальным выступом; соединение коронки и основания (корня) в виде углубления; основание, сложенное остеодентином, со значительно выступающей лингвальной, короткой лабиальной и вогнутой базальной поверхностями; базальный бугорок, расположенный под лабиальным выступом; главный васкулярный канал, проходящий поперек лингвальной части основания и Т-образная форма полости пульпы.

Зубы *Cooleyella* отличаются от зубов рода *Ginteria* наличием хорошо выраженной центральной вершины и боковых отростков широкой коронки с центральной выступающей частью, единственным васкулярным каналом с одним отверстием на лингвальном краю основания и с одним – на базальной стороне, присутствием отверстия пульпарной полости у базального бугорка.

Зубы нового рода анахронистид несут высокие боковые вершины узкой коронки с поперечным ребром, широкое основание с боковыми оттянутыми отростками в лабиальном направлении, высокий базальный бугорок, окаймленный глубокой бороздой. Морфология зубов анахронистид сближает их с батоидными неоселяхиевыми акулами, появившимися в мезозое и широко распространенными и в современных морях.

Новый род встречен в отложениях серпуховского яруса Подмосковья. Единственный вид *Ginteria fungiforma* (Duffin et Ivanov) известен в позднем визе Англии и Бельгии, в визейско-серпуховском интервале Московской синеклизы (Duffin, Ivanov, 2008). Виды рода *Cooleyella* широко распространены в отложениях нижнего карбона–средней перми. Зубы *Cooleyella fordi* (Duffin et Ward) известны из визейских и серпуховских отложений нижнего карбона Московской синеклизы, Приполярного Урала, Бельгии и Англии, московских отложений верхнего карбона Северного Тимана, гжельских отложений верхнего карбона Огайо (США) и артинских отложений нижней перми Южного Урала (Ivanov, 1999, 2005; Duffin, Ivanov, 2008). Вид *C. amazonensis* Duffin, Richter et Neis описан из башкирского интервала позднего карбона Бразилии и казанского интервала средней перми Предуралья, а *C. peculiaris* Gunnell – из касимовского интервала позднего карбона Миссури, Канзаса и Огайо (Gunnell, 1933; Duffin, Richter, Neis, 1996). Зубы нового вида рода *Cooleyella* ранее были описаны из ранней перми (леонардий) Невады, а позднее найдены в кэптэнских отложениях средней перми Техаса (Duffin, Ward, 1983; Ivanov et al., 2007).

Анахронистидные акулы были широко распространены в морях визейско-серпуховского интервала в восточной части Лавруссии (на территории современной Европы). Только представители рода *Cooleyella* расселяются за пределы области появления и радиации этой группы, а в позднем карбоне–средней перми встречаются в морских бассейнах западной и северной окраин Пангеи.

Работа подготовлена при поддержке гранта PalSIRP – Sepkoski RUG1-1648-XX-06.

А.А. Куркин (ПИН РАН)

ПЕРМСКИЕ АНОМОДОНТЫ: ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ И РАССЕЛЕНИЕ ГРУППЫ

Наиболее примитивные аномодонты описаны из отложений средней перми Южной Африки; там же в отложениях Кару найдены самые многочисленные и разнообразные остатки дицинодонтов позднепермского возраста. На основании этих фактов большинство авторов считают Южную Африку центром возникновения аномодонтов и центром формирования всех основных эволюционных стволов дицинодонтов. Этот подход, в свою очередь, ведет к крайнему редуccionизму стратиграфов, принимающих синонимичность многих родов из России, Китая и других регионов южноафриканским родам, утверждая всемирное распространение *Dicynodon*, *Diictodon*, *Lystrosaurus* и пр., и основывая на них глобальные биостратиграфические корреляции (Angielczyk, Kurkin, 2003a; Lucas, 2004; 2006; Lucas et al., 2006).

Существует, однако, ряд фактов, плохо укладывающихся в эту концепцию. Прежде всего, примитивные и очень своеобразные, видимо эндемичные, среднепермские аномодонты известны на территории России и Китая (Ивахненко, 1996; Ивахненко и др., 1997; Ivakhnenko, 2008; Liu, 2009). Значительное разнообразие позднепермских дицинодонтов Восточной Европы, описанное в последние годы, также обнаруживает известную степень отличий от южноафриканских групп, иногда на уровне триб и подсемейств (Каландадзе, Куркин, 2006; Куркин, 1999; 2001; 2006; Kurkin, 2000; Angielczyk, Kurkin, 2003b, Куркин, в печ.). Наконец, учитывая время предполагаемого активного проникновения южноафриканских высших аномодонтов в Восточную Европу и далее в Китай, как маркер одновременности существования соответствующих сообществ Южной Африки и Восточной Европы (Голубев, 1996; Golubev, 1997; Sennikov, Golubev, 2007), оказывается, что, возможно, некоторые роды (*Dicynodon*, *Tropidostoma*, *Oudenodon*) появляются в Южной Африке существенно позже, чем их ближайшие родственники в Восточной Европе.

Для объяснения этих фактов можно использовать несколько модифицированную модель появления терапсид, предложенную Т. Кемпом (Kemp, 2006). Он отметил, что если основные местонахождения пеликозавров приурочены к приэкваториальной области раннепермской Пангеи и, соответственно, к районам влажного тропического климата, что соответствует примитивной физиологии пеликозавров, то два основных центра разнообразия терапсид расположены в средних широтах с более сезонным и аридным климатом, что, по его мнению, отражает адаптивную и эволюционную стратегию этой группы.

Применительно к аномодонтам можно предложить несколько сценариев.

I сценарий. Аномодонты появляются только в средних широтах Южного полушария (Южная Африка), там же происходит ранняя радиация аномодонтов, происхождение и радиация всех основных стволов дицинодонтов и их дальнейшее расселение в прилежащие области (Южная Америка, Индия, Центральная и Северная Африка, Восточная Европа, Китай). Как уже отмечалось выше, подобная концепция имеет ряд противоречий: примитивные аномодонты в Восточной Европе и позднее появление некоторых высших дицинодонтов в Южной Африке. При этом сценарий объясняет появление определенного уровня эндемизма среди дицинодонтов, т.к. тропическая приэкваториальная область должна была служить своеобразным экологическим барьером для групп приспособленных к сезонному аридному климату. Абсолютно необъяснимой остается избирательность преодоления экологического барьера высшими и, видимо, наиболее специализированными дицинодонтами.

II сценарий. Формирование примитивных аномодонтов, как и прочих терапсид, начинается в краевых областях исходного пеликозаврового тропического ареала, где-то в районах современной Северной Африки и Западной Европы. Эндемичные примитивные аномодонты Южной Африки и Восточной Европы соответственно представляют собой дериваты этих групп. Подобным же образом происходит появление и радиация ранних дицинодонтов. При этом роль исходного ареала как экологического барьера представляется наивысшей. Однако трудно объяснить присутствие всех примитивных дицинодонтов в Южной Африке и их полное отсутствие в Восточной Европе, кроме того, видимо, стоило бы ожидать эндемизм групп значительно более высокого уровня.

III сценарий. На первом этапе, как и в предыдущем сценарии, формируются две высокоэндемичные группы примитивных аномодонтов. Затем в Южном полушарии появляются высшие аномодонты – дицинодонты, отдельные, видимо, наименее специализированные представители, которых мигрируют в районы исходного пеликозаврового ареала. Здесь происходит вторичная радиация и появление некоторых групп высших аномодонтов – дицинодонтид и оуденодонтид, которые в свою очередь заселяют

средние широты Южного и Северного полушарий. Преодоление экологического барьера приэкваториальных областей, видимо, свидетельствует об общей аридизации климата в начале поздней перми, а не о возникновении гипотетического физического контакта между фаунами двух полушарий. Отдельного изучения требует проблема появления высших аномодонтов именно в Южном полушарии.

Последний сценарий появления и распространения основных групп аномодонтов в перми хорошо подтверждается на существующем ископаемом материале из разных географических областей. Как и следовало ожидать, наибольшее сходство с южноафриканской фауной обнаруживают непосредственно прилегавшие области – Индия, Мадагаскар, Южная Америка (Ray, 1972; 2000; Ray, Bandyopadhyay, 2003; Mazin, King, 1991). При этом дицинодонтиды и оуденодонтиды или вовсе отсутствуют, или появляются в терминальной перми, или представлены сомнительными трудноопределимыми остатками. Напротив, в Западной и Восточной Европе представители дицинодонтид и оуденодонтид появляются достаточно рано и полностью отсутствуют наиболее характерные для Южного полушария семейства – эндотиодонтиды, эмидопиды, цистецефалиды и др. (Newton, 1893; Clark, 1999). Аномодонты Китая также представлены прежде всего дицинодонтидами и оуденодонтидами(?), многие представители которых (в т.ч. примитивные аномодонты) обнаруживают известное сходство с восточноевропейскими группами (Sun, 1973; Sun et al., 1992; Li et al., 2008; Liu, 2009). Специального изучения требует присутствие в Китае единственной находки *Diictodon*, специфического южноафриканского рода, неизвестного с территории Восточной Европы (Angielczyk, Sullivan, 2008).

Дополнительным аргументом в пользу высказанной гипотезы может служить появление морфологических и, видимо, экологических родов-двойников в Южной Африке (*Diictodon*, *Myosaurus*, *Emydops*, *Cystecephalus*), Центральной Африке (*Katumbia*) и Восточной Европе (*Interpresosaurus*, *Elph*) на основе абсолютно разных исходных групп (в Восточной Европе – на основе дицинодонтид) (Куркин, 1999).

Д.П. Плакс (БелНИГРИ)

ПОЗВОНОЧНЫЕ СИЛУРА БЕЛАРУСИ

О позвоночных (бесчелюстных и рыбах) из силурийских отложений Беларуси известно очень мало. До настоящего времени достоверно известны лишь несколько спорадических находок чешуй акантодов рода *Gomphonchus* и неопределимых до рода и вида чешуй телодонтов (Thelodonti) из глинистых мергелей кустинской свиты пржидольского яруса Подляско-Брестской впадины (Kruchek, Valiukevičius, Märss, 1996). Причина столь недостаточной изученности силурийской ихтиофауны Беларуси связана не с тем, что она крайне редка в отложениях данного возраста, а с тем, что целенаправленно ее поисками и изучением никто не занимался. В последнее время, в результате проведения буровых работ в юго-западной и северо-западной частях республики (Подляско-Брестской впадине и Прибалтийской моноклинали), рядом скважин были вскрыты нижнесилурийские отложения. Предварительное микропалеонтологическое изучение пород этих отложений позволило автору установить в них, помимо многочисленных макро- и микромерных присутствие остатков беспозвоночных (спикул губок, сколекодонтов, остракод, трилобитов, гастропод, мшанок, брахиопод, криноидей, фрагментов ветвей и ячеек граптолитов и др.), редких конодонтов, много отдельных чешуй телодонтов. Самыми многочисленными оказались чешуи телодонтов *Loganellia*

sp., *L. grossi* Fredholm, *L. einari* Märss, *Thelodus* sp. обнаруженные в глинистых мергелях верхней части венлокского яруса Прибалтийской моноклинали. Слои, содержащие чешуи телодонтов, в большинстве случаев, кроме единичных дискретных хитиновых челюстных аппаратов сколекодонтов, иные органические остатки не содержат, что может свидетельствовать, вероятно, о некоторых специфических условиях бассейна седиментации. Беспозвоночные же многочисленны в тех слоях, в которых позвоночные не установлены. Единичные чешуи телодонтов также были обнаружены в мергелях зельвянской свиты лландоверийского яруса Подляско-Брестской впадины, где они представлены родом *Thelodus*. Совместно с ними встречается разнообразная фауна беспозвоночных.

С тафономической точки зрения, обнаруженные в разных слоях и местонахождениях остатки позвоночных имеют достаточно хорошую сохранность, все они разрознены (рассеяны), то есть, концентрация их в слоях неравномерная, следов окатанности не наблюдается. Этот факт может свидетельствовать о том, что захоронены они были, не испытывая, по всей видимости, очень длительной транспортировки. Цвет чешуй различный: светло-коричневый, буро-коричневый и темно-коричневый почти до черного. Детали внутреннего и внешнего строения у всех найденных чешуй очень хорошо сохранились. Степень фоссилизации большинства скелетных элементов одинакова. Все они вторично минерализованы. Обнаруженные чешуи телодонтов принадлежат особям разного возраста, размеры их колеблются от 0,2 мм до 1,2 мм, составляя в большинстве случаев 0,3-0,7 мм. По всей видимости, средой обитания обнаруженных позвоночных мог являться как сравнительно неглубоководный, так и относительно глубоководный морской бассейн с нормальной соленостью вод, в котором, в основном, происходила карбонатно-терригенная седиментация. В целом, анализ таксономического состава силурийских позвоночных, найденных в различных пунктах и на различных стратиграфических уровнях, свидетельствует о преобладании телодонтов над акантодами (на данный момент изученности ихтиофауны).

Находки позвоночных в районе городского поселка Островец (Прибалтийская моноклинали) представляют особый интерес, так как благодаря чешуям телодонтов удалось определить раннесилурийский – венлокский – возраст вмещающих отложений, ранее считавшихся девонскими. Этот факт позволил избежать существенной ошибки в стратиграфических построениях в этом районе исследований. Однако возведение позвоночных в категорию руководящих ископаемых для силурийских отложений Беларуси пока еще преждевременно из-за отсутствия массовости и повсеместности их нахождения. Ихтиофауна очень бедна таксономически. Количество местонахождений и количество экземпляров из каждого пункта и слоя, пригодных для изучения, не всегда столь велико как хотелось бы, обычно приходится иметь дело с единичными экземплярами. Но это не снижает потенциальное значение позвоночных, как руководящих ископаемых на территории республики. Поиски и их детальное изучение в будущем дадут положительные результаты не только для определения возраста и расчленения отложений, но и для понимания развития позвоночных на исследуемой территории.

А.Г. Сенников, В.К. Голубев (ПИН РАН)

ГРАНИЦА ПЕРМИ И ТРИАСА В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ЖУКОВА ОВРАГА (ВЛАДИМИРСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ТЕТРАПОДАМ

Глобальный экологический кризис и массовое вымирание на рубеже палеозоя и мезозоя находится ныне в центре внимания геологов и палеонтологов всего мира. Это

вымирание, наиболее масштабное в истории жизни на Земле, имело место как в море, так и на суше. Однако экологический кризис на суше исследован существенно менее полно. Для реконструкции сценария и выяснения причин массового вымирания и смены биоты необходимы наиболее полные, непрерывные разрезы пограничных отложений перми и триаса, охарактеризованные органическими остатками как ниже, так и выше границы. В Восточной Европе разрезы, удовлетворяющие данным требованиям и к тому же доступные для непосредственного изучения в обнажениях, большая редкость. Обычно граница устанавливается на основании самых разных геологических соображений в одном разрезе, датированном палеонтологически только в пермской или только в триасовой его части. Например, в разрезе Самбуллак у с. Кульчумово в Оренбургской области пермский возраст нижней глинистой пачки обосновывается фаунистически (остракоды, рыбы, тетраподы, двустворчатые моллюски), а верхние бронирующие конгломераты с обломками пород Палеоурала считаются триасовыми на основании представлений о смене характера седиментации на рубеже перми и триаса. Однако подобные конгломераты появляются уже в верхах перми (например, д. Пурлы в Нижегородской области, с. Аверинское в Кировской области (Голубев, 2004), хутор Чулошников в Оренбургской области) и поэтому не могут однозначно маркировать границу. Во многих разрезах палеонтологически охарактеризованные базальные отложения триаса представлены многометровыми песчаными толщами аллювиального генезиса (например, серия разрезов по рекам Малая Северная Двина и Северная Двина в Вологодской и Архангельской областях, разрез Путятино на р. Вятка в Кировской области). Обозначенная в основании этих толщ нижняя граница триаса, несомненно, является эрозионной, но отражает она не региональный перерыв, а лишь местные, внутриформационные размывы, весьма типичные для континентальных образований. Тем не менее, подобные разрезы довольно часто используют при обосновании крупного регионального перерыва на границе перми и триаса на Восточно-Европейской платформе (Голубев, 2004).

В Восточной Европе известно лишь несколько разрезов, в которых палеонтологически охарактеризованы и пермские, и триасовые отложения (например, Аристово и Рукавишниковы Гора в Вологодской области, Мёртвые Соли, Вязовка и Гнилушка в Оренбургской области, Путятино). Но во всех этих разрезах терминальные пермские слои по разным причинам не доступны для непосредственного изучения. Единственный непрерывный разрез с фаунистически обоснованной границей перми и триаса – разрез Жукова оврага около г. Гороховец во Владимирской области. В этом разрезе выделяется две пачки. Нижняя пачка (35-40 м) сложена глинисто-алевритовыми отложениями со слоями мергеля и известняка и редкими прослоями песков. Верхняя пачка (35-40 м) начинается с системы крупных линз косослоистых песков руслового генезиса, врезанных в нижележащие глины, и заканчивается переслаиванием песков, глин и алевритов с многочисленными палеопочвами. В конце XIX-го века Н.М. Сибирцев впервые описал этот разрез. В песчаных линзах он обнаружил остатки древовидных растений, чешуи палеонисков и «кости ящеров» и отнес вмещающие отложения к верхней перми (Сибирцев, 1896). В 60-е годы прошлого века при геологической съемке бассейна нижнего течения р. Клязьма данный разрез был описан как опорный для района. Граница перми и триаса была установлена в подошве самой мощной (11 м) песчаной линзы, расположенной в основании верхней песчано-глинистой пачки, и обоснована сменой фаун остракод, а также палеомагнитными и лито-генетическими (начало нового седиментационного цикла) данными. Пермская часть разреза по остракодам и по геологическим соображениям была отнесена к северодвинскому горизонту (ярусу, по современной шкале), а триасовая – к вохминскому горизонту. Таким образом, в данном районе обосновывался значительный стратиграфический перерыв на границе перми и триаса, соответствующий всему вятскому ярусу (Строк и др., 1984).

Исследования последних лет, проведённые в Вязниковском и Гороховецком районах, существенно дополнили и скорректировали стратиграфическую картину. Возраст фауны позвоночных, открытой Б.П. Вьюшковым в местонахождении Вязники, был определен как терминальнопермский (поздневятский). С 2003 г. в Вязниках были обнаружены также остатки остракод, конхострак, двустворчатых моллюсков, макрофлоры, выделен палинокомплекс. Данные по всех группам животных и растений подтвердили терминальнопермский возраст вмещающих отложений (Sennikov, Golubev, 2006). В 1999 г. А.Г. Сенниковым было открыто новое местонахождение позвоночных соколковского (поздневятского) комплекса Гороховец, разрез которого легко сопоставляется с рядом расположенным разрезом Жукова оврага.

В 2001 и 2003 гг. в прослоях конгломератов в мощной косослоистой песчаной линзе в основании верхней пачки разреза Жукова оврага А.Г. Сенниковым, В.К. Голубевым и В.В. Булановым были найдены остатки рыб и неопределимых тетрапод. Ихтиокомплекс, по предварительным данным А.В. и М.Г. Минихов, близок к таковому из Вязников. В результате переизучения остракод И.И. Молоствовская (личное сообщение) пришла к выводу о вятском возрасте нижней глинистой пачки.

В 2009 г. в Жуковом овраге в той же мощной песчаной линзе в основании верхней песчано-глинистой пачки, считавшейся нижнетриасовой (Строк и др., 1984), авторами данной публикации было собрано значительное число фрагментарных остатков тетрапод, в том числе хронизухид, котлассиоморфов *Karpinskiosaurus* sp. и небольших рептилий, а также рыб и двустворчатых моллюсков. Новые данные по тетраподам позволяют однозначно определить возраст этих костеносных слоёв как позднепермский. В нижележащих отложениях были обнаружены остатки рыб, остракод, конхострак, двустворчатых моллюсков и растений, а в вышележащих – остатки несомненно нижнетриасовых (вохминских) тетрапод – брахиоподного лабиринтодонта *Tupilakosaurus* sp. и проколофона *Contritosaurus* sp. В оврагах у д. Слукино (между местонахождениями Жуков Овраг и Гороховец) были открыты два новых местонахождения раннетриасовых (вохминских) тетрапод с *Tupilakosaurus* sp. Костеносные слои в этих оврагах, представляющие собой переслаивание глин, алевроитов и песков с многочисленными палеопочвами. Эти отложения соответствуют верхней, триасовой части разреза Жукова оврага и частично надстраивают ее. Новые данные по позвоночным позволяют уточнить положение границы перми и триаса в окрестностях г. Гороховец. Эта граница в разрезе Жукова оврага проходит внутри верхней песчано-глинистой пачки, выше толщи мощных песчаных русловых линз и ниже переслаивания глин и песков с палеопочвами, в пределах интервала разреза мощностью 4-5 м.

Проведённые исследования показали уникальность Гороховецкого разреза. В настоящее время это единственный на территории Европейской России разрез, в котором положение границы перми и триаса обосновано по разным группам фауны (остракодам, тетраподам и рыбам), причём, остатки представителей всех групп обнаружены в слоях как ниже, так и выше границы. Это единственный разрез, где обнажена и доступна для непосредственного изучения мощная (около 70 м) стратиграфически непрерывная толща пограничных пермо-триасовых отложений. Первые результаты изучения данного разреза позволяют реконструировать картину преобразований абиотических условий и биоты в центральных районах Восточно-Европейской платформы на рубеже палеозоя и мезозоя. Так, никаких признаков перерыва в осадконакоплении, а также катастрофической смены или ухудшения внешних условий, например, аридизации, на границе перми и триаса не найдено. Изменения абиотических условий и биоты начинаются уже в конце перми. Терминальные пермские сообщества демонстрируют черты явного экологического кризиса, обеднения и исчезновения пермских групп и появления триасовых, что завершается вымиранием многих примитивных или специализирован-

ных организмов на рубеже перми и триаса. Имеющиеся данные свидетельствуют в пользу внутренних – биотических и биоценологических причин этого кризиса и отсутствия внешних одномоментных катастрофических событий. Посткризисные вохминские сообщества резко обеднены: водные сообщества тетрапод монотаксонны (господствует *Tupilakosaurus*), в наземных отсутствует доминантный блок, но довольно разнообразен субдоминантный блок.

Таким образом, изучение опорного разреза пограничных отложений перми и триаса Жукова оврага, а также пермских и триасовых континентальных толщ всего района Вязников и Гороховца дает нам неопределимую возможность построения реальной модели экологического кризиса на суше на рубеже палеозоя и мезозоя в Восточной Европе.

Работа подготовлена при поддержке грантов РФФИ №№ 08-05-00526, 08-05-00797 и 09-05-01009.

П.П. Скучас (СПбГУ)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЧЕРЕПА ПРИМИТИВНОЙ ХВОСТАТОЙ АМФИБИИ *KOKARTUS HONORARIUS* ИЗ СРЕДНЕЙ ЮРЫ КИРГИЗИИ И ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ CAUDATA В СИСТЕМЕ АМФИБИЙ

Одной из центральных проблем современной палеонтологии позвоночных является вопрос о происхождении и родственных связях современных групп амфибий (отряды Caudata, Anura и Gymnophiona). Некоторые исследователи признают близкое родство и монофилетическое происхождение современных амфибий, объединяя их в группу Lissamphibia (Ruta, Coates 2003; 2007; Marjanović, Laurin, 2008), другие считают лиссамфибий полифилетическим таксоном (Carroll, 2007; Anderson et al., 2008). При этом даже сторонники монофилетического происхождения современных амфибий в качестве предков рассматривают различные группы палеозойских амфибий, такие как диссорифоидные темноспондилы (Ruta, Coates 2003; 2007), либо лизорофные лепоспондилы (Marjanović, Laurin, 2008). В соответствии с гипотезой о полифилии лиссамфибий, хвостатые (Caudata) и бесхвостые (Anura) являются сестринскими таксонами и происходят от мелкогабаритных диссорифоидных темноспондилов, а гимнофионы (Gymnophiona) – от микрозавров (лепоспондилы) (Carroll, 2007; Anderson et al., 2008).

Множество различных взглядов на эту проблему обусловлено отсутствием переходных форм и значительным перерывом в палеонтологической летописи между наиболее вероятными предковыми группами и первыми представителями современных амфибий (например, для хвостатых амфибий данный перерыв составляет около 70 миллионов лет и приходится на интервал: от границы перми и триаса до средней юры), а также недостатком информации о строении наиболее примитивных представителей всех трех современных отрядов.

Палеонтологическая летопись хвостатых амфибий в мезозое достаточно бедна, особенно для наиболее примитивных представителей группы (Milner, 2000). Базальные хвостатые амфибии известны из средней юры Великобритании (*Marmorerpeton, Kirlington salamander A*), Киргизии (*Kokartus*), России (cf. *Karauridae* indet.), а также из поздней юры Казахстана (*Karaurus*) и США (cf. *Karauridae* indet.) (Evans et al., 1988; Nesov, 1992; Evans, Waldman, 1996; Milner, 2000; Skutschas et al., 2005; Skutschas, 2006). Всех перечисленных выше примитивных представителей рассматривали в составе одного семейства *Karauridae* (Evans et al., 2005; Averianov et al., 2008).

Род *Kokartus* был кратко описан Л.А. Несовым (Nessov, 1988) по фрагменту лобной кости и некоторым другим изолированным костям из среднеюрских (батских) отложений балабансайской свиты Киргизии. Л.А. Несов отнес *Kokartus* к семейству Karauridae на основании сходства в строении чешуйчатой кости и скульптуры костей крыши черепа с *Karaurus* (Nessov, 1988). Позднее, Л.А. Несов с соавторами (1996) опубликовали реконструкцию черепа для данного таксона без иллюстраций и описаний материала. Впервые подробное описание некоторых изолированных костей *Kokartus* было опубликовано А.О. Аверьяновым с соавторами (Averianov et al., 2008), которые подтвердили его базальное положение в системе хвостатых амфибий. Изучение всех материалов по *Kokartus*, в том числе и с использованием компьютерной томографии, позволило обнаружить новые для данного таксона признаки: наличие фонтанели между предчелюстными костями; перекрывание лобных костей носовыми, а теменных лобными; крыловидная кость с одним рядом зубов и с длинным, изогнутым и переднемедиально направленным передним отростком; уникальный характер крепления челюстной мускулатуры, при котором adductor mandibulae internus крепиться на латеральной поверхности и вентральном гребне лобных и теменных костей. Все данные признаки примитивны (плезиоморфны) и известны для диссорофоидных темноспондилов, за исключением крепления adductor mandibulae internus, которое является промежуточным вариантом между темноспондилами и представителями современных семейств хвостатых амфибий. На основе полученных морфологических данных была сделана новая реконструкция черепа *Kokartus*, отличающаяся от предыдущей (Несов и др., 1996) более задним расположением наружных ноздрей, присутствием фонтанели между предчелюстными костями, нередуцированной верхнечелюстной костью, отсутствием фонтанели между лобными костями, наличием озубления на сошнике, отсутствием пинеальной ямки на вентральной поверхности лобных костей и другими пропорциями крыловидной кости.

По результатам филогенетического анализа, *Kokartus* является сестринским таксоном для *Karaurus* и вместе эти два таксона составляют монофилетическое семейство Karauridae. Синапоморфиями Karauridae являются специфическая бугорчатая скульптура костей крыши черепа, присутствие посторбитального выступа и наличие вырезки на переднем крае парасфеноида. У других примитивных стволовых хвостатых амфибий эти продвинутые признаки отсутствуют (либо неизвестны) и они были выведены нами из состава караурид. Семейство Karauridae является сестринским таксоном для кроновой группы хвостатых амфибий (Urodela). Хвостатые амфибии являются сестринским таксоном для бесхвостых амфибий и вместе они формируют кладу Batrachia. Семейство Albanerpetontidae располагается вне клады Batrachia, в качестве ее сестринского таксона. В свою очередь Batrachia + Albanerpetontidae располагается в кладе мелкокорпусных диссорофоидных темноспондилов (семейство Amphibamidae), а гимнофионы среди лепоспондилов, что согласуется с полифилетической гипотезой происхождения современных отрядов амфибий (Carroll, 2007; Anderson et al., 2008). Различные линии мелкокорпусных диссорофоидных темноспондилов претерпевали процесс «батрахизации» – мозаичного и независимого приобретения признаков, характерных для современных хвостатых и бесхвостых амфибий.

Карауриды (рода *Kokartus* и *Karaurus*) были неотеническими формами и, возможно, неотения была изначальной и примитивной жизненной стратегией для хвостатых амфибий. Если это предположение верно, то реверсия к наземному образу жизни и двухфазному жизненному циклу имела место независимо в различных эволюционных линиях хвостатых амфибий.

ПРИМЕРЫ И ПРИЧИНЫ МАССОВЫХ ВЫБРАСЫВАНИЙ КИТОВ В ПОЗДНЕМ МИОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Для многих современных китообразных характерно такое явление как массовое выбрасывание на берег. Существует много причин, объясняющих такое поведение. Его причинами могут служить различные заболевания, естественный массовый суицид, который поддерживает популяцию на определенном уровне; с другой стороны, массовое выбрасывание китов становится результатом деятельности человека.

Явление выбрасывания для ископаемых китов изучено крайне плохо, прежде всего, из-за отсутствия подробного тафономического материала, который мог бы помочь восстановить палеобиоценозы и особенности условий существования древних китообразных. В большинстве случаев известные полные находки скелетов относятся к захоронениям в глубоководных условиях; среди них преобладают средневозрастные или достаточно старые особи.

Исследование более 20 местонахождений позднемиоценовых китообразных в Центральном и Северо-Западном Предкавказье позволило выявить два временных интервала, характеризующихся массовыми выбрасываниями китообразных: на границе среднего и позднего сармата (краснооктябрьская свита, Республика Адыгея) и в позднем сармате (армавирская свита, г. Армавир).

Краснооктябрьская свита согласно налегает на породы красномостовской свиты, сложена алевролитами с прослоями алевролитистых глин и песков до 3-5 м (Белуженко, 2007). В свите костеносный горизонт расположен в глинистой линзе, залегающей между куполами биогермовых рифов. Здесь присутствуют многочисленные кости, фрагменты скелетов и целые скелеты *Cetotherium* sp. (Тарасенко, 2008; Тарасенко, Титов, 2009). Характер расположения в разрезе скелетов, отсутствие следов переноса, а также сравнительно молодой состав особей, дают возможность предполагать массовые выбрасывания этих китов на отмель, образованную биогермовыми рифами.

Армавирская свита охватывает верхний сармат. Здесь встречены отдельные кости и фрагменты скелетов *Cetotherium mayeri* Brandt. В пределах верхнего сармата скопление костей и фрагментов скелетов соответствуют ракушняковым банкам и пляжным фациям.

Можно предположить, что подобное выбрасывание китов было спонтанным и носило массовый характер, как и у современных полосатиков и дельфинид.

Возможно, выбрасывание ископаемых усатых китов в миоценовое время связано с активным вулканизмом (поздние этапы вулканизма конца миоцена – плиоцена Кавказа и Закавказья) (Волкодав, 2007) и физико-химическими изменениями вод бассейна Восточного Паратетиса. Выбрасывание китов может также объясняться развитием песчаных отложений на побережье и на шельфе в сарматское время в связи с регрессией сарматского бассейна. Песок, в таком случае, как и в настоящее время, мог поглощать звуковые волны, испускаемые китами, что дезориентировало их и обуславливало спонтанные выбрасывания животных.

А.С. Тесаков (ГИН РАН), В.В. Титов (ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону),
А.К. Швырева (Ставропольский гос. музей-заповедник),
Е.В. Сыромятникова (ЗИН РАН), П.Д. Фролов (ГИН РАН)

СОЛНЕЧНОДОЛЬСК – НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫХ ПОЗВОНОЧНЫХ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Находки наземных позвоночных миоцена и раннего плиоцена на территории Европейской России крайне немногочисленны и фрагментарны. В последние годы, однако, было открыто несколько новых местонахождений (Титов и др., 2007). Новые данные постепенно заполняют пробелы в наших знаниях о биоте и природной среде этого времени.

Летом 2009 года, благодаря информации и помощи школьника Я.Я. Хитеева, было изучено новое местонахождение ископаемых млекопитающих и других позвоночных в нескольких километрах восточнее г. Солнечнодольск Ставропольского края, на правом борту долины р. Егорлык. Оно приурочено к толще озерно-аллювиальных песков и алевролитов, врезанных в морские отложения среднего сармата. Предварительный список териофауны содержит: *Blarinella* sp., *Asoriculus gibberodon*, *Amblycoptus* cf. *jessiae*, ?*Talpidae* gen., *Prolagus* ex gr. *michauxi-sorbini*, *Hypolagus* cf. *igromovi*, *Nannospalax* cf. *macoveii*, *Spermophilinus turolensis*, *Tamias* sp., *Micromys* sp., *Apodemus* sp., *Pseudocricetus* sp., *Kowalskia* sp., *Felidae* gen., *Hipparion* cf. *Cremohipparion* sp., *Rhinocerotidae* gen., *Cervidae* gen., *Cervidae* gen. (мелкая форма), *Tragocerini* gen., *Gazella* sp. По количеству остатков среди мелких млекопитающих преобладают кости пролагусов. Герпетофауна представлена остатками панцирей пресноводных черепах *Sakya* sp. и *Geoemydidae* gen. et sp. indet., и сухопутных черепах *Testudinidae* gen. et sp. indet. Были также собраны раковины наземных моллюсков *Parmacella* sp., *Limax* sp., пресноводных *Bithynia* sp. и *Valvata* (?) sp. Были найдены также многочисленные *Acteocina* spp., а также отдельные фрагменты костей тюленей, вероятно, переотложенные из подстилающих отложений среднего сармата.

Экологический облик фауны позволяет реконструировать саванно-степные ландшафты с присутствием околводных и лесных местообитаний. Эволюционный уровень мышей, землероек, зайцеобразных, гиппарионов и других млекопитающих позволяет отнести эту фауну к позднему миоцену, позднему туролию, биохронологической зоне млекопитающих неогена Европы MN13 и предварительно коррелировать ее с понтическим региоарусом Восточного Паратетиса.

Местонахождения позднего миоцена на территории юга Восточной Европы редки и представлены преимущественно остатками мелких позвоночных или изолированными находками костей крупных животных. Дальнейшее изучение нового богатого местонахождения позволит более детально понять характер изменения биологического разнообразия и эволюции отдельных групп животных в сообществах, переходных от миоцена к плиоцену, а также уточнить стратиграфический возраст ряда ключевых фаун данного возрастного периода.

Поддержано РФФИ, проекты №№ 07-05-00400-а, 09-05-10024-к.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕРЕПАХ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Черепашки – уникальная по морфологическим признакам группа позвоночных. Даже самым ранним их формам – поздне триасовым *Proganochelydia* свойственны все характерные признаки группы, в том числе хорошо развитый панцирь. Отсутствие переходных форм затрудняет решение вопроса о происхождении черепах; в качестве их ближайших предков рассматриваются разнообразные группы древних амниот. В филогенетических исследованиях особое внимание уделялось сравнительному анализу строения черепа, в частности, характеру фенестрации крыши, особенностям строения мозговой коробки и небного комплекса. Но многие исследователи не обходили вниманием и структуры посткраниального скелета, хотя в этой части между черепахами и остальными высшими позвоночными наблюдается особенно широкий морфологический разрыв.

Внешнее сходство посткраниального скелета черепах и завроптеригий (плезиозавров и плакодонтов) позволило некоторым авторам предполагать, что между ними существует близкое родство. В отношении плезиозавров эта идея была высказана Г. Бауром (Baur, 1887), мнение о связи черепах и плакодонтов нашло своих сторонников в лице О. Йекеля (Jaekel, 1902; 1907) и Р. Брума (Broom, 1924). Разработанная в конце XIX века теория височных окон (Günther, 1867; Baur, 1889; Cope, 1871) дала некоторое подтверждение рассматриваемой гипотезе на краниальном материале. Так, по мнению Э. Копа (Cope, 1871), близость черепах и завроптеригий доказывалась сходством строения их нижней височной вырезки. Основываясь на этих данных, Г. Осборн (Osborn, 1903) объединяет черепах вместе с котилозаврами, аномодонтами и завроптеригиями, т.е. рептилий с одним височным окном или без окон, в подкласс *Synapsida*, противопоставляя его рептилиям с двумя височными окнами – подклассу *Diapsida*.

Дальнейшая разработка классификации класса *Reptilia* была сделана С. Виллистоном (Williston, 1917), который выделил рептилий с полной крышей черепа в подкласс *Anapsida*, включив в него котилозавров и черепах. Таким образом, была заложена основа идеи о происхождении черепах от котилозавров, нашедшая широкое распространение в литературе. С этого времени предметом оживленных дискуссий становится вопрос о том, какие именно древние анапсиды дали начало черепахам. В качестве таких предковых или близкородственных таксонов рассматривались диадекты, проколофоны, парейзавры, капториноморфы или различные комбинации этих групп.

Е. Кейс (Case, 1905) впервые предположил возможность тесной связи между предками черепах и диадектидами. Этой же точки зрения поначалу придерживался Э. Олсон (Olson, 1947), сгруппировав черепах, диадектоморфов, проколофонов и парейзавров в таксон *Parareptilia*. Позже он отказался от своего первоначального взгляда на филогению парарептилий, удалив диадектид от черепах и высказав мнение, что последние, вероятно, происходят от парейзавров или от проколофонов. Р. Эпплби (Appleby, 1961) возможными предками черепах полагал примитивных проколофонов. А. Ромер (Romer, 1964; 1966; 1968) напротив, не обнаружив никакого сходства, в частности в строении неба, между проколофонами (*Nyctiphuretus*) и древними черепахами (*Proganochelys*), вернулся к идее сближения черепах и диадектид.

Иной взгляд на происхождение черепах выразил О. Йекель (Jaekel, 1918), предположив, что они берут начало от парейзавров – панцирных котилозавров пермского периода. Позже эта концепция была поддержана В. Грегори (Gregory, 1946), который, сравнив план строения краниального и посткраниального скелета плакодонтов, парейзавров, диадектов и черепах, пришел к выводу, что плакодонты имеют лишь конвергентное сходство с черепахами и что черепахи имеют больше сходных черт с па-

рейзавами, нежели с диадектами. Парейзавровая гипотеза происхождения черепах позже была поддержана Ф. Паррингтоном (Parrington, 1962).

М.Ф. Ивахненко (1987) в определенном смысле присоединился к мнению В. Грегори и Ф. Паррингтона. Рассматривая черепах в пределах класса Parareptilia, очерченного Э. Олсоном (1947) и детально изучив строение черепов проколофонов, парейзавров, черепах и примитивных парарептилий – никтеролетеров, он признал близость черепах к высшим представителям последней группы и включил отряд Testudines наряду с никтеролетероморфами, диадектами и парейзавами, в монофилетический подкласс диадектозавров. Отмечая, что среди парарептилий только черепах можно достоверно отнести к рептилиям по физиологическим признакам, он высказал предположение «о независимом развитии не только дефинитивного рептилийного синдрома, но и эмбриональных приспособлений у черепах относительно остальных групп современных рептилий – лепидозавров и архозавров» (Ивахненко, 1985, с. 85).

Особая точка зрения на происхождение черепах была инициирована описанием эвнотозавра (*Eunotosaurus*) – небольшой рептилии из верхнепермских отложений Южной Африки. Эта форма обладала яркими чертами сходства с черепахами в строении посткраниального скелета, что позволило Д. Уотсону (Watson, 1914) считать ее непосредственным предком или, по крайней мере, ближайшим родственником черепах. С этого времени эвнотозавров рассматривали в качестве особого отряда в подклассе Testudines (Суханов, 1964). Однако в ходе переизучения остатков мнение о тесных связях эвнотозавра с черепахами было отвергнуто, а эта проблематичная форма была сначала отнесена к синапсидам (Lee, 1993; Gow, 1998), затем к парарептилиям (Modesto, 2000).

В современных исследованиях, основанных главным образом на кладистическом анализе палеонтологических данных, взаимоотношения черепах с другими группами рептилий по-прежнему не находят однозначной оценки. Так, согласно мнению одних авторов (Gaffney, McKenna, 1979; Carroll, 1988; Gauthier et al., 1988; Gaffney, 1990), черепахи дивергировали от ранних капториноморфов (Captorhinida), или это сестринские группы. Другие авторы (DeBraga, Rieppel, 1997; Rieppel, 1999; 2001) выдвигают гипотезу о черепахах как о группе, сестринской завроптеригиям, причем оба эти таксона кладут в основу лепидозавроморфной филогенетической линии. Широкую поддержку продолжает иметь мнение о парарептилийной природе черепах и их близкородственных связях с проколофонами (Reisz, Laurin, 1991; Laurin, Reisz, 1995) или парейзавами (Lee, 1997; Kordikova, 2002; Черепанов, 2005 и др.).

Последние палеонтологические данные показали, что уже в позднем триасе черепахи были довольно многочисленны и разнообразны. Их ископаемые остатки этого возраста, долгое время известные только из Западной Европы, теперь обнаружены и в отложениях других континентов – Южная Америка (Rougier et al., 1995), Северная Америка (Jouys et al., 2008), Восточная Азия (Li et al., 2008). Триасовая фауна черепах насчитывает несколько хорошо очерченных родов (*Proganochelys*, *Proterochersis*, *Palaeochersis*, *Chinlechelys*, *Odontochelys*), причем, по-видимому, это представители не только разных таксономических, но и экологических групп: полуводные и наземные формы. Несмотря на существенный прирост палеонтологических данных, они не проливают свет на проблему происхождения черепах. Эта проблема по-прежнему остается одной из самых сложных и интригующих в филогении позвоночных. По нашему мнению, ее решение кроется как в получении новых палеонтологических данных, так и в анализе сведений, получаемых в области других биологических наук – генетики, молекулярной систематики и биологии развития.

История науки:
Памятные даты 2008 года

– 100 лет со дня рождения **Георгия Павловича Леонова** (1908–1983) профессора кафедры исторической и региональной геологии геологического факультета Московского университета, талантливого педагога, известного специалиста по методологическим проблемам геологии, палеогеновым отложениям Поволжья, Русской плиты, Кавказа и Крыма, теоретика стратиграфии. Широко известны его фундаментальные исследования в области региональной и общей стратиграфии, исторической геологии. Вопросы региональной стратиграфии изучены им на примере палеогеновых отложений Русской платформы, Крыма и Кавказа. В капитальном двухтомном труде «Основы стратиграфии» он обстоятельно рассмотрел главные вопросы стратиграфии как фундаментальной геологической науки, её основные понятия, методы, результаты и задачи, историю установления стратиграфических подразделений, типы стратиграфических шкал, исторические корни Международной, геохронологической шкалы и значение палеонтологических данных и фациального анализа в решении задач расчленения разрезов и их корреляции. В течение ряда лет преподавал курсы общей геологии, структурной геологии и геологического картирования, организовал и проводил геологическую практику студентов в Крыму. Но главное место в его педагогической деятельности занимало чтение курса исторической геологии, а также «Избранных глав исторической геологии», «Методов стратиграфии», «Методов историко-геологического исследования». Создал школу стратиграфов.

Памятные даты 2010 года

– 120 лет со дня рождения **Веры Александровны Варсанофьевой** (1890–1976) выдающегося геолога, ученицы А.П. Павлова, выпускницы Высших женских курсов в Москве, первой женщины-геолога в нашей стране, удостоенной ученой степени доктора геолого-минералогических наук, профессора и заведующей кафедры геологии во 2-ом Московском государственном университете (впоследствии Педагогический институт), талантливого педагога, блестящего лектора, организатора науки, большого популяризатора геологических знаний, члена-корреспондента Академии педагогических наук РСФСР. После окончания Московских женских курсов была оставлена на кафедре геологии «для усовершенствования в науках и подготовке к профессорскому званию» и читала самостоятельные курсы лекций по геологии. При этом принимала активное участие в геологических экскурсиях, организованных её учителями А.П. Павловым и А.А. Черновым. По предложению последнего участвовала в полевых работах по западному склону Северного Урала и верховьям р. Печора и впервые попала в места, изучению которых в дальнейшем посвятила многие годы своей жизни. Она занималась изучением геологии Уфимского плато – карстом, полезными ископаемыми - месторождениями бурых углей и бурых железняков, крупнейшим месторождением каменных солей г. Соликамск. Вместе с А.А. Черновым проводила исследования по геологии и стратиграфии каменноугольных и пермских отложений в неизученном до этого Печорском крае, бассейне р. Ильич на Северном Урале. По поручению Геолкома проводила геологическую съемку 124 листа Геологической карты СССР, в который входила значительная часть Северного Урала, его западный и восточный склоны. Итоги её многолетних полевых исследований были опубликованы в различных изданиях; наиболее важной является работа «Геоморфологические наблюдения на Северном Урале». Мно-

гие публикации посвящены стратиграфии каменноугольных отложений Северного Урала. Большую роль в творчестве В.А. Варсанюковой занимала разносторонняя педагогическая деятельность. После чтений курсов геологии на Высших женских курсах, по приглашению А.П. Павлова, продолжила читать лекции по динамической геологии и по тектонике в 1-ом Московском государственном университете. В связи с открытием большого количества высших учебных заведений выезжала читать лекции по геологии в институты Твери, Иваново-Вознесенка, Рязани и др. В 1920-е годы получила приглашение преподавать на педагогическом факультете во 2-ом Московском университете, где получила профессорское звание и стала заведующей кафедрой геологии. Здесь создала большую библиотеку и геолого-палеонтологический музей. Читала оригинальный, разработанный ею курс исторической геологии и курс эволюционной палеонтологии. Воспитала многих будущих известных ученых (В.Н. Шиманский, Г.Г. Астрова, Н.И. Иорданский и др.). Автор научно-популярных книг по геологии – «Жизнь гор» (переиздавалась 4 раза тиражом 32 000 экз.), а также «Происхождение и строение Земли». В работе «Происхождение Урала и его горных богатств» впервые в научно-популярной форме дала обобщающую картину развития Уральской геосинклинальной системы и различных геологических процессов. Большое место в её творчестве занимали биографические очерки жизни и деятельности ряда русских геологов (А.Б. Миссуна, А.П. Павлов, М.В. Павлова, Г.Ф. Мирчинк, В.А. Обручев, А.Н. Мазорович и др.). Вела активную общественную деятельность – была действительным членом Общества любителей естествознания, антропологии и этнографии, Московского общества испытателей природы (МОИП), Географического общества. С 1941 г. она вице-президент МОИП, а с 1945 – главный редактор геологической серии «Бюллетеня МОИП», при этом она способствовала увеличению объема журнала и количества его ежегодных выпусков, увеличению числа авторских листов, а с 1951 г. по её предложению стала публиковаться хроника заседаний секций общества и краткие авторефераты большинства прочитанных докладов. Автор более 120 публикаций. За совокупность геологических работ была удостоена «Золотой медали им. А.П. Карпинского» от АН СССР, ей было присвоено звание «Заслуженного деятеля наук и техники Коми АССР» (1959), а также почетное звание «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР» (1960).

– 100 лет со дня рождения **Павла Александровича Софроницкого** (1910–1997), известного стратиграфа, профессора и заведующего кафедрой региональной геологии Пермского университета, крупного специалиста по стратиграфии среднепалеозойских отложений Урала и Зауралья, по стратиграфии карбона и нижней перми Прикамья. Один из руководителей стратиграфических экскурсий по карбону Урала (1972) и нижнепермским отложениям Прикамья (1974). Известна его работа по турнейскому ярусу Пермской области. Занимался геологическим строением и нефтегазоносностью верхнего и среднего Прикамья. Автор более 50 публикаций.

– 90 лет со дня рождения **Валентины Алексеевны Ивановой** (1920–2006) известного биостратиграфа и палеонтолога, крупного специалиста по древним остракодам, выпускницы МГРИ, многолетнего сотрудника Палеонтологического института РАН, ученого секретаря института, ответственного секретаря «Палеонтологического журнала». Научная деятельность посвящена разностороннему изучению кембрийских, и особенно ордовикских остракод Сибирской платформы, Северо-Востока России и других регионов страны. Её исследования посвящены изучению морфологических особенностей, систематики, происхождения, филогенетического развития и стратиграфического значения остракод. Автор более 50 публикаций, в том числе 5 монографий, основные из них: «Сравнительная биостратиграфия ордовикских отложений Северо-Востока СССР», «Остракоды нижнего и среднего ордовика». Подотряд *Hallinomorpha*. Особо следует отметить составленный ею «Каталог оригиналов, хранящихся в ПИН'е. Остракоды».

– 90 лет со дня рождения **Ольги Павловны Обручевой** (1920–2008) известного ученого, специалиста по древним рыбам, выпускницы кафедры палеонтологии МГУ, замечательного педагога, доцента кафедры палеонтологии Московского университета, автора и соавтора целого ряда учебников по палеонтологии, в том числе «Палеонтологии позвоночных». Её научная деятельность была посвящена изучению панцирных рыб из девонских отложений СССР и зарубежья. Значительная часть её исследований была выполнена на материалах, собранных ею из разрезов девонских отложений Русской платформы. Она разрабатывала общие вопросы эволюции, систематики и морфофункционального анализа древних рыб. Результаты её исследований отражены в монографиях и статьях, наиболее значимые из которых «Панцирные рыбы девона СССР», «Верхнедевонские рыбы Центрального Казахстана», «Новые данные о панцирных рыбах девона Прибалтики» и др. Много времени уделяла преподаванию – читала лекции и проводила практические занятия по курсам «Палеонтология», «Историческая геология с основами палеонтологии», читала спецкурс «Палеонтология позвоночных». Многие годы участвовала в проведении Беломорской биологической практики, Крымской геологической практики, руководила курсовыми и дипломными работами студентов, проявляя заботливость и доброжелательность.

– 80 лет со дня рождения **Марка Яковлевича Бланка** (1930–1997), геолога, известного специалиста по стратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Донецкого бассейна, палеонтолога по брюхоногим моллюскам, сотрудника ПГО «Луганскгеология», члена комиссии по моллюскам Научного совета. Он занимался всесторонним изучением верхнемеловых отложений Северного Донбасса – геологической съемкой, исследованием их состава и строения, монографического изучения брюхоногих моллюсков и детального расчленения. Результаты его многолетних исследований отражены более, чем в 50 публикациях. Наиболее значимые из них: «Атлас верхнемеловой фауны Донбасса», «Распространение меловых морских гастропод в пределах СССР» (совместно с М.Р. Джалиловым), «О позднемеловых гастроподах Донецкого бассейна».

– 80 лет со дня рождения **Юрия Гдальевича Гора** (1930–2002), крупного палеоботаника, исследователя северных регионов страны, сотрудника института ВНИИГА–Севморгео–ВНИИОкеангеология. Его исследования посвящены изучению флоры каменноугольных и пермских отложений труднодоступных регионов Центральной Арктики и Антарктиды. Занимался разработкой моделей палеоэкосистем и их использованием в стратиграфии угленосных отложений верхнего палеозоя северных регионов, условиями образования угленосных отложений, расчленением угленосных отложений тунгусской серии северо-западной части Сибирской платформы по флоре и др. Автор более 100 публикаций, в том числе монографий: «Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района» и др.

– 80 лет со дня рождения **Людмилы Михайловны Донаковой** (1930–2002), ученого секретаря Всесоюзного Палеонтологического общества (1978–1995), выпускницы геологического факультета Ленинградского университета, сотрудника ВСЕГЕИ. Занималась стратиграфией каменноугольных отложений и фауной брахиопод Южного Урала и Донбасса. Детально изучала отложения карбона и фауну брахиопод Магнитогорского синклиория, выявила руководящие комплексы брахиопод и провела расчленение нижнекаменноугольных отложений на горизонты. Принимала активное участие в разработке и составлении унифицированных стратиграфических схем каменноугольных отложений Южного Урала и Русской платформы.

– 80 лет со дня рождения **Константина Николаевича Конюшкова** (1930–1993), известного стратиграфа и палеонтолога, вдумчивого и глубокого исследователя древнейшей группы ископаемых организмов – архециат и докембрийских строматолитов Сибири, выпускника геологического факультета Ленинградского университета, со-

трудника ВСЕГЕИ, человека большой культуры. Занимался стратиграфией нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области, большое внимание уделял изучению Западного Саяна. На основе монографического изучения археоциат расчленил нижний кембрий на три яруса. При этом имел свою точку зрения, основанную на изучении исторического развития археоциат – установил три крупных этапа, соответствующие ярусам, выявляя комплексы видов, присущие для каждого этапа. Первый этап – период начального развития, когда археоциаты были представлены одностенными и двустенными формами с простой перистостью стенок. Вторым этапом – период расцвета археоциат, когда комплекс характеризуется необычайным разнообразием – в скелете археоциат происходит резкое усложнение поровой системы внутренней и наружной стенок. Третьим этапом – период вымирания археоциат – резко сокращается их разнообразие, преобладают представители неправильных археоциат, а среди правильных развиты формы с коническими или ветвящимися каналами наружной стенки. Каждому из этих периодов относится развитие археоциат определенных горизонтов Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Автор более 60 публикаций.

– 80 лет со дня рождения **Александра Ивановича Лаврусевича (1930–1998)**, профессора кафедры региональной геологии и палеонтологии Таджикского государственного университета, известного стратиграфа и палеонтолога, крупного специалиста по стратиграфии силурийских отложений Центрального Таджикистана и фауны кораллов – ругоз, одной из важнейших групп фауны, на базе которой решаются задачи детальной стратиграфии палеозоя. Его исследования посвящены изучению силурийских и пограничных с ними верхнеордовикских и нижнедевонских отложений и наиболее широко распространенной в этих отложениях группе фауны – ругозам. На основании монографического их изучения (250 видов) и стратиграфического распространения в разрезах он детально расчленил силурийские отложения, выделив зональные подразделения по ругозам. В истории развития ругоз были выявлены три крупных этапа – позднеордовикский, силурийский и раннедевонский. Палеобиогеографический анализ изученных комплексов ругоз позволил выявить большое сходство их с соответствующими фаунами Азии, Европы и Австралии. Автор и редактор около 100 публикаций.

– 80 лет со дня рождения **Витаутаса Леоновича Лелешуса (1930–2007)**, сотрудника института геологии АН Республики Таджикистан (Душанбе), крупного стратиграфа и палеонтолога, известного специалиста по кораллам – табулятам палеозоя, члена комиссии по кишечнополостным, подкомиссии по табулятоформным Научного совета. Им были продолжены исследования по разработке систематики табулят, предложенной Б.С. Соколовым. При составлении стратиграфических разрезов ордовикских, силурийских и девонских отложений Средней Азии был собран обширный палеонтологический материал, позволивший ему уточнить и детализировать систематику отдельных филогенетических ветвей табулят и установить частое проявление параллелизма в их эволюции. Его исследования показали, что при изучении табулят Таджикистана применение математических методов в палеонтологии имеет большое значение. Он предложил три новых математических формулы для определения изменчивости признаков, степени различия между биологическими особями и таксонами и вычисления темпов эволюции филумов. По предложенной формуле им были вычислены темпы эволюции табулят, гелиолитоидей, и при этом выяснилось, что наиболее высокие темпы эволюции были в начальной стадии развития филумов, а наиболее низкие – в поздней (реликтовой) стадии. Впервые установил по табулятам в Южном Тянь-Шане и на Памире карбонатные лландоверийские и нижневенлокские отложения, которые оказались широко распространенными на этой территории. Внес существенные уточнения и дополнения в стратиграфию ордовикских, силурийских и девонских отложений Средней Азии.

– 80 лет со дня рождения **Николая Игнатьевича Лысенко** (1930–2007) профессора кафедры грунтоведения и геоморфологии географического факультета Таврического университета им. В.И. Вернадского, талантливого педагога, прекрасного лектора, известного геолога, стратиграфа и палеонтолога, одного из лучших знатоков геологии Крыма, крупного специалиста по брюхоногим моллюскам отряда Nerineida. Выпускник Симферопольского педагогического института, был ассистентом на кафедре физической географии, а затем перешел в институт Минеральных ресурсов Министерства геологии СССР, где занимался изучением геологии и гидрогеологии Горного Крыма и одновременно проходил курс заочной аспирантуры в Геологическом Музее АН СССР им. А.П. Карпинского в Ленинграде под руководством профессора В.Ф. Пчелинцева. Изучал стратиграфию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Горного Крыма и фауну аммонитов. Защитил кандидатскую диссертацию на тему «Биостратиграфия титонского и берриасского ярусов юго-западной части Горного Крыма на основании изучения фауны аммонитов» (1968) и получил приглашение для преподавательской деятельности в свой институт (ныне Таврический университет). Читая курсы «Основы палеонтологии», «Литология», «Основы физической географии» и др., проводил активную как педагогическую, так и научную деятельность. Много лет всесторонне изучал интересную группу мезозойских брюхоногих моллюсков, распространенную лишь в Средиземноморье – неринеид. При этом он посетил многие регионы, где встречается эта группа фауны – Азербайджан, Грузию, Испанию, Польшу, Венгрию и др. и изучил многие музейные коллекции. Его работа по неринеидам «Юрские и меловые неринеиды юга СССР и их стратиграфическое значение» (докторская диссертация, 1984) явилась весьма ценной сводкой по этой группе ископаемых, в которой приведены результаты комплексного палеонтолого-стратиграфического изучения мезозойских гастропод – неринеид. Они впервые были выделены в самостоятельный отряд *Nerineida* Lyssenko, ordo. nov., выявлен его таксономический состав при ведущей роли такого признака как внутренняя спиральная складчатость, который является основным показателем уровня филогенетического развития систематических групп надсемейственного ранга, также типа складчатости (выделено 10 типов), на основе которого выделены три филума, берущие начало от трех различных групп юрских гастропод, выявлены условия существования нериней и объяснена их связь с водорослевыми биогермными фациями. Показал стратиграфическое распространение изученных неринеид в пределах ярусов, подъярусов и биостратиграфических зон. В верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Крыма им выделено 12 биозон, а разработанная схема расчленения рифогенных комплексов верхней юры и нижнего мела прослеживается и в южных регионах бывшего Советского Союза. Автор более 200 публикаций член Московского общества испытателей природы, Палеонтологического общества России, Нью-Йоркской Академии наук (США).

– 80 лет со дня рождения **Валентины Алексеевны Самылиной** (1930–2002), выдающего палеоботаника, большого знатока меловой флоры, выпускницы биолого-почвенного факультета Ленинградского университета, сотрудника Ботанического института АН СССР, ученицы и последовательницы известного палеоботаника В.А. Вахрамеева. Её научная деятельность была посвящена изучению мезозойской флоры Восточной Сибири, Дальнего Востока, Северо-Востока и Средней Азии. На основе обширных палеоботанических коллекций, как послойно собранных ею самой, так и присланных на определение многими геологами, она смогла выявить разнообразие флоры, изучить систематический состав, проследить смену стратофлор по разрезу и создать схему расчленения содержащих их континентальных отложений. Особенно важны её исследования по меловой флоре Северо-Востока, которые нашли своё отражение во многих публикациях – «Меловая флора Омсукчана» (1976), «Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии» (1988) и др. Большим вкладом в дело изучения палеобо-

таники являются её достижения в исследованиях морфологии и систематики многих групп высших растений (покрытосеменные, голосеменные и др.). Автор более 150 публикаций, в том числе монографий, соавтор справочных руководств – «Стратиграфия СССР. Меловая система». Полутом 2, 1987 и др.

– 80 лет со дня рождения **Вадима Петровича Сапельникова** (1930–2004) почетного члена Палеонтологического Общества России, всемирно известного стратиграфа и палеонтолога, выпускника и преподавателя Свердловского Горного института, заведующего лабораторией биостратиграфии среднего палеозоя Института геологии и геохимии Уральского филиала РАН, большого специалиста по биостратиграфии и фауне брахиопод среднего палеозоя Урала, Южного Тянь-Шаня, Казахстана и Северо-Востока России. Занимался изучением детальной стратиграфии силурийских и девонских отложений и монографическим изучением брахиопод. Впервые создал детальные стратиграфические схемы силура и нижнего и среднего девона Полярного Урала, Уфимского нагорья, Казахстана и Зеравшанского хребта. Проводил тщательные всесторонние исследования по изучению морфологии, систематики, стратиграфического значения и этапности развития брахиопод среднего палеозоя. Особенно ценны его исследования по изучению всемирно распространенных брахиопод отряда *Pentamerida*. Он впервые предложил филогенетическую систему развития представителей этого отряда. Основал в институте группу эволюционной палеонтологии, курировал международный проект «Экостратиграфия венлок – жединской последовательности отложений» под эгидой ЮНЕСКО.

– 80 лет со дня рождения **Анны Александровны Якушиной** (1930–1997), известного палеонтолога, специалиста по пресноводным и морским двустворчатым моллюскам Забайкалья, Дальнего Востока и Монголии, выпускницы Восточного факультета (китайское отделение) и геологического факультета Ленинградского университета, ученицы Г.Г. Мартинсона, сотрудника ВСЕГЕИ. Научная деятельность посвящена изучению двустворчатых моллюсков из юрских и меловых отложений, преимущественно континентальных толщ Забайкалья, Дальнего Востока и Монголии. Исследования А.А. Якушиной отличаются глубиной и тщательностью, что особенно ярко проявилось при монографическом описании фауны как пресноводных представителей (Забайкалье, Монголия), так и морских (Атлас меловой фауны юго-западного Крыма), секретарь и автор в справочном руководстве «Стратиграфия СССР. Меловая система». Полутом 2, 1987. Будучи Ученым секретарем издания «Стратиграфический словарь СССР» Мезозой – Т, I, К», 1979 провела огромную и тщательную работу по подготовке к печати обширной библиографии. Знание китайского языка давало ей возможность бескорыстно помогать многим коллегам в переводе статей и книг.

О следующих выдающихся палеонтологах, чьи памятные даты приходятся на 2010 год см. «Тезисы докладов XLVI сессии Палеонтологического общества», «История науки», 2000, с. 101-107.

- 210 лет со дня рождения **Александра Федоровича Фольборга** (1800–1876).
- 180 лет со дня рождения **Геннадия Даниловича Романовского** (1830–1906).
- 170 лет со дня рождения **Валериана Ивановича Мёллера** (1840–1910).
- 150 лет со дня рождения **Владимира Прохоровича Амалицкого** (1860–1917).
- 140 лет со дня рождения **Николая Николаевича Яковлева** (1870–1966).
- 130 лет со дня рождения **Михаила Максимовича Васильевского** (1880–1948).
- 130 лет со дня рождения **Адольфа Генриховича Ржонсницкого** (1880–1920).
- 130 лет со дня рождения **Валериана Николаевича Рябинина** (1880–1960).
- 130 лет со дня рождения **Павла Ивановича Степанова** (1880–1947).
- 110 лет со дня рождения **Аглаиды Андреевны Любер** (1900–1990).

- 110 лет со дня рождения **Ольги Михайловны Мартыновой** (1900–1997).
- 110 лет со дня рождения **Дмитрия Владимировича Обручева** (1900–1970).
- 110 лет со дня рождения **Ольги Константиновны Полетаевой** (1900–1982).
- 100 лет со дня рождения **Ефросиньи Антоновны Балашовой** (1910–1979).
- 100 лет со дня рождения **Нины Константиновны Быковой** (1910–1994).
- 100 лет со дня рождения **Менделя Наумовича Грамма** (1910–1997).
- 100 лет со дня рождения **Раисы Степановны Елтышевой** (1910–1994).
- 100 лет со дня рождения **Елены Дмитриевны Заклинской** (1910–1989).
- 100 лет со дня рождения **Анатолия Николаевича Иванова** (1910–1991).
- 100 лет со дня рождения **Ильи Алексеевича Коробкова** (1910–1970).
- 100 лет со дня рождения **Юлии Петровны Никитиной** (1910–1998).
- 100 лет со дня рождения **Татьяны Алексеевны Сикстель** (1910–1981).
- 100 лет со дня рождения **Марии Ивановны Сосниной** (1910–1999).
- 90 лет со дня рождения **Анны Федоровны Дибнер** (1920–1998).
- 90 лет со дня рождения **Анатолия Константиновича Рождественского** (1920–1983).

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Вступительное слово Президента Палеонтологического общества академика	
Б.С. Соколова. Геологическое или палеобиосферное время и стратиграфия.	3
А.С. Алексеев. Биотические кризисы и массовые вымирания фанерозоя: современное состояние проблемы.	8
С.В. Антипенко, Т.В. Саченко. Особенности развития морской биоты в раннефаменский период межсолевого осадконакопления в Припятском палеобассейне.	9
О.В. Артюшкова, В.А. Маслов. Биостратиграфические корреляционные уровни в разрезах девона восточного склона Южного Урала как маркеры региональных событий.	11
М.М. Астафьева, Е.В. Шарков, А.В. Чистяков, М.М. Богина. Бактериально-палеонтологические исследования раннепалеопротерозойских и современных вулканических стекол.	13
М.С. Афанасьева, Э.О. Амон. Динамика биоразнообразия радиолярий в фанерозое.	14
М.А. Ахметьев. Биотические глобальные и региональные кризисы мезозоя и кайнозоя, их причины и палеонтологические свидетельства.	17
В.С. Байгушева, В.В. Титов. Отражение кризисных явлений в эволюции фаунистических сообществ плейстоцена Приазовья.	19
В.В. Баранов. Выделение региональных ярусных подразделений верхнего силура и нижнего девона северо-востока Евразии на основе цикличности седиментации и этапности развития фауны.	21
М.С. Бараш. Абиотические причины массовой гибели морских организмов на границе мезозоя и кайнозоя.	23
И.М. Барг. О палеонтологических свидетельствах проявления фазы штирийского орогенеза на рубеже раннего и среднего миоцена в Западном и Восточном Паратетисе.	26
А.А. Баренбаум. Экосистемные перестройки и биотические кризисы как реакция биосферы на мощные галактические воздействия (геохимический аспект проблемы).	28
Т.М. Безносова. Рубежи преобразования тимано-североуральской морской биоты в раннем палеозое и границы региональных стратонов.	30
В.Н. Беньямовский. Влияние палеогеографических и биогеографических факторов на разнообразии фораминифер палеоцена и эоцена периферии Северо-Восточного Перитетиса.	32
О.В. Богоявленская. Развитие строматопорат и биотические кризисы.	34
Н.Ю. Брагин, А.Г. Константинов, Е.С. Соболев. Биоразнообразие и теплопроводные элементы в составе радиолярий и головоногих моллюсков позднего триаса острова Котельный.	35
Л.Г. Брагина. Новые данные по радиоляриям сантона центральной части Горного Крыма.	37
А.С. Бяков. Геологические и биотические события перми Северо-Востока Азии.	38
В.С. Вишневская. Биоразнообразие юрско-меловых радиоляриевых ассоциаций умеренных и высоких широт территории России.	40
Т.Н. Герман, В.Н. Подковыров. Специфичность сообщества микроорганизмов лахандинской биоты (верхний рифей Юго-Восточной Якутии)	42

А.Ю. Гладенков. Характер развития морской диатомовой флоры Северной Пасифики в кайнозое.	43
Ю.Б. Гладенков. Влияние кризисных и стрессовых явлений на характер развития биотических сообществ шельфовых бассейнов.	45
Р.В. Горюнова. Динамика таксономического разнообразия мшанок отряда Rhabdomesida в карбоне Восточно-Европейской платформы.	46
О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгин. Кризисы юрской арктической биоты (данные по моллюскам) и их сопряженность с границами общих и региональных стратиграфических подразделений.	48
Н.Г. Изох, <u>Е.А. Ёлкин</u> . Биоразнообразие конодонтов в разрезе нижнего девона Южного Тянь-Шаня (Зинзильбан, Узбекистан).	50
В.А. Коновалова. Развитие подсемейства Candopinae как отражение изменений климата в позднем кайнозое Западно-Сибирской равнины.	51
Л.Ф. Копаевич. Политаксонные и олиготаксонные этапы в истории развития меловых планктонных фораминифер (глоботрунканид).	53
Т.Н. Корень. События вымирания граптолитов: эволюционные последствия и роль в становлении хроностратиграфической шкалы силура.	55
О.Л. Коссовая. Основные экологические события позднего палеозоя – биотический и абиотический аспекты.	56
В.И. Краснов. Кризисы в истории геологического развития.	58
Е.В. Краснов, А.Ю. Романчук. Разнообразие моллюсков в геологической истории Балтийского региона (палеоэкологический аспект).	61
Е.И. Кулагина. Изменение видового разнообразия фораминифер на границе визейского и серпуховского ярусов на Южном Урале.	63
Н.Б. Лаврова, В.В. Колька, О.П. Корсакова. Пыльца как индикатор миграции береговой линии Белого моря (Северная Карелия).	64
В.Ю. Лукин. Табуляты на границе лландовери и венлока в Тимано-Североуральском палеобассейне.	66
Т.М. Мавринская. Биостратиграфические факторы выявления событийных границ в отложениях ордовика и силура западного склона Южного Урала.	67
С.Ю. Малёнкина. Фосфориты – как свидетельства биотических кризисов разного порядка.	68
А.В. Марков, А.А. Бондарев, М.В. Винарский. Взаимосвязь родового богатства сообществ и темпов родообразования в морской биоте фанерозоя.	70
О.Р. Минина. Этапы развития палинофлор в позднем девоне Западного Забайкалья.	72
Г.Т. Мириева. Зональное расчленение отложений верхнего девона Южного Закавказья (Нахчыванской АР) по ринхонеллидам.	74
Е.Б. Наймарк, А.В. Марков. Динамика широтного градиента биоразнообразия в фанерозое.	76
В.З. Негруца. Взаимосвязь эволюции органического мира криптозоя и фанерозоя.	78
Н.К. Оспанова. О связи биоразнообразия экосистем и их устойчивости.	80
Н.К. Оспанова, Ф.А. Салимова. Разнообразие гелиолитид палеозоя Тянь-Шаня как показатель этапности их эволюции.	82
А.Н. Островский. Позднемеловая радиация хейлостомных мшанок (Bryozoa, Gymnolaemata) и ее возможные причины.	83
В.Н. Пазухин. Динамика разнообразия раннекаменноугольных конодонтов Южного Урала и востока Русской платформы.	85
Е.Б. Пещевицкая, Б.Л. Никитенко, С.Н. Хафаева. Динамика таксономического	

разнообразия микробентоса и микрофитопланктона в раннем валанжине (по материалам скв. Медвежья-50, север Западной Сибири).	86
Т.Н. Пинчук. Признаки биотического кризиса на границе нижнего и среднего миоцена (на примере фораминифер Западного Предкавказья).	88
А.В. Попов. О саморазвитии фанерозойской биосферы.	90
С.В. Попов. Позднемиоценовый мессинский кризис в Средиземноморье и Паратетисе.	93
З.В. Пушина, Р.М. Гогорев, П.И. Лунев. Диатомовые водоросли в неогеновых отложениях массивов Фишер и Уиллинг (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида).	95
А.А. Сабиров. Биотические кризисы в развитии девонских фораминифер Таджикистана.	96
.	
Т.В. Сапелко. Динамика развития озер – источник информации о кризисных ситуациях в истории Земли.	98
Н.В. Сенников, Е.В. Буколова. Динамика таксономического разнообразия ордовикских граптолитов в Алтайском и Салаирском бассейнах.	100
Н.В. Сенников, О.Т. Обут, Н.Г. Изох, Н.К. Бахарев, О.А. Родина, Е.В. Буколова. Этапы развития пелагической биоты в палеозойских бассейнах юга Сибири.	103
Е.А. Сережникова. Колонизация субстрата седентарным макробентосом в венде: допустимы ли параллели с фанерозоем.	105
В.А. Снежко, Т.Ю. Толмачева. О присутствии образований рифея на Северном Кавказе (на основании органических остатков).	107
Е.А. Соколова. Развитие позднемеловой биоты планктонных фораминифер в периоды кризисов и в межкризисных интервалах.	108
А.Н. Соловьев. Значение редких находок и уникальных местонахождений ископаемых морских ежей для познания исторического развития класса.	110
Д.А. Субетто. Природно-климатический и биотический кризис на рубеже позднего плейстоцена и голоцена.	112
О.П. Тельнова. Рубеж франского и фаменского веков на Южном Тимане.	113
Т.Ю. Толмачева. Биоразнообразие конодонтов ордовика северной окраины Восточно-Европейской платформы (о. Колгуев, Архангельская область).	114
В.С. Цыганко. О биособытийных уровнях на рубеже раннего и среднего девона.	115
Т.С. Шелехова, В.В. Колька, О.П. Корсакова. Особенности диатомовых комплексов в донных осадках озер Карельского побережья Белого моря.	117
В.Г. Шпуль. Значение флористических кризисов для определения границ региональных стратонов эоцена и олигоцена Воронежской антеклизы (по данным палинологии).	120
М.А. Эфендиева. Взаимосвязь эволюционных процессов живой и неживой природы.	122
А.А. Ярков. Багряные водоросли (Rhodophyta) протерозоя.	123

ЗАСЕДАНИЕ, ПОСВЯЩЕННОЕ 110-ЛЕТИЮ А.П. БЫСТРОВА

И.Г. Данилов, Е.В. Сыромятникова, В.В. Титов. Новые данные о черепахах из местонахождения Морская 2 (Северо-Восточное Приазовье, верхний миоцен).	126
А.О. Иванов. Позднепалеозойские анахронистидные акулы: морфология зубов и распространение.	127
А.А. Куркин. Пермские аномодонты: палеобиогеография и расселение группы.	128
Д.П. Плакс. Позвоночные силура Беларуси.	130

А.Г. Сенников, В.К. Голубев. Граница перми и триаса в опорном разрезе Жукова оврага (Владимирская область) по тетраподам.	131
П.П. Скучас. Новые данные о строении черепа примитивной хвостатой амфибии <i>Kokartus honorarius</i> из средней юры Киргизии и филогенетическое положение Caudata в системе амфибий.	134
К.К. Тарасенко. Примеры и причины массовых выбрасываний китов в позднем миоцене на территории Центрального и Северо-Западного Предкавказья.	136
А.С. Тесаков, В.В. Титов, А.К. Швырева, Е.В. Сыромятникова, П.Д. Фролов. Солнечнодольск – новое местонахождение позднемиоценовых позвоночных на Северном Кавказе.	137
Г.О. Черепанов. Происхождение черепах: история изучения и перспективы.	138
С.В. Лобачева. К истории науки: Памятные даты 2008.	140
Памятные даты 2010.	140