

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Ю. С. Бискэ, В. А. Прозоровский

**ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА
ФАНЕРОЗОЯ**

Венд, палеозой и мезозой

Учебное пособие



Издательство С.-Петербургского университета

2001

УДК 551.7
ББК 26.323
Б65

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук, проф. *В. М. Цейслер* (МГГА),
д-р геол.-минер. наук, проф. *А. В. Попов* (СПбГУ).

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
С.-Петербургского государственного университета*

Бискэ Ю. С., Прозоровский В. А.

Б65 **Общая стратиграфическая шкала фанерозоя. Венд, палеозой и мезозой: Учеб. пособие. — СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. — 248 с.
ISBN 5-288-01922-3**

В учебном пособии рассматриваются общие (стандартные) стратиграфические шкалы венда, палеозойских и мезозойских систем. Приводится краткая история создания шкалы; перечисляются ее отделы, ярусы и зоны; сообщаются критерии их выделения; разбираются различные варианты деления систем и их обоснования. Рассматриваются лимитотипы границ, оценивается состояние существующих стратиграфических эталонов для ярусных и, частично, зональных подразделений. Освещается современное состояние стратиграфических стандартов фанерозоя, а также дискуссионные вопросы и причины возникающих разногласий. Предлагаются пути дальнейшего совершенствования общей стратиграфической шкалы.

Для студентов геологических, горных и географических специальностей. Может служить также справочником по проблемам общей стратиграфической шкалы.

Тем. план 1999 г., № 136

ББК 26.323

ISBN 5-288-01922-3

© Ю. С. Бискэ, 2001
© В. А. Прозоровский, 2001
© Издательство
С.-Петербургского
университета, 2001

ПРЕДИСЛОВИЕ

Общая, или Международная (Мировая), стратиграфическая шкала (МСШ) представляет собой последовательность таксономических единиц, отражающих идеальный полный разрез стратисферы Земли без пропусков и перекрытий, и тем самым может рассматриваться как эталон абсолютного геологического времени, в течение которого сформировалась осадочная оболочка нашей планеты. МСШ служит мерной линейкой отдельных отрезков геологического времени и используется для корреляции любых интервалов стратисферы, устанавливая одновозрастность (или разновозрастность) их. Благодаря этой особенности МСШ является основой хронологии событий, фундаментом восстановления геологической истории Земли.

Подразделения МСШ — стратоны, входящие в легенды всех геологических карт и обобщений, составляют канву текста монографий и учебников. Последнее обстоятельство характеризует МСШ и ее подразделения как общемировой геологический язык, правописание на котором закреплено международными соглашениями. Такие соглашения принимают сессии Международного геологического конгресса (МГК) или представительные собрания Международного союза геологических наук (МСГН). Отсюда следует необходимость четкого понимания природы МСШ и утвержденных правил применения этой шкалы всеми специалистами.

МСШ так или иначе используется или даже специально рассматривается в курсах общей, исторической, региональной геологии, стратиграфии и др. Однако очень редко в учебных пособиях по этим дисциплинам можно найти подробное изложение ее сущности или сравнение ее с другими типами стратиграфических шкал. Серьезное исключение из сказанного представляет великолепный двухтомный труд Г. П. Леонова «Основы стратиграфии» (М., 1973, 1974).

Подобное положение можно, вероятно, объяснить традициями европейской стратиграфической школы, исповедуемыми большинством преподавателей отечественных вузов. По этим традициям стратоны МСШ считались прямым и обязательным отражением последовательности естественных этапов развития Земли. Такое убеждение выражено в популярных учебниках — «Исторической геологии» Н. М. Страхова (М., 1956), Г. Н. Немкова и др. (М., 1974), «Геологии СССР» С. С. Кузнецова (М., 1968), Н. В. Короновского (М., 1976) и многих других, а также в специальных инструкциях («Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура». Л., 1965). Поэтому многие геологи, особенно не специалисты в стратиграфии, считают достаточным разграничивать ярусы, отделы, системы по уровням смены широко распространенных физических или геохимических характеристик горных пород, структурным несогласиям или палеогеографическим перестройкам, не слишком заботясь о их корреляционном значении. В результате реальные объемы подразделений МСШ и положение их границ признаются переменными, множественными (что нарушает единство расчленения) или же возникают противоречивые требования их изменений (что осложняет и запутывает стратиграфическую корреляцию).

Отмеченные обстоятельства обусловили необходимость создания специального учебного пособия, посвященного только содержанию и проблемам МСШ, венд-мезозойская часть которого предлагается читателю. Мы старались избежать, насколько это возможно, повторения собственно историко-геологического материала.

Содержание нашего пособия соответствует специальному лекционному курсу, который под названием «Дополнительные главы к исторической геологии» более 40 лет читается студентам V курса кафедры исторической геологии Ленинградского (Санкт-Петербургского) университета. Его создателями были великолепные знатоки стратиграфии — профессора А. Д. Миклухо-Маклай (палеозой), Г. Я. Крымгольц (мезозой), И. А. Коробков (кайнозой). Позже его дорабатывали и читали В. Б. Горянов (докембрий и палеозой), А. И. Коробков и В. И. Яркин (кайнозой). В последние годы данный курс вели авторы настоящей книги — Ю. С. Бискэ (докембрий и палеозой) и В. А. Прозоровский (мезозой и кайнозой).

В предлагаемой книге рассматриваются: история выделения единиц МСШ большинства рангов (до хронозон в ряде случаев), эволюция представлений об их объеме и составе, современное состояние стратонев МСШ, основные данные об изотопных («абсолютных») датировках рубежей МСШ и соотношениях этих границ с палеомагнитной геохронологией. Специально разбираются обоснования установления границ подразделений МСШ.

Естественно, что написание подобного учебного пособия требует анализа многочисленных и разнообразных литературных данных. Но, учитывая предназначение его главным образом студентам, здесь приводится библиография лишь основных, преимущественно русскоязычных работ для каждой системы.

Ряд глав настоящего учебного пособия был просмотрен специалистами по стратиграфии отдельных систем. Большинство их существенных замечаний мы постарались учесть при доработке рукописи. В частности, за ценную и доброжелательную критику мы приносим благодарность, к сожалению уже умершему, проф. Г. Я. Крымгольцу и ведущему научному сотруднику Всероссийского геолого-разведочного нефтяного института М. Н. Вавилову. Ряд важных советов был получен от старшего научного сотрудника Всероссийского геологического института им. Карпинского А. Г. Рублева, которому мы также признательны.

Авторы будут благодарны читателям за все замечания, присланные после просмотра книги.

ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфия (лат. *stratum* — слой, *grapho* — описание), несмотря на множество различных определений предмета этой науки, в целом понимается как дисциплина, в центре внимания которой находятся проблемы сначала расчленения вулканогенно-осадочной оболочки Земли на отдельные части, тела, слоистые комплексы, а затем их корреляции во времени.

Последовательность слоев в конкретном разрезе позволяет определить их отношение друг к другу по возрасту (принцип Н. Стено). Установление одновозрастности слоев из разных разрезов (стратиграфических колонок), т. е. хронологическая корреляция, возможно в тех случаях, когда в этих слоях обнаруживаются особенности строения или состава слагающих пород либо приуроченные к ним органические остатки, которые характеризуют одинаковые стадии направленного изменения во времени. Если такую роль играют просто изменения литологических (петрографических) признаков, то стратиграфическая корреляция сводится к наиболее простому случаю — опознанию повсеместно образованного слоя; в этом заключается принцип А. Вернера, самый старый в истории стратиграфии, но и самый очевидный. Когда для сопоставления мы используем органические остатки и следы жизни прошлого, которая прошла в общем необратимый путь эволюции (принцип В. Смита), точность и надежность сопоставления разрезов, в том числе различных по составу, существенно возрастает. При этом возникает возможность достоверно построить уже длинную цепь последовательных интервалов разреза стратисферы (геологического времени), наполнив каждый из них вещественным, в частности палеонтологическим, содержанием. Наконец, новый шаг в синхронизации объектов стратисферы, т. е. слоев разного порядка, возможен с использованием результатов процесса, идущего с заведомо постоянной скоростью. На эту роль больше всего пока что подходит распад некоторых природных изотопов химических элементов, продукты которого накапливаются в горной породе. По соотношению исходных и конечных продуктов определяется «изотопный» возраст слоев, который обычно выражают в годах, иначе говоря, соотносят с современным периодом обращения Земли вокруг Солнца. Однако следует учитывать, что в геологическом прошлом этот период и его отношение к скорости радиоактивного распада могли быть другими.

Нередко полагают, что понятие геологического времени — породы и их залегание — выражают события, постоянно протекающие во времени. Однако в представленном выше ряду из трех способов стратиграфической или хронологической корреляции каждый новый способ или принцип означал введение внешнего измерителя, независимого от хода процесса и отдельных его состояний. Состав ископаемой фауны (флоры) в пласте не зависит (конечно, относительно) от состава пласта; состав изотопной системы (например, ^{87}Rb — ^{87}Sr) не зависит (почти) ни от того, ни от другого. В этом смысле мы имеем право пользоваться для геологических целей понятием «абсолютного времени» (идеально полного разреза) и представлять его как некую ось, которая может быть проградуирована либо произвольно, путем нанесения на нее условных и неравномерно располагаемых делений, либо в постоянных, равных друг другу единицах. Совокупность этих делений составляет стратиграфическую шкалу.

Вопросы построения стратиграфической шкалы, пользования ею для временной корреляции горных пород, отражающих события и состояния прошлого, составляют

хроностратиграфию. Это часть стратиграфии, устанавливающая хронологическое соответствие интервалов геологического разреза между собой или с избранным их эталоном, т. е. стратотипом, в пределах интересующего нас пространства или всей земной коры.

За рамками хроностратиграфии остаются еще многие стратиграфические и историко-геологические проблемы; среди них — рациональные способы выделения вещественных тел (толщ, свит, серий); историческая этапность в развитии как литосферы и конкретных ее областей, так и биосферы либо отдельных групп животных и растений. Здесь мы должны еще раз подчеркнуть важность отделения хронологии от собственно истории, в том числе истории геологической, изучение которой обязательно включает всякого рода периодизацию событий. Необходимость такого разделения не всегда осознается специалистами-стратиграфами. Связано это непонимание с историей становления стратиграфической шкалы фанерозоя.

Первоначально шкала фанерозоя была составлена из отрезков разреза, действительно выражавших результаты этапов геологических событий в опорных (стратотипических) регионах или обособленных многократными преобразованиями их древнего населения. Стратотипическими для МСШ стали геологические разрезы ряда стран, в которых раньше других получила развитие геологическая наука.

Каркас ныне действующей стратиграфической шкалы фанерозоя сложился в 1820–1840-х годах на материале нескольких стран Европы (Франция, Германия, Англия, Россия и др.), отчасти Северной Америки, вслед за внедрением в геологическую практику метода корреляции по палеонтологическим данным, иначе — биостратиграфического метода. Сравнительная общность фанерозойской истории европейских стран позволила геологам XIX в. прийти к соглашению относительно главных и ряда второстепенных рубежей геологической истории. Конечно, такому соглашению предшествовал полувековой период дискуссий, иногда острых конфликтов, завершавшихся компромиссами. Одни авторы добивались максимально «естественного» построения шкалы, наибольшего соответствия ее ходу событий и революционных перестроек, но не могли выйти при этом за рамки субъективных оценок роли тех или иных поворотных моментов; границы естественных периодов ими неоднократно пересматривались. Другие, получив надежную возможность коррелировать слои по времени их образования, подчеркивали относительность всех стратиграфических рубежей и условный характер всей стратиграфической лестницы: компромиссы им удавались лучше.

После принятия стратиграфической шкалы в конце XIX — начале XX в. на нескольких сессиях Международного геологического конгресса эта шкала формально стала международной (МСШ), однако до сих пор фактически согласована не полностью даже в основном ряду единиц, а границы их проводятся по-разному. Главным субъективным препятствием к завершению МСШ остается убеждение многих геологов-стратиграфов в том, что она должна максимально отразить историю геологического развития Земли. Это убеждение зафиксировано, в частности, в «Стратиграфическом кодексе» (СК) СССР—России 1992 г. и во всех предшествующих ему руководствах: «Общие стратиграфические подразделения... отражают общие закономерности (этапность) развития лито- и биосферы в тесном их взаимодействии между собой и с другими оболочками планеты» (СК, 1992, с. 25). Нетрудно понять, что на пути, предписанном СК, нас ждут бесконечные переделки шкалы, связанные со стремлением приблизить ее к столь же бесконечно познаваемым этапам геологической истории. Конечно, есть и объективные трудности: нам нужна не любая произвольная шкала, а такая, рубежи которой действи-

тельно распознаются как можно точнее, надежнее и шире в каменной летописи разных регионов мира. Поиски таких границ в разрезах, доказательство различными способами действительной синхронности этих границ — основная и весьма трудоемкая часть операций по созданию мировой геохронологии. Но лишь только после этого можно будет уверенно обращаться с вопросами собственно геологической истории, в том числе ее этапности и цикличности.

Еще одно важное требование к МСШ — ее стабильность, следование соглашениям и сложившимся традициям, что вытекает из функции МСШ как международного профессионального языка. Конечно, могут быть построены и действительно составляются региональные либо национальные стратиграфические шкалы; важно, однако, уметь перевести их с частного языка на международный, после чего в перспективе можно будет отказаться от первых полностью. Совершенно очевидно, что конвентивный (согласительный) принцип построения шкалы входит в противоречие со стремлением ревизовать ее на основе каких-либо новых, уточненных представлений об историческом ходе событий и его этапности.

Процедура принятия Международной (общей) стратиграфической шкалы

Потребность в создании международной шкалы геологического времени, как общего языка геологов-стратиграфов всего мира, возникла еще в середине XIX в., когда появилось множество несогласованных региональных стратиграфических схем. Разработка стандартной шкалы началась с I сессии Международного геологического конгресса (МГК) 1878 г. в Париже. На этой и последующих сессиях МГК удалось принять лишь основу шкалы, включающую названия многих систем (и отвечающих им периодов), а также, частично, более дробных подразделений. В первой половине XX в. унификация национальных и региональных шкал велась скорее эпизодически — например, на Герленских конгрессах по геологии и стратиграфии верхнего палеозоя.

С 1960 г. организацию МГК и, в частности, обсуждения на них стратиграфо-геохронологических проблем ведет Международный союз геологических наук (МСГН). Его органами являются комиссия по стратиграфии, подкомиссии по отдельным системам или отдельным направлениям, а также создаваемые для выработки тех или иных решений рабочие группы. Решение по структуре Международной стратиграфической шкалы принимает МСГН по докладу стратиграфической комиссии.

В последние 30 лет сложился порядок работы, согласно которому рабочая группа изучает корреляцию местных разрезов и их подразделений, различные варианты проведения в них спорной границы, варианты наименований для подразделений международной шкалы и в конце концов выбирает конкретный уровень границы (лимитотип) в опорном разрезе. Эта весьма трудоемкая, но безусловно необходимая процедура, по данным на 1998 г., была закончена для 26 границ внутри фанерозоя, включая восемь границ между системами, и продолжалась для многих других границ, что в совокупности составляет значительный процент примерного числа рубежей в фанерозое, подлежащих международной стандартизации.

Процедура выбора лимитотипа подошвы подразделения МСШ, как необходимого условия применения данного стратона в дальнейшем, утверждена МСГН в 1996 г. В 1998 г. Й. Ремане опубликовал проект новой МСШ, основанный на последовательности лимитотипов и одобренный как Международной стратиграфической комиссией, так и Международной комиссией по составлению геологической карты мира.

Российские геологи, принявшие самое активное участие в первых сессиях МГК, в дальнейшем, как правило, весьма строго выполняли решения этих сессий по стратиграфической номенклатуре. Большинство из них, особенно стратиграфы школы Геолкома—ЦНИГРИ—ВСЕГЕИ, принимали международную шкалу как единый стандарт, своего рода венец общих усилий в исследованиях, призванных обобщить и полностью отразить реальные события геологической истории мира через их каменную летопись. Считая геохронологию выражением всеобщей истории и стремясь повсеместно использовать общие подразделения, отечественные специалисты сравнительно мало внимания уделяли несоответствиям их с местными шкалами. К 50-м годам XX в. очевидная недоработанность мировой «единой шкалы» заставила их приняться за создание собственного ее варианта, который опирался бы на материал территории СССР, с перспективой его последующей общемировой унификации.

С 1955 г. эту работу ведет Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) СССР, преобразованный в 1992 г. в МСК России. МСК организован аналогично Международной стратиграфической комиссии и официально в ней представлен. Как показывает опыт деятельности МСК в части разработки общей шкалы, его решения в ряде случаев создают национальный (советский, российский) вариант такой шкалы, обязательный для использования на геологических картах страны — «шкалу МСК», которую затем постепенно заменяют на мировую, отвечающую решениям МСГН. Роль отечественного МСК в мировом масштабе деятельности особенно велика при определении границ некоторых российских по происхождению названий или по наличию опорных разрезов, частей МСШ, прежде всего кембрийской и пермской систем. Однако в практике МСК еще только начали использовать метод стандартизации границ МСШ путем избрания граничных поверхностей в разрезах.

Хронометрическая шкала, основанная на радиоизотопных датировках

Как и в случае со шкалой палеомагнитных инверсий, мы должны стремиться к получению как можно более точной привязки, определения выбранных нами границ МСШ, т. е. границ хроностратиграфических, в цифровой шкале геологического времени. Эта последняя шкала может быть проградирована в цифрах, выражающих изотопное отношение той или иной системы (например, ^{40}K — ^{40}Ar). Однако удобнее строить шкалу непосредственно в годах (миллионах лет), делая соответствующие пересчеты. При этом возникает один из возможных источников ошибок: необходимо знать константу распада используемого радиоактивного изотопа, а ее значение может уточняться после более тщательного определения. Есть и другие причины расхождений и вероятных ошибок в определении возраста породы: 1) инструментальные погрешности; 2) неполная закрытость изотопной системы после образования используемого минерала; 3) разница в возрасте породы и используемого минерала.

Когда радиометрическое датирование делается для границ МСШ, желательно приблизить его к разрезу, в котором избрана данная граница. Это не всегда удастся, поскольку границы МСШ обычно проведены внутри морских осадочных серий, где нет наиболее подходящих для такой цели вулканических пород. Определения по аутигенным минералам (обычно по глаукониту) недостаточно надежны, так как зерна этих минералов могут быть и древнее, и моложе вмещающей породы. Хорошие датировки возможны по горным породам интрузивного происхождения, но здесь возникает обратная труд-

ность: их возраст в единицах МСШ, по отношению к осадочной части колонки, всегда определяется с довольно большой вероятной ошибкой. Трудности эти увеличиваются, когда используют радиометрические определения по регионам, стратиграфические шкалы которых плохо скоррелированы с МСШ.

В силу этих причин современные специалисты, например У. Б. Харленд и др. в «Шкале геологического времени» (М., 1985, 1989), И. А. Загрузина в «Практической стратиграфии» (Л., 1984), отбрасывают многие ранее сделанные определения возраста границ МСШ и ревизуют датировки всей шкалы или значительных ее частей, опираясь лишь на такие данные, которые считаются надежными по всем параметрам. Количество достоверных опорных точек пока невелико, а привязка границ МСШ к хронометрической линейке производится путем интерполяций. Сравнение нескольких вариантов хронометрического градуирования МСШ, опубликованных за последние 10–20 лет, показывает расхождение между ними на уровне 1–3% от цифры возраста (в палеозое до 10 млн. лет).

Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя

Инверсии, или обращения, магнитного поля Земли, запечатленные в остаточной намагниченности горных пород, образуют в стратиграфическом разрезе последовательность зон прямой (отвечающей современному положению) и обратной полярности. Если удастся получить достаточно полные и непрерывные данные о намагниченности осадочных и вулканогенных пород по всей стратиграфической колонке региона, то появляется возможность составить региональную шкалу инверсий, которую затем следует сравнить с биостратиграфическими данными, а также, с их помощью, со шкалой инверсий для других территорий. В перспективе магнитостратиграфическая шкала должна стать мировой, а ее границы (магнитные инверсии) могут получить точные уровни в МСШ. Для верхней части МСШ (начиная с верхнего мела и выше) такое положение в целом достигнуто. Разумеется, и после этого прямое определение возраста единичного образца по его намагниченности невозможно. Однако, получив магнитную характеристику достаточно большого и приблизительно уже датированного интервала разреза, можно попытаться найти его место в готовой палеомагнитной шкале.

В настоящее время шкала геомагнитной полярности, точно датированная калий-аргоновыми определениями возраста инверсий, разработана для последних 7 млн. лет. Для остальной части кайнозоя и позднего мезозоя, начиная с рубежа 160–170 млн. лет (средняя — поздняя юра), имеется менее детальная шкала, согласованная уже только с биостратиграфическими датировками и с возрастом линейных магнитных аномалий в современных океанах. Для более глубокого геологического прошлого корреляция частных, относительно коротких обращений магнитного поля, полученных по разным регионам, становится затруднительной из-за больших ошибок в датировках. Тем не менее длительные магнитные эпохи (гипер-, суперзоны) раннего мезозоя и палеозоя в общем уже определились, их границы прослежены на разных континентах и привязаны к общей геохронологии. Номенклатура, порядок магнитных зон и эпох, а также их конкретные наименования должны быть предметом международного согласования.

Палеомагнитная шкала фанерозоя для территории СССР опубликована А. Н. Храмовым и др. в 1982 г. С разрешения А. Н. Храмова мы помещаем здесь уточненный им на 1998 г. новый вариант такой шкалы (табл. 1).

Таблица 1. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя
(по А. Н. Храмову, 1998 г.)

Система	Отдел	Ярус	Гиперзона	Супер-зона	Полярность	Хронологическая шкала млн. лет								
1	2	3	4	5	6	7								
Палеогеновая	Олигоцен	Хаттский	Хорезм (NR)			30								
		Рюпельский												
		Приабонский												
	Эоцен	Бартонский												
		Лютетский												
		Ипрский												
Палеоцен	Танетский													
	Датский													
Меловая	Верхний	Маастрихтский	Джалал(Nr)			70								
		Кампанский												
		Сантонский												
		Коньякский												
		Туронский												
	Сеноманский													
	Нижний	Альбский	Гиссар(NR)						100					
		Аптский												
		Барремский												
		Готеривский												
		Валанжинский												
		Берриасский												
		Верхний								Титонский	Гиссар(NR)			150
										Кимериджский				
Оксфордский														
Келловейский														
Батский														
Средний	Байосский	Омолон(Nr)			170									
	Ааленский													
	Тоарский													
Нижний	Плинсбахский	Омолон(Nr)			190									
	Синемюрский													
	Геттангский													

1	2	3	4	5	6	7
Триасовая	Верхний	Рэтский	Омолок(Nr)			210
		Норийский				220
		Карнийский	230			
	Средний	Ладинский Анизийский Оленекский	Иглаварра (NR)			240
	Нижний	Индский				250
Пермская	Верхний	Татарский Казанский Уфимский	Кимаа(R)	260		
		Кунгурский		270		
	Артинский	280				
	Сакмарский	290				
	Ассельский	300				
Каменноугольная	Верхний	Гжельский	Донецкая(Rn)	Дебальцевская	310	
		Касимовский			320	
	Средний	Московский			330	
		Башкирский			340	
	Нижний	Серпуховский			350	
		Визейский			360	
Девонская	Верхний	Турнейский	Саянская(RN)	Тихвинская	370	
		Фаменский			380	
	Франский	390				
	Средний	Живетский			400	
		Эйфельский			410	
	Нижний	Эмский				
		Пражский				
Лохковский						

1	2	3	4	5	6	7				
Силурийская	Верхний	Лудловский				420				
		Придольский								
	Нижний	Венлокский	Байкальская(Nr)	Негская		430				
		Лландоверийский								
Ордовикская	Верхний	Ашгиллский	Байкальская(Nr)	Северо-Байкальская		440				
		Карадокский								
	Средний	Лландейлский						450		
		Лланвирнский								
	Нижний	Аренинский					Сибирская(Rn)	Хадарская		460
		Тремадокский								
Кембрийская	Верхний		Сибирская(Rn)	Иркутская		470				
	Средний	Майский						Бурская		480
		Амгинский								
	Нижний	Ленский					Аргинская(R)			490
		Агдабанский								
Томмотский										
			Ульянская		500					
					510					
					520					
					530					
					540					

Примечание. Полярность гиперзон: Nr — преимущественно нормальная, NR — переменная, Rn — преимущественно обратная, R — обратная.

Фанерозой как этап истории Земли

Понятие «фанерозой» введено в язык стратиграфии и исторической геологии по предложению Чедвика (Chedwick) в 1930 г. Оно использовалось для обозначения крупного отрезка геологической истории Земли, который следовал за криптозоом (греч. *kryptos* — тайный) и начался с появления явных (греч. *faneros*) признаков органической жизни в слоях осадочных пород, т. е. приблизительно с основания кембрийской системы. После открытия явных органических остатков в докембрии термин «фанерозой» утратил буквальный смысл и стал обозначать скорее отложения, содержащие остатки скелетной фауны. СК определяет фанерозой как зонотему (зон) и делит ее на три эратемы (эры) — палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

Появление морских организмов с твердым скелетом рассматривается как важнейшая биотическая революция; правда, в ряду прочих событий эволюции биосферы его роль особенно важна лишь постольку, поскольку оно существенно увеличило возможность для работы геологов-стратиграфов. Событие это, судя по достигнутой корреляции, довольно скоротечно и относится к концу венда или началу кембрийского периода, в зависимости от того или иного варианта границы названных подразделений (см. ниже). Следовательно, оно, во всяком случае, приемлемо в качестве условного рубежа между двумя зонотемами — протерозойской и фанерозойской, хотя отнесение вендской системы с ее фауной плотнокожистых животных к той и другой зоноте, вообще говоря, может быть обосновано почти в равной мере.

Что касается собственно геологических событий, отделяющих фанерозой в качестве особого этапа истории Земли от протерозоя, то они растянуты еще в большей мере. Из числа действительно глобальных к таким событиям можно отнести распад докембрийской Пангеи (единого континента) и образование ряда «средиземных» океанических бассейнов. Однако этот процесс начался глубоко в рифее, затянулся до ордовика, а уже в карбоне Пангея снова восстановилась, чтобы распасться опять в середине мезозоя. Следовательно, по этому признаку, как и по ряду других, фанерозой обособляется нечетко и, во всяком случае, не является единым, цельным этапом.

Таким образом, с позиций исторической этапности сущность фанерозоя, как единицы высокого порядка в стратиграфической шкале, заключается только в возможности широкого применения палеонтологического метода для стратиграфической корреляции фанерозойских отложений. Точнее говоря, именно этот метод, основанный на сравнении ископаемых (преимущественно скелетных) остатков, обеспечивает на фанерозойском этапе наибольшую точность определения последовательности расположения пород, а через них — времени или места события в геохронологической шкале. Тем самым устанавливается и особый подход к построению шкалы, отличный от построения шкалы докембрия, в которой на первый план выходит радиоизотопная корреляция.

Особую часть в стратиграфической шкале фанерозоя занимает поздний кайнозой, и прежде всего четвертичная система. Точность палеонтологического метода, в его классическом эволюционно-зональном варианте, здесь снова ниже, чем достигаемая некоторыми изотопными, палеомагнитными, палеоклиматическими методами датировок горных пород. Поэтому современные варианты шкалы используют границы, определяемые в большей степени абиотическими событиями, хотя и совершенно другого, чем в докембрии, сугубо частного порядка.

Формально отнесенный к протерозою вендский период находится, по существу, на заре фанерозойской эры. Стратиграфия венда строится уже в основном на базе палеонтологической корреляции. Поэтому анализ стратиграфической шкалы фанерозоя мы начинаем с венда.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Наименование «венд» и ранг системы для верхнего подразделения докембрия были приняты лишь для территории СССР, что официально утверждено решением МСК в 1991 г. Это название пользуется широким признанием в мире, но другими геологическими службами не употребляется. В шкале Международной комиссии по стратиграфии докембрия (1991 г.) венду соответствует «неопротерозой-III», обособленное хронометрически подразделение с подошвой в 650 млн. лет.

Название, принятое в шкале МСК, первоначально ввел Б. С. Соколов (1950–1952 гг.) для регионального горизонта, распространенного и впервые изученного по скважинам на северо-западе Русской платформы (рис. 1, 2). Вендский горизонт (или первоначально комплекс), состоящий из гдовских аркозовых песчаников и залегающих на них котлинских «ляминаритовых» глин, был выделен как древнейшая, эопалеозойская часть осадочного чехла платформы. Он располагается непосредственно на кристаллическом фундаменте и подстилает балтийский комплекс, в котором были известны редкие ископаемые нижнего кембрия. Какое-то время после 1951 г. вместо вендского официально употреблялось название «валдайский комплекс», который рассматривался в качестве верхнего члена докембрийского разреза. Б. С. Соколов сначала настаивал на отнесении вендских (валдайских) отложений к палеозою, но в составе отдельной системы, предшествующей кембрию. Главным аргументом в пользу связи венда с палеозоем была принадлежность песчаников и глин валдайского комплекса к единому с нижним палеозоем этапу образования платформенного чехла. Предполагалось при этом, что нижняя система палеозоя, подстилающая кембрий, должна называться синийской.

Синийская система, установленная А. Грэбо (A. Grabau) в 1922 г. в Китае, долгое время не имела четко определенного объема. В широком понимании она примерно соответствовала рифею, но и в более узком, принятом сейчас китайскими стратиграфами, возраст ее подошвы оценивается все же около 800 млн. лет, что существенно древнее подошвы валдайской серии. И хотя многие геологи были склонны относить синий и даже рифей к палеозою, полученные затем радиологические данные об огромной длительности рифея и его аналогов (около 1 млрд. лет) уже давно сделали невозможным рассмотрение этих отложений как эопалеозойских.

Когда рифей и его аналоги были окончательно признаны протерозойскими образованиями, оставался открытым вопрос о самостоятельности и возможном ранге валдайской серии (комплекса) и других отложений Русской, Сибирской платформ и ряда древних массивов. Все эти отложения, залегая с размывом на древних кристаллических толщах фундамента и подстилая кембрийские слои со скелетной фауной (трилобиты, археоциаты), сами не содержат или почти не содержат скелетных остатков и вообще охарактеризованы палеонтологически очень скудно.

В дальнейшем, однако, представления об органическом мире позднего докембрия существенно расширились. В нижних слоях валдайской серии были обнаружены отпечатки бесскелетных многоклеточных животных (*Metazoa*), сходные с уже известными в самых верхних подразделениях докембрия Австралии (песчаники Паунд Аделаидской складчатой системы), а в различных районах мира из близких, по залеганию ниже кембрия, слоев удалось выделить и изучить отпечатки крупных водорослей, микропланктона, а также строматолиты, главным образом типа онколитов, в карбонатных

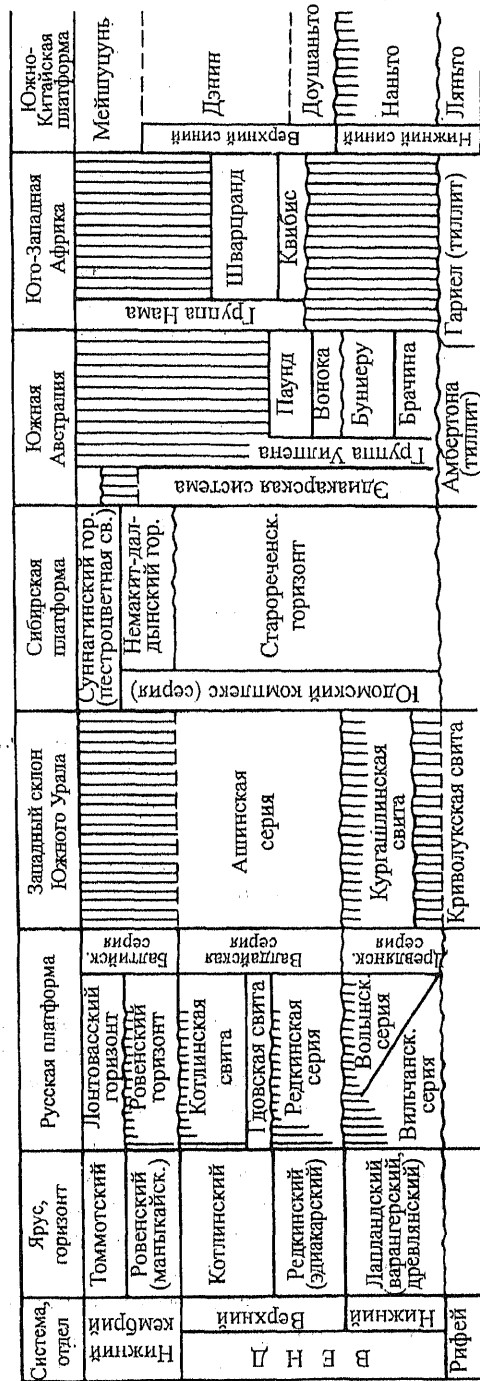


Рис. 1. Корреляция вендской системы в основных опорных разрезах (по Б. С. Соколову, В. В. Хоментовскому и др., 1985; Б. С. Соколову, 1997, с упрощениями).

породах. Этот комплекс ископаемых, очень мало сходный с кембрийским, но гораздо более разнообразный, чем рифейский, от которого он столь же резко отличен, составляет, как считают многие стратиграфы, достаточную основу для выделения самого верхнего докембрия в качестве особой геологической системы. Данные изотопной геохронологии, хотя и содержащие пока значительные вероятные ошибки, подкрепляют это мнение и указывают на длительность венда, в принятом ныне объеме, несколько более 100 млн. лет, что немного больше длительности палеозойских периодов.

Попытки определить естественную подошву верхней системы докембрия (или предкембрийской системы в составе палеозоя) привели к расширению ее объема. Б. С. Соколов и другие авторы в 60–70-х годах стали относить к венду не только валдайскую, но и подстилающую ее вольнскую серию, более локально распространенную на склоне Украинского массива, вместе с аналогами последней, которые обнаруживались скважинами в некоторых прогибах и авлакогенах Русской платформы (см. рис. 1). Это позволяло использовать для хронологической корреляции венда, в расширенном объеме, такие типичные признаки вольнской серии,* как тиллиты — несортированные конгломераты, скорее всего ледникового происхождения, а также покровы базальтов и туфы.

Оба признака, особенно тиллиты, характерны для верхних слоев докембрия многих районов мира, и таким образом вендский период получал, наряду с палеонтологической, и глобальную историко-геологическую определенность как период оледенения и последовавшей за ним трансгрессии, вызванной потеплением климата (Соколов, 1984). Понижение подошвы системы отчасти было вызвано стремлением сопоставить европейский венд с юдомской карбонатной свитой Сибирской платформы. Название системы Б. М. Келлер предлагал изменить на «вендомий». Есть и сторонники сохранения вендской системы в прежнем, узком объеме, равном валдайской серии (К. Э. Якобсон, Л. И. Салоп и др.).

В качестве подразделения, употребляемого в стратиграфических корреляциях на территории СССР, венд признан рядом решений межведомственных совещаний начиная с 1962–1965 гг. В 1990–1991 гг. венд утвержден МСК как система, которая вместе с подстилающими ее рифейскими эратемами составляет верхнепротерозойскую зонотему.

Вендская система получила мировое признание (Харленд и др., 1985) в качестве верхнего подразделения докембрия, однако за пределами территории СССР употребляется мало и официального международного статуса пока не имеет.

Основные опорные разрезы

Стратотипической местностью для вендской системы, впредь до официального утверждения ее границ, следует считать западные и северо-западные районы Русской платформы, где венд (в узком смысле) залегает почти горизонтально и образует подошву плитного комплекса чехла (см. рис. 2). По составу это песчано-глинистые отложения зеленоватой и серой окраски. Разрез их изучен почти исключительно по скважинам. Органические остатки представлены водорослями (*Vendotaenia*, *Tyrasotaenia*), оболочками погонофор (*Sabellidites*) и акритархами. Более древние слои обнажаются частично на юго-восточном берегу Белого моря, откуда известен довольно разнообразный комплекс отпечатков *Metazoa* эдиакарского типа; сопоставляются эти слои с редкинским горизонтом. Мощность неполного разреза венда в стратотипическом регионе 200–500 м.

* В более поздних стратиграфических схемах — древлянский горизонт, охватывающий вильчанскую серию с тиллитами и собственно вольнскую серию с вулканитами.

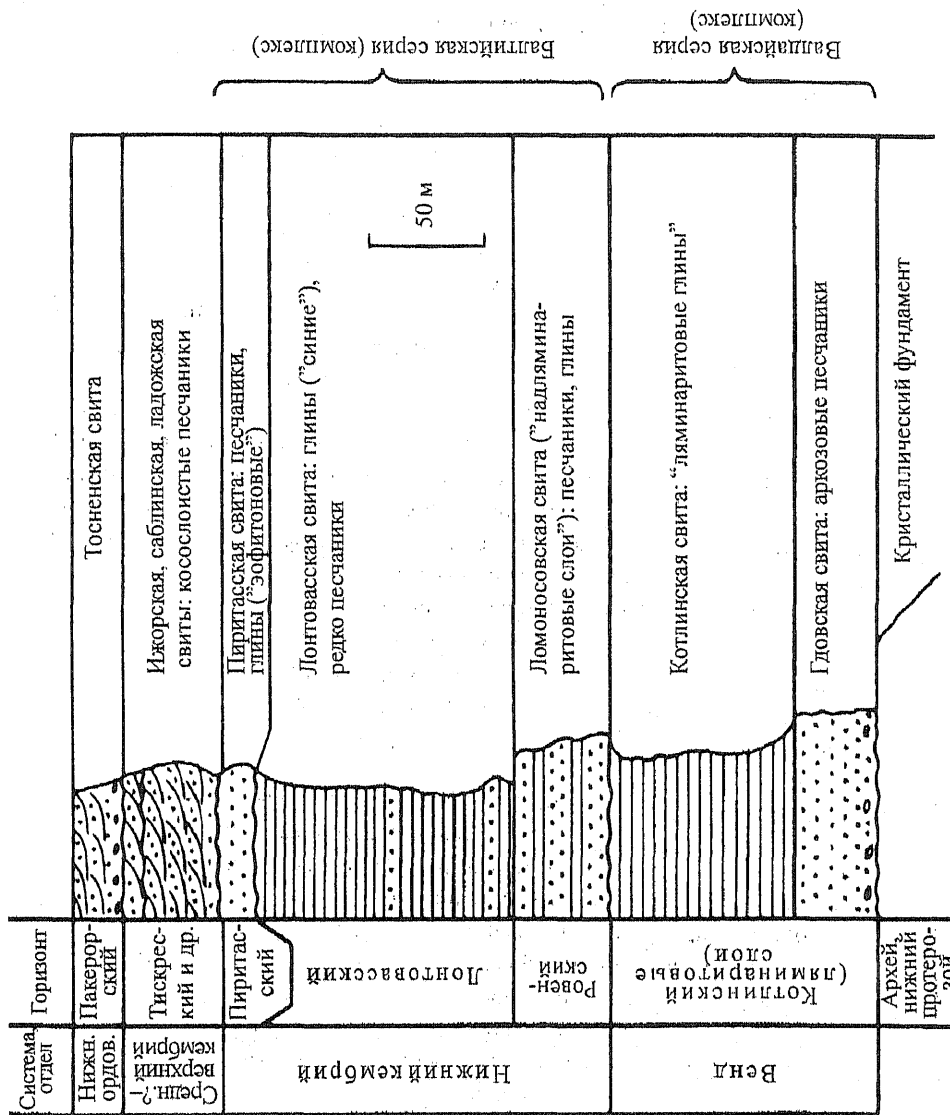


Рис. 2. Стратиграфическая колонка вендских и кембрийских отложений Ленинградской области и Эстонии.

Нижняя часть венда вскрывается местами на западном склоне Украинского массива, где отделяется перерывами как в подошве, так и в кровле. Она состоит из гравийно-песчаных и глинистых пород с пачками тиллитов и ленточных глин (до 100 м), а вверху содержит мощные (500 м) покровы базальтов и их туфы. Вулканиды отнесены здесь к вольнской серии, тиллитовая часть разреза выделяется в последнее время как вильчанская серия (см. рис. 1). Весь этот комплекс отложений хорошо сопоставляется с тиллитовым лапландским горизонтом, обнаженным в северо-восточной Норвегии и, не полностью, на мурманском побережье Кольского полуострова.

Дополнительные опорные разрезы вендской системы в пределах Российской Федерации изучены на западном склоне Урала в Башкирском антиклинории, а также по периферии Алданского щита (р. Алдан и другие притоки Лены) и в Юдомо-Майском районе. Как на Урале, так и в Сибири разрез отличается от стратотипического. Уральский венд имеет большую мощность, до 2–3 тыс. м, и целиком терригенный состав. Здесь, как и на Русской платформе, выделяется нижняя часть (жургашлинская свита) с тиллоидами, предположительно ледникового происхождения, и верхняя (ашинская серия), полимиктовые песчаники которой содержат редкие бесскелетные окаменелости эдиакарского типа. В подошве и кровле ашинская серия отделена несогласиями. Разрезы юго-восточной окраины Сибирской платформы представлены доломитами и известняками юдомской серии и ее аналогов. Здесь известны преимущественно органические образования типа онколитов. Юдомская серия также залегает с перерывом на рифейских отложениях, в основании ее находится терригенная кварцево-аргиллитовая пачка. Особое значение для корреляции вендской системы и пограничных с кембрием верхних ее слоев принадлежит отложениям окраин Анабарского поднятия в Сибири — в частности, манькайской (немакит-далдынской) свите, которая содержит известняки и песчано-глинистые породы. В известняках найдены и изучены многочисленные остатки примитивной скелетной фауны, частично известной и в вышележащих слоях нижнего кембрия (см. ниже). Венд Сибирской платформы и ее окраинных прогибов залегает, как правило, на рифее, отделяясь от него почти повсеместно перерывом, и мощность венда не превышает 250–500 м.

Разрезы вендской системы, которые могут претендовать на роль стратотипических, к настоящему времени изучены, кроме того, на древних материках Гондванской группы — в Австралии и Африке, а также в Китае (см. рис. 1). В Австралии эти отложения обнажаются на юго-востоке страны в составе Аделаидской складчатой системы, однако сами залегают уже полого. Характерная для венда последовательность выражена здесь в переходе от существенно алеврит-глинистой серии, с тиллитами в нижней части, вверх по разрезу к глинисто-карбонатным отложениям, содержащим в кровле знаменитую толщу песчаников (кварцитов) Паунд с многочисленными и разнообразными отпечатками бесскелетных многоклеточных животных в верхней ее части: они составляют «эдиакарскую фауну». Подошва и кровля вендских отложений в Австралии сопровождаются несогласиями, и значительная часть верхнего венда отсутствует. Сходные разрезы с комплексом отпечатков эдиакарского типа известны в Намибии (Юго-Западная Африка), где относятся к группе Нама. Это главным образом песчаники прибрежно-морского происхождения с прослоями известняков и доломитов, залегающие почти горизонтально. От тиллитов, распространенных местами в подстилающих отложениях, и от перекрывающего палеозоя группа Нама также отделена четкими несогласиями. Следует иметь в виду, что верхняя часть докембрия в Африке, Австралии, а также в Китае

содержит два или более горизонтов тиллитов, нижний из которых датирован приблизительно в 850–820 млн. лет и является, таким образом, довендским. Некоторые авторы предпочитают поэтому относить все тиллитовые и межтиллитовые отложения верхнего докембрия к одному подразделению — эпипротерозою (Л. И. Салоп, 1973–1984 гг.) или синию в узком смысле (китайские геологи после 1983 г.).

Подошва системы

Этот уровень до сих пор конкретно не определен, под вопросом остается и сам принцип его выбора. Особенность подошвы венда, отличающая ее от всех стратиграфических рубежей фанерозоя, заключается в невозможности использовать для ее корреляции биостратиграфические данные, а следовательно, и общепринятую процедуру выбора подобных границ. Органический мир позднего рифея—раннего венда менялся еще слишком медленно, а события появления и вымирания некоторых его групп, установленные в отдельных районах, коррелируют между собой недостаточно четко. Поэтому здесь конкурируют, во-первых, обычный для докембрия историко-геологический критерий и, во-вторых, также использованный уже для докембрийской стратиграфии принцип выбора условных хронологических рубежей. В отечественной стратиграфической шкале началом венда признана эпоха распространения лапландского материкового оледенения, с которым связаны тиллиты и морские тиллоиды. Более конкретно подошва венда привязана к нижнему (норвежскому) горизонту тиллитов, залегающих несогласно на кристаллическом (AR–PR₁) фундаменте Русской платформы или на разных толщах рифея в ее обрамлении и в авлакогенах. Такой выбор не бесспорен. Известно, что многие системы фанерозоя отделены снизу началом трансгрессий, и с этой точки зрения логичнее было бы сохранить первоначальный вариант подошвы венда — в основании валдайской серии или же редкинского горизонта.

Другим вариантом, также оправданным с геоисторической точки зрения, было бы принятие синийской системы (в узком смысле, как показано на рис. 1 справа), охватывающей все ледниковые отложения конца докембрия. Б. С. Соколов (Вендская система, 1985), отстаивая принятую ныне границу рифей/венд под лапландскими тиллитами, выражает надежду на то, что дальнейшие исследования в переходных морских разрезах покажут близость к этой границе момента появления *Metazoa* вендской биоты.

Решением МСК 1991 г. установлен лишь возраст подошвы венда — 650±20 млн. лет, однако это указание, очевидно, не является решающим. Наоборот, в международной шкале докембрия главной является именно цифра 650 млн. лет, с которой должен начинаться «неопротерозой-III» или венд, если эти названия будут отождествлены.

Деление вендской системы

Деление венда в хроностратиграфической шкале еще только намечается. Предложено (Вендская система, 1985) различать в венде два отдела, проводя границу между ними в основании котлинского горизонта, т. е. считать верхним отделом первоначально установленный объем венда. Более дробное деление может быть трехчленным (см. рис. 1). Но решением МСК нижний отдел венда определен лишь в объеме лапландского горизонта, хотя при этом признается важность проходящей выше границы редкинского — котлинского горизонтов как отвечающей перестройке вендских экосистем.

Построение ярусной шкалы вендской системы к настоящему времени еще не начато. Основу для такой шкалы могут, вероятно, составить горизонты стратотипического региона. Остановимся поэтому на их краткой характеристике (рис. 3).

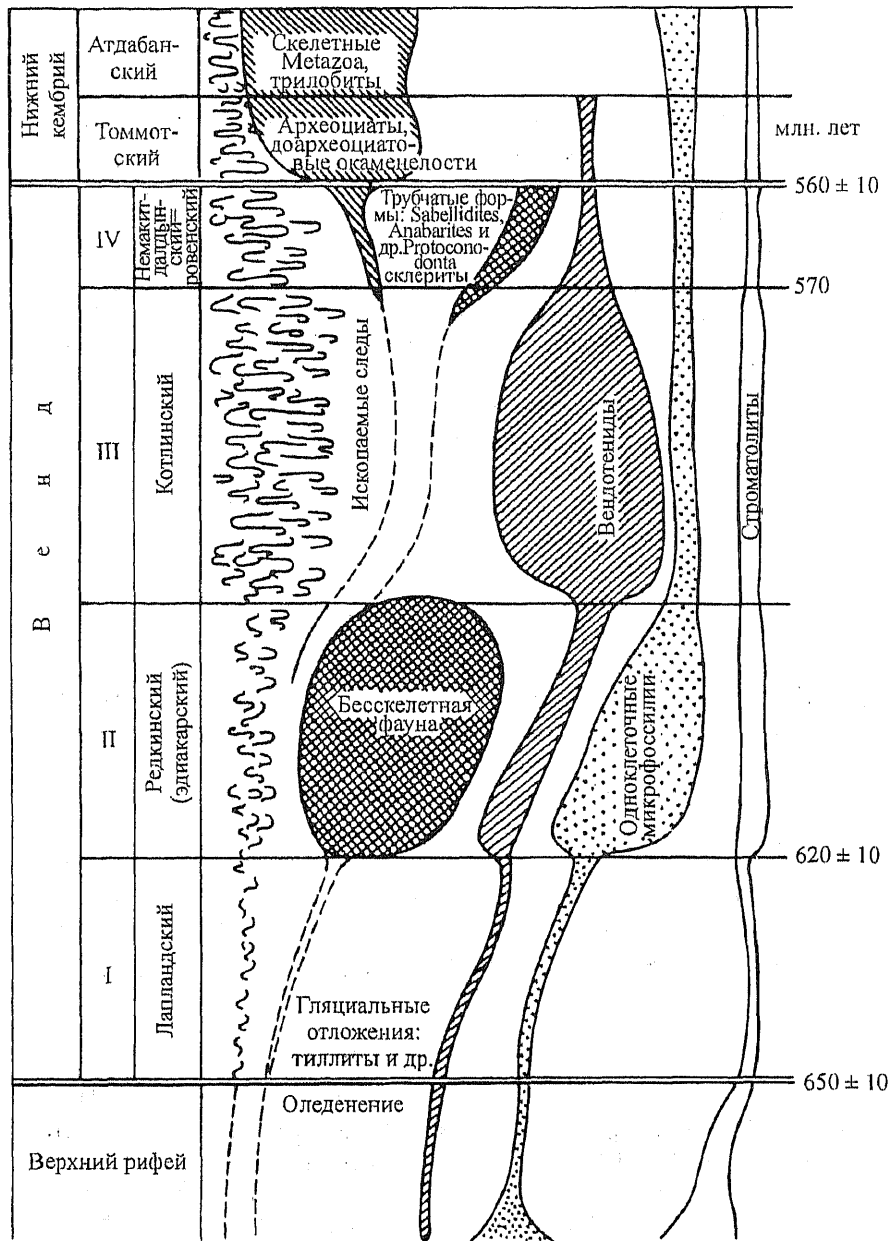


Рис. 3. Характер и рубежи развития групп органического мира в венде и раннем кембрии по Б. С. Соколову и др. (Вендокая система, т. 1, 1985).

Лапландский горизонт (синоним — варангерский, или варангий) обособлен В. Н. Чумаковым в 1974 г. и соответствует эпохе общего похолодания климата Земли, которой во многих регионах отвечают ископаемые морены (тиллиты). Этот признак, в сочетании с изотопным возрастом подошвы венда (650 ± 20 млн. лет), и является критерием корреляции лапландского горизонта. Редкие находки бесскелетных животных (некоторые *Cyclozoa*) в межтиллитовых отложениях не образуют самостоятельного комплекса, отличающегося от эдиакарского (см. ниже). Название «варангий», употребляемое с 1951 г., обладает формальным приоритетом.

Редкинский горизонт решением МСК 1991 г. помещен в основание верхнего венда; по другим представлениям (Вендская система, 1985), он входит в нижний венд. Название введено Б. С. Соколовым в 1972 г. для обозначения песчано-глинистых отложений Русской платформы, согласно или трансгрессивно перекрывающих лапландские тиллиты либо залегающих на фундаменте. Подошва горизонта коррелируется, таким образом, по палеоклиматическому признаку, а также по появлению очень разнообразной «венд-эдиакарской» ассоциации бесскелетных *Metazoa*, имеющей глобальное распространение. Дополнительными средствами сопоставления редкинских отложений являются характерные комплексы водорослей, зоо- и фитопланктона (акритархи) и ископаемых следов.

Котлинский горизонт — название, введенное Б. С. Соколовым в 1958 г. для песчано-глинистых отложений северо-запада Русской платформы, ранее известных как «глинаритовая свита». Корреляция подошвы этих отложений возможна по исчезновению всех групп бесскелетных животных редкинской фауны; одновременно уменьшается разнообразие фитопланктона. Не исключено, что эти биотические события связаны с похолоданием — менее значительным, чем в начале венда. Котлинские отложения могут широко коррелироваться по массовым остаткам крупных ленточных «вендотениевых» водорослей.

Последний, ровенский, горизонт восточноевропейского венда (слои с *Sabelidites*, первоначально отнесенные к основанию балтийской серии) и его сибирский аналог — немакит-далдынский горизонт — в настоящее время оказались вновь включенными в нижний кембрий международной шкалы. Это решение отечественными стратиграфами оспаривается, и российский МСК продолжает (на 1998 г.) относить немакит-далдынские отложения к верхней части венда.

Другие варианты стратиграфии венда менее разработаны. Имеется, в частности, предложение М. Глесснера (M. Glaessner, 1977 г.) о выделении ярусов на основе австралийских разрезов, с объединением их в «эдиакарскую систему», однако в целом эта система менее приемлема для международной корреляции из-за своей неполноты (см. рис. 1).

Биостратиграфическая характеристика

Самостоятельность венда как особого этапа в истории биосферы, имеющего ранг геологического периода, обосновывается прежде всего присутствием в его отложениях отпечатков бесскелетной фауны многоклеточных (*Metazoa*), сохранившихся благодаря плотным кожистым покровам и отсутствию животных-сапрофагов, поедавших органические остатки (см. рис. 3). Вендские *Metazoa* появляются внезапно и сразу же обнаруживают большое разнообразие типов, включая формы с радиальной и билатеральной

симметрией (чарнииды, птерадиииды, дикинсониды, вендомииды, трибрахиииды и др.), причем состав фауны сравнительно близок в разных районах мира и их провинциализм невелик. Достоверных находок животных этого типа нет не только в рифее, но, по-видимому, и в нижнем (ледниковом) горизонте венда, если не считать редких следов, возможно, животного происхождения. На котлинском уровне (верхний венд) редкинско-эдиакарские животные, по-видимому, исчезают, хотя следы их жизнедеятельности достаточно часты и позволяют предполагать скорее отсутствие условий для массовых захоронений остатков. Животные с хитиноидным уплотнением, в частности трубчатые сабеллидитиды, характерны только для ровенского горизонта, т. е. основания нижнего кембрия в его широком (международном) понимании.

В вендском периоде, вплоть до верхних слоев юдомской серии, карбонатные осадки содержат строматолиты, но гораздо более обильны и разнообразны в них известковые микрофитолиты — онколиты, катаграфии. Юдомский комплекс микрофитолитов в целом отличается от позднерифейского, однако многие составляющие его формы либо переходят из рифея, либо наблюдаются еще и в нижнем кембрии. В частности, неоправданной оказалась первоначальная корреляция юдомской серии по микрофитолитам с верхними горизонтами уральского рифея (кудаш), а также попытки выделять внутри юдомия микрофитолитовые горизонты.

Растительные остатки венда представлены как относительно крупными многоклеточными формами — водорослями, так и микрофитопланктоном. Водоросли (*Vendotaenides*) с неминерализованным в ископаемом состоянии слоевищем встречаются во всех горизонтах венда и имеют, по-видимому, предков в рифее и потомков в кембрии. Максимальное их развитие, с образованием скоплений на плоскостях напластования сланцев, характерно для позднего венда (котлинский горизонт). Микрофоссилии разной природы, включая явно растительные (фитопланктон, в частности нитчатые водоросли), и акритархи, бактерии, грибы, наиболее многообразны в слоях с эдиакарско-редкинскими *Metazoa*, но встречаются по всему разрезу венда, а также в рифее и кембрии. Акритархи довольно успешно используются специалистами по венду Русской платформы для корреляции редкинского, котлинского горизонтов и для отделения венда от кембрия (ровенский горизонт и его аналоги). Все эти группы в последнее время активно изучаются, однако результаты хроностратиграфических сопоставлений по разным ископаемым остаткам пока еще противоречивы, особенно на дальних расстояниях.

Радиоизотопная хронология

Возраст подошвы венда принят Уфимским совещанием (1990 г.) в 650 ± 20 млн. лет. Эта цифра установлена на основе ряда определений Rb-Sr- и U-Pb-методами: 1) возраста глауконитов вблизи кровли каратавской серии верхнего рифея и ее аналогов, а также наиболее молодых предвендских гранитов — 660–688 млн. лет и 2) возраста гранитов, прорывающих лапландские тиллиты, — 621 ± 12 млн. лет.

Подошва верхнего венда, принятая в основании редкинского горизонта, датируется в 620 ± 15 млн. лет, исходя из определений возраста низов этого горизонта (по глаукониту и глинистым минералам) в пределах 617–627 млн. лет, с возможной ошибкой 12–15 млн. лет. С этим согласуются более старые калий-аргоновые определения из валдайской серии северо-запада Русской платформы и ашинской серии Урала (580–620 млн. лет). Нижняя часть юдомской серии датирована в интервале 635–650 млн. лет,

в том числе Rb–Sr-изохронными определениями. Внедрившиеся в конце рифея и размытые перед юдомием ультрабазиты и щелочные породы Учуро-Майского района Восточной Сибири (Ингилийский массив) имеют возраст 640–650 млн. лет (Rb–Sr-изохрона):

С учетом вероятной датировки конца венда в 530–540 млн. лет длительность периода составила, скорее всего, 110–120 млн. лет.

Палеомагнитные данные

Соответствующие данные до сих пор недостаточны. Выяснено, что вендскому периоду отвечает эпоха главным образом обратной полярности земного магнитного поля, продолжающаяся в ранний кембрий.

Заключение. Самостоятельность вендской системы и ее статус в МСШ

С 1990 г. в стратиграфической шкале СССР—России венд занял положение геологической системы, единственной пока в составе протерозойской акротемы и завершающей ее разрез. Подошва венда определена способом, традиционным для разграничения докембрийских подразделений: ей отвечают трансгрессивное событие и начало отложения ледниковой формации в ряде районов северных материков. Принятый уровень подошвы не однозначен, так как, с одной стороны, имеются более ранние оледенения (начало синия в узком смысле), а с другой — более поздняя и лучше проявленная, по крайней мере в Восточной Европе, трансгрессия редкинского времени, к тому же совпадающая с выдающимся биотическим событием — распространением фауны бесскелетных *Metazoa*. Кровля системы, наоборот, не отвечает каким-либо существенным геологическим событиям, а определяется палеонтологически (см. следующий раздел) и отражает одну из ранних стадий внутри несколько растянутого, но действительно важнейшего в истории биосферы процесса появления морской скелетной фауны.

Венд — единственная система стратиграфической шкалы, выделенная во второй половине XX в. Тем не менее за короткий период установления и признания системы она претерпела обычные, как мы увидим далее, преобразования объема вследствие изменения взглядов на ее историко-геологическое содержание — от валдайской серии в узком смысле до обширного комплекса отложений, образованных более чем за 100 млн. лет.

Выделенная на основе противоречивых и сложных критериев, вендская система тем не менее сейчас достаточно хорошо коррелируется во многих районах мира и отвечает периоду, длительность которого позволяет ставить ее в ряд с фанерозойскими системами. Поэтому она может быть частью международной стратиграфической шкалы, занимая в ней место последней системы протерозоя.

По существу, как первый период явного развития многоклеточных животных, венд является первой системой фанерозоя. Однако формальное отнесение подошвы фанерозоя к началу кембрия вряд ли стоит пересматривать, если мы хотим придавать фанерозою строгий и постоянный хронологический смысл.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1, 2 / Под ред. Б. С. Соколова, А. Б. Ивановского. М., 1985.
2. Келлер Б. М. Стратотип вендомия на Южном Урале // Этюды по стратиграфии. М., 1973.
3. Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного чехла Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952, № 5.
4. Соколов Б. С. Вендский период в истории Земли // Природа. 1984. № 12.
5. Якобсон К. Э. Венд стратотипического региона // Сов. геол. 1984. № 10.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозой, или, первоначально, палеозойская серия, выделенная А. Седжвиком (A. Sedgwick) в 1838 г., понимался как древнейшие фаунистически охарактеризованные слои, залегающие выше «первичных» пород. Современный смысл понятие «палеозой» приобрело в работах Дж. Филлипса (G. Phillips, 1840–1841 гг.), который обособил его в качестве отложений первого крупного этапа органической эволюции и отнес к этому этапу периоды от кембрийского до пермского. Прделанное Филлипсом расчленение того, что мы называем теперь фанерозоем, на палеозой, мезозой и кайнозой имело биолого-исторический смысл, как это следует из буквального значения использованных им греческих слов. Сейчас эти крупные единицы МСШ стандартизированы как эратемы, или, в хронологической иерархии, эры, с подразделениями на системы (периоды). Поскольку палеозойская эратема начинается с кембрийской системы, подошва палеозоя и подошва кембрия совпадает.

Авторы, ставящие построение стратиграфической шкалы в зависимость от хода геологической истории или органической эволюции, неоднократно пытались подразделить историю и построить шкалу иначе, чем это сделал Дж. Филлипс. Г. П. Леонов (1973, с. 472–507) сделал обзор таких попыток и показал, что все они основаны на субъективном, качественном анализе тех или иных неполных материалов. Сам Г. П. Леонов предпринял количественное исследование хода органической эволюции на основе имеющихся данных по систематике ископаемых (количество известных отрядов, семейств и др.). Результат оказался следующим: палеозойский этап может быть обособлен от последующего, мезозой-кайнозойского, благодаря снижению таксономического разнообразия к концу перми, но на общем фоне эволюции это снижение выражается весьма нечетко. Авторы более поздних работ приходили к сходным результатам. Вероятно, рубеж конца палеозоя выглядел бы еще слабее, если бы мы располагали большим количеством данных о наземной жизни перми—триаса, остатки которой меньше сохранились и хуже известны: по имеющимся материалам растительный мир суши и наземная фауна на границе палеозоя с мезозоем испытывают относительно слабые преобразования.

Можно полагать, что выработанная в XIX в. общая структура стратиграфической шкалы фанерозоя, с выделением в ней палеозойской группы, получила признание в силу региональной причины. Именно в Европе, где схема Дж. Филлипса первоначально применялась, особенно четкими выглядят перерывы в конце палеозоя—основании триаса, связанные с осушением шельфов после континентальной коллизии, закрытия океанических пространств и восстановления Пангеи. Те же перерывы и сужение жизненного пространства наиболее чувствительно сказались на палеозойском морском бентосе, который в XIX в. чаще всего использовался в биостратиграфии. Последующее стратиграфическое исследование и геологическое картирование остальных регионов мира, а также привлечение к этому материалов по пелагическим и наземным группам ископаемых опирались уже на традиционные подразделения геологического времени. Сейчас ревизия общей шкалы фанерозоя не имеет практического смысла.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Название системы впервые опубликовано А. Седжвиком в 1835 г. и произведено от древнего государства Камбрия, занимавшего северо-запад нынешней Англии, где А. Седжвик впервые исследовал отложения, подстилающие древний красный песчаник (девон). Первоначально кембрийская система была указана здесь в объеме нижней части каледонского, т. е. додевонского, складчатого структурного этажа и отделена от силура (верхней части каледонских образований) по признаку существенно сланцевого состава и отсутствия ископаемых. А. Седжвик расчленил свой кембрий на два отдела, однако собственно кембрийские отложения в современном понимании составляют лишь часть нижнего из этих отделов, а верхний уже целиком принадлежит ордовику — нижнему силуру. Таким образом, исторический стратотип кембрия оказался крайне неудачным, что и послужило затем одной из причин длительной дискуссии А. Седжвика с Р. Мурчисоном, известной в истории как «кембрийский конфликт».

Р. Мурчисон (R. Murchison), выделив в Южном Уэльсе силурийскую систему в результате совместных работ с А. Седжвиком, также использовал для подстилающих ее сланцевых формаций наименование «кембрийские». При этом фактически типом кембрийской системы в этом районе он считал красноцветные песчаники, сланцы и вулканы, ныне относимые к верхнему протерозою, а силур начинал с богатых ископаемыми известковистых песчаников лландейло (ныне средний ордовик). Нарушение взаимопонимания между двумя исследователями было связано с дальнейшими находками фауны «силурийского облика» (обычно ордовикской) в сланцевых толщах, которые А. Седжвик считал кембрийскими, исходя из их стратиграфической последовательности; при этом в условиях складчатой области с непостоянным разрезом колонка отложений часто строилась ошибочно. Наоборот, Р. Мурчисон, не зная еще собственно кембрийских ископаемых, относил все фауны древнего палеозоя к своей, широко понимаемой, силурийской системе и к концу жизни пришел к почти полному отрицанию самостоятельности кембрийской системы.

Несмотря на то, что у Р. Мурчисона было много последователей в Великобритании и в других странах Европы, кембрийская система все же сохранилась в мировой стратиграфической шкале. Это произошло благодаря вовремя появившимся доказательствам того, что ее фауна резко отличается от собственно силурийской (в первоначальном указании Р. Мурчисона, т. е. ордовик-силурийской).

Такие данные сначала получил И. Барранд (J. Barrande, 1846–1852 гг.) в Пражском синклинии Чехии. Разрез кембрия—силура Пражского синклиория (сейчас этот район геологи нередко называют Баррандиеном) построен проще его британских аналогов и не вызывал после работ И. Барранда спорных толкований последовательности слоев. Самые древние отложения, охарактеризованные фаунистически, содержат здесь в основном комплекс трилобитов с *Paradoxides* (средний кембрий, в современном понимании) и с заметным несогласием перекрываются ордовиком, который начинается с тремадока. При этом сам И. Барранд, следуя Р. Мурчисону, называл комплекс с *Paradoxides* древнейшей («примордиальной»), но все же силурийской фауной.

Однако в дальнейшем признание получила точка зрения английского геолога и палеонтолога Ч. Лэпворта (Ch. Lapworth), который в 1879 г. предложил решить «кембрийский конфликт» путем выделения промежуточной ордовикской системы в составе

от аренига до подошвы лландовери, с сохранением кембрийской системы, органический мир которой представляла в таком варианте именно примордиальная трилобитовая фауна И. Барранда. Поддержка этого предложения большинством специалистов была обеспечена находками кембрийских комплексов ископаемых как в Англии и Уэльсе, так и особенно в Северной Америке, где Ч. Уолкотт (Ch. Walcott) изучил уже более полную и несомненную последовательность трех кембрийских трилобитовых фаун — *Olenellus*, *Paradoxides* и *Olenus*. После доклада Ч. Уолкотта на IV сессии Международного геологического конгресса в Лондоне (1888 г.) были приняты представления о границах и содержании кембрийской системы, близкие к современным.

Основные опорные разрезы

Достаточно полные разрезы кембрийской системы с богатыми комплексами ископаемых находятся на юго-востоке Сибирской платформы, в бассейне Лены. Их исследования, однако, начались поздно из-за труднодоступности этих местностей. В 30-е годы XX в. описаны разрезы кембрия в Ангаро-Ленском прогибе и на Алданской моноклизе (Е. В. Лермонтова), что позволило составить первые стратиграфические схемы с выделением в них отделов и свит, а также детальным зональным обоснованием. Позднее (Ф. Г. Гулари, Н. П. Суворова и другие авторы) на восточносибирском материале была построена ярусная шкала нижнего—среднего кембрия, получившая мировое признание благодаря полной фаунистической характеристике и отсутствию крупных пробелов.

Наиболее представительные разрезы описаны в долине Лены, выше Якутска, и по ее правым притокам, включая р. Амга. На доломитах юдомской серии венда в этом районе залегают:

1. Пестроцветная свита (томмотский—атдабанский ярус) — глинистые известняки и доломиты с глауконитом. Содержат археоциатово-водорослевые рифоидные тела (биогермы), иногда очень крупные. Мощность 150–300 м.

2. Ряд свит, объединяемых в ботомский и тойонский ярусы среднего кембрия. Представлены чередованием известняков, мергелей и доломитов с трилобитовыми ракушками и биогермами. Мощность до 1000–1500 м.

Эта последовательность образует барьерную рифовую гряду между открыто-морскими фациями типа доманика на востоке и лагунными фациями, распространенными западнее. Сходные разрезы нижнего—среднего кембрия изучены на склонах Анабарского поднятия. Верхний кембрий Сибирской платформы менее полон или же представлен бедными органикой терригенными фациями.

Из других регионов Азии, где находится важные для глобальной корреляции разрезы или отдельные уровни внутри кембрия, следует упомянуть Восточный Саян с прилегающими районами Тувы и Монголии, Южный Казахстан (хр. Малый Каратау) и платформу Янцзы (Южно-Китайскую). Все они имеют докембрийское континентальное основание, на склонах которого в условиях длительного стабильного погружения в кембрийском периоде сформировались карбонатные серии с раковинно-рифоидными фациями. Для стратиграфии верхнего отдела наиболее важна карбонатная последовательность Малого Каратау, согласно переходящая в нижний ордовик.

Европейский кембрий, представленный в основном, а местами даже исключительно, терригенными отложениями, не дает столь полных разрезов, пригодных в качестве мировых эталонов. Тем не менее классический кембрий Великобритании и Ирландии

сейчас хорошо скоррелирован с кембрийской системой других регионов и делится на три серии (отдела): керфай, сент-дэвид и меридионет. Североамериканские геологи используют для общеконтинентальной корреляции обычно трехчленный кембрий Кордильерского пояса, главным образом Скалистых гор, который местами включает известняки и глинистые сланцы всех трех отделов, с песчаниками в основании. Чаще, однако, известняки с трилобитами появляются лишь в среднем или верхнем кембрии. Перспективны в качестве мировых стандартов и некоторые карбонатно-песчано-глинистые разрезы склонов Северо-Американского континента в Арктической Канаде, Гренландии, Ньюфаундленде, которые сейчас активно изучаются, а также в Северной Африке (Марокко).

Подощва системы

Положение подошвы кембрия и события, связанные с переходом от венда к кембрию, представляют важнейший интерес в фанерозойской стратиграфии. Уже отмечалось, что кембрийская система в первоначальном ее определении включала — как в Великобритании, так и в других странах — лишённые явных органических остатков слои, в том числе ныне параллелизуемые с вендскими и с более древним протерозоем. В дальнейшем стало общепризнанным, что кембрий все же древнейшая геологическая система с ископаемыми скелетными остатками. По мере новых находок, развития палеонтологического метода и уточнения возрастных корреляций изменилось и представление о том, какой комплекс окаменелостей следует считать базальным в палеозое. После работ И. Барранда эту роль отводили трилобитовой ассоциации с *Paradoxides*; затем длительное время нижнюю границу кембрия совмещали с появлением трилобитов (*Olenellus*, *Protolenus*, *Holmia*), а в случае, если в нижележащей части разреза присутствовали еще значительной мощности слои «немые» или содержащие лишь примитивные скелетные остатки, называли эти слои эокембрийскими.

В более насыщенных ископаемыми переходных отложениях на границе протерозоя—кембрия Сибирской платформы в нижний кембрий первоначально включали (Н. П. Суворова и другие авторы) юдомскую свиту онколитовых доломитов и известняков, где скелетных остатков еще не находили. Однако начиная с 1969 г., после работ А. Ю. Розанова, И. Т. Журавлевой и др., схема стратиграфии пограничного интервала приняла иной вид (табл. 2).

Таблица 2. Схема стратиграфии нижних слоев сибирского кембрия, принятая с 1969 г.

Подразделения общей шкалы	Биостратиграфическая характеристика
Атдабанский ярус	Слои с усложненными археоциатами и многочисленными трилобитами (атдабанский горизонт)
	Слои со вторым комплексом археоциат (кенядинский горизонт)
Томмотский ярус	Слои с первыми археоциатами, а также хиолитами, гастроподами, брахиоподами (суннагинский горизонт)
Протерозой	Слои с онколитами (юдомская свита)

Выделенный в этой схеме томмотский ярус охватывает, следовательно, слои еще бестрилобитовые, но уже с разнообразным скелетным бентосом. Его появление в стратиграфической шкале, с одной стороны, понизило традиционную подошву кембрия, проводившуюся по первым трилобитам, а с другой стороны, для Сибири эта граница оказалась поднятой, путем исключения из кембрия слоев, содержащих лишь микрофитолиты (юдомий) (рис. 4).

Конечно, пользоваться «археоциатовым» томмотским ярусом в мировом масштабе можно, лишь если его фаунистическое содержание и зональное внутреннее строение распространены достаточно широко. До сих пор этому препятствует редкая встречаемость древних археоциатид за пределами Сибирской платформы. По некоторым данным (В. В. Хоментовский, 1974 г.), томмотские археоциаты могут находиться в одних слоях с атдабанскими трилобитами — очевидно, вследствие несовпадения зональных границ, проведенных по той и другой группе. В большинстве кембрийских разрезов Европы, где нижний кембрий представлен песчано-глинистыми отложениями, а также в разрезах Китая дотрилобитовые слои не содержат археоциат, в них встречаются только беззамковые брахиоподы, гастроподы, хиолитиды и другие древнейшие скелетные остатки (ДСО), по которым и проводится сейчас их корреляция.

Изучение ДСО в последнее время было особенно успешным на материале из разрезов Анабарского поднятия (рис. 5) и отчасти более южных (р. Лена). По его результатам В. В. Миссаржевский (1989) счел возможным различать ниже томмотского яруса еще один, названный манькайским (немакит-далдынский горизонт других схем). Биостратиграфическое содержание этого яруса заключается в появлении первых скелетных ископаемых — анабаритид, протоконодентов, целосклеритофорид, а в верхней части также хиолитов и примитивных моллюсков (гастроподы, эомоноплакофоры). Иногда этот интервал делят даже на два новых яруса, причем предлагается перенести подошву кембрия в основание слоев с первыми ДСО. Напомним, что данные слои чаще коррелируют с ровенским горизонтом верхнего венда.

Таким образом, существует, по крайней мере, три варианта проведения границы венд—кембрий (и одновременно протерозой—палеозой): 1) по появлению первого комплекса ДСО; 2) по появлению первых археоциат и соответствующим изменениям состава ДСО; 3) по первым трилобитам, что также можно увязать со сменой комплексов даже разнообразных скелетных окаменелостей. Последний вариант ближе всего к исходной традиции и наиболее надежен, по-видимому, с точки зрения возможности корреляции границы, но оставляет в докембрии слишком большой интервал слоя со скелетными

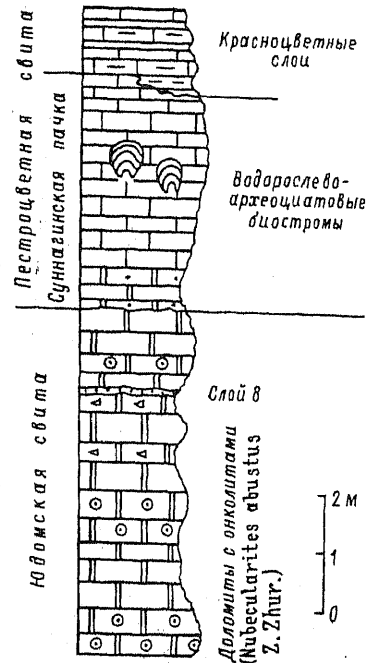


Рис. 4. Разрез Улакан-Сулугур на р. Алдан, выше устья р. Учур, (по В. В. Миссаржевокому, 1993).

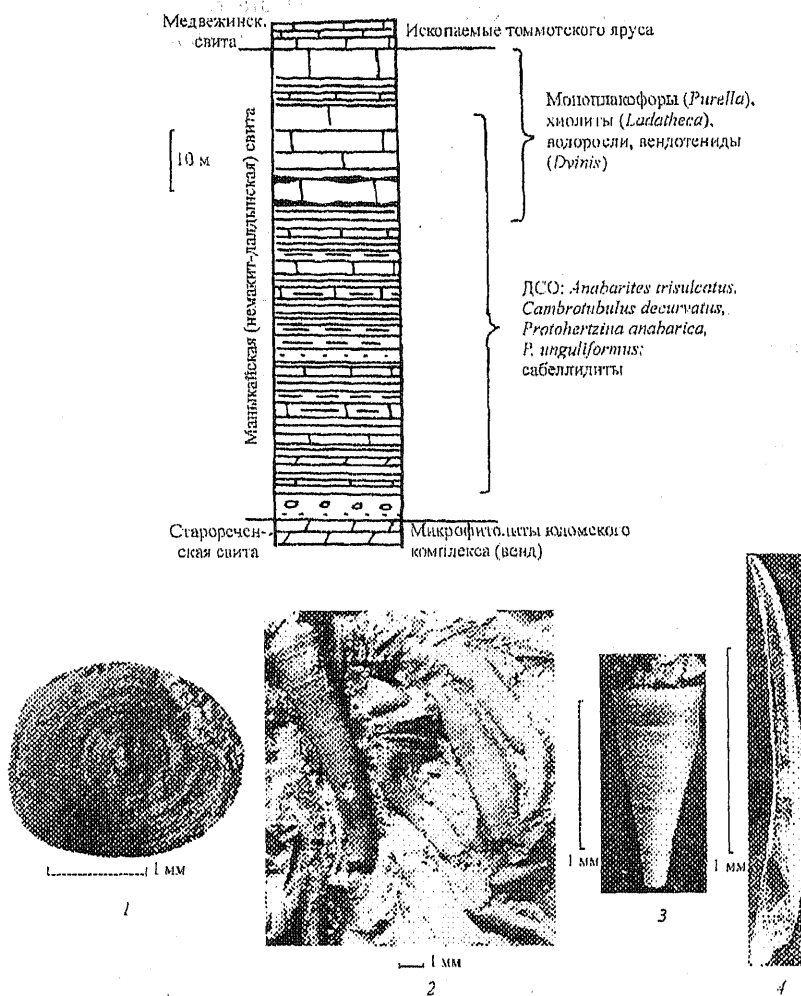


Рис. 5. Стратотипический разрез манькайского яруса и его ископаемые остатки (по В. В. Миссаржевскому, 1983).

Некоторые древнейшие скелетные остатки манькайского комплекса Сибирской платформы: 1 — хилолиты *Ladatheca amae* (Sys.); 2 — *Anabarites* sp.; 3 — *Cambrotubulus* sp.; 4 — *Protohertzina unguiformis* Miss.

ископаемыми, присутствие которых всегда считалось признаком палеозоя. Первый вариант, наоборот, лишен этого недостатка, но затрудняет хронологическую корреляцию, так как момент первого появления вообще любых многоклеточных животных с твердыми (известковистыми, фосфатными) частями указать еще трудно и каждая новая находка в древних слоях заставит снова возвращаться к вопросу о границе.

В масштабах СССР в 1982 г. принято решение по второму, промежуточному варианту, согласно которому в подошве кембрия находится томмотский ярус и начинается он зоной *Aldanocyathus supnaginicus* — первой зоной, содержащей остатки археоциатид. Строгий, хроностратиграфический характер этому решению МСК придает конкретная привязка границы к подошве слоя 8* в обнажении Улахан-Сулугур на Алдане (см. рис. 4), в котором *Aldanocyathus* появляется вместе с мелкими трубочками *Huolitellus* и другими ДСО. Решение это, однако, имеет и слабые стороны. Главная из них, вероятно, — отсутствие остатков животных в подстилающих юдомских доломитах, из-за чего неясно, какому биостратиграфическому скачку избранная граница отвечает, был ли такой рубеж вообще и если был, то каково в точности его положение в других регионах, особенно в более полных по зональной последовательности разрезах Прианбарья. В. В. Миссаржевский позже (в 1989 г.) предложил определить подошву томмотского яруса именно в Анабарском поднятии. Международная рабочая группа по границе докембрия и кембрия в 1983 г. также отклонила алданский вариант границы, добавив к указанному соображению претензии в связи с плохой его доступностью и отсутствием здесь пород, подходящих для радиометрического определения возраста.

В 1990 г. принят и затем утвержден Международным союзом геологических наук (МСГН) вариант границы венда и кембрия, близкий к первому из рассмотренных выше, но с иным способом корреляции. Избранный граничный уровень проходит по первому появлению ихнокомплекса (следов, отпечатков) с *Phycodus podum*, имеющих облик разветвленных гребешков на подошвах песчаных пластов, в разрезе Форчен Хед (Fortune Head) на п-ове Ньюфаундленд. Вендские трубчатые *Sabellidites* и различные ихнофоссилии котлинского типа на этом уровне исчезают, а первые скелетные остатки (известковые раковинки *Ladatheca*) отмечены лишь в 400 м выше.

Ньюфаундлендский разрез, в котором указан лимитотип подошвы кембрия, образован песчано-сланцевыми склоновыми осадками большой мощности и выгодно отличается от сибирских шельфовых отсутствием заметных перерывов. Однако в принятом варианте граница может коррелироваться лишь по ископаемым следам неясного происхождения, что не вполне надежно. К тому же Ньюфаундлендский стратотип лишен пород с синхронной осадконакоплению остаточной намагниченностью.

Деление кембрийской системы

Деление кембрийской системы опиралось со времен исследований Ч. Уолкотта на биостратиграфическую основу и связано прежде всего с главными этапами в эволюции трилобитов. К нижнему отделу были отнесены слои с *Olenellidae* и *Protolenidae*, здесь же находятся все известные остатки археоциат. В среднем кембрии широко представлены агностиды, а также *Paradoxididae* и другие новые семейства. Верхний отдел составляют отложения с *Olenidae* и поздними родами агностид.

* Этот уровень немного ниже подошвы пестроцветной свиты, нижняя часть которой отвечает в целом томмотскому ярусу.

Нередко обращалось внимание на то, что фауна раннего кембрия резко отличается от средне- и позднекембрийской, так что нижний отдел заслуживал бы обособления в отдельную систему: это «керфай» в существующей английской терминологии, «вакоб» или «джорджий» в североамериканской либо «якутий» в объеме алданского и ленского ярусов. Однако с точки зрения глобальной корреляции вряд ли в этом есть необходимость. Предпринимались также попытки радикально трансформировать хронологическую шкалу нижнего палеозоя с учетом фаз складчатости и трансгрессивно-регрессивных событий, но результаты оказались неубедительными для специалистов по биостратиграфии и особой поддержки не получили.

Несмотря на признание трехчленного деления кембрия большинством стратиграфов, границы отделов пока что не имеют лимитотипов, утвержденных на мировом уровне. Так, английские и американские стратиграфы используют для всех отделов (серий) различные варианты собственных названий.

Ярусная шкала

В ярусной шкале для территории СССР, принятой МСК в 1982 г. (табл. 3), надъярусами являются прежние ярусы, для которых произведено более дробное деление. Положение всех границ, кроме подошвы системы, указано лишь биостратиграфически, без привязки к лимитотипам.

Таблица 3. Ярусное деление кембрийской системы для территории СССР (1982 г.)

Отдел	Надъярус	Ярус
Верхний		Аксайский Сакский Аюсокканский
		Майский Амгинский
Нижний	Ленский	Тойонский Ботомский
	Алданский	Алдабапский Томмотский

Ниже томмотского яруса, в связи с международным решением о подошве кембрия, предстоит, возможно, выделить еще один, основой для чего является существование манькайского (немакит-далдынского, ровенского) горизонта с древнейшими скелетными остатками, но еще без археоциат. Этот горизонт отвечает первой зоне со скелетной фауной — *Anabarites trisulcatus*, в которой широко представлены также трубки погонофор *Sabellidites cambriensis*, *Paleolina evenkiana* и других видов (см. рис. 5).

Томмотский ярус выделен из состава алданского А. Ю. Розановым и В. В. Миссаржевским в 1966 г. Для этого яруса имеется точно указанный уровень подошвы — в 1,5 м ниже кровли юдомской свиты; остальная часть стратотипического разреза яруса на р. Алдан, близ ручья Улахан-Сулугур, входит в состав пестроцветной свиты и представлена доломитами, известняками и мергелями. Подошве томмота на Алдане и Лене отвечает появление первых археоциат (зона *Aldanocyathus sunnaginicus*). Однако за

пределами юго-восточной части Сибирской платформы эта зона не прослеживается и корреляция яруса возможна главным образом по древнейшим скелетным окаменелостям.

Атдабанский ярус выделен первоначально в ранге горизонта (К. К. Зеленев и др., 1955 г.); с 1966 г. это название употребляется как ярусное, и с 1983 г. он входит, как и томмотский ярус, в официальную шкалу МСК. Основные признаки подошвы яруса — появление первых трилобитов (*Profallotaspis* и др.), а также начало нового, второго этапа в развитии археоциат. Эти два события не вполне совпадают. Обновление комплекса археоциат оказывается более ранним, сопровождается другими важными для корреляции явлениями (смена состава древних скелетных окаменелостей, первые двусторчатые моллюски), и в последнее время «археоциатовая» граница считается предпочтительной. Подошва яруса решением МСК указана в одном из обнажений среднего течения р. Лены («Журинский мыс»), однако международного статуса не имеет и коррелируется не вполне уверенно.

Ботомский ярус, предложенный в 1964 г. Л. Н. Репиной и др. вместо нижней части ленского яруса, официально входит в стратиграфическую шкалу МСК с 1982 г. Подошва яруса проводится внутри непрерывного разреза так называемой «переходной» свиты по биостратиграфическому признаку: здесь существенно обновляется состав трилобитов (зона *Bergeroniellus mirmaesiformis* — *Erbrella*), что совпадает с распространением «неправильных» археоциат и форм с усложненными стенками (*Porocyathus*, *Botomocyathus*). Возможно деление ботомского яруса на четыре зоны по трилобитам (в стратотипическом районе — центральной части Сибирской платформы) или по археоциатам (главным образом в салаиридах Восточной Сибири), однако корреляция этих зон между разными регионами затруднительна.

Тойонский ярус выделен в региональной стратиграфической схеме Средней Сибири в 1979 г. и вскоре принят МСК как общее корреляционное подразделение. Началом яруса считается подошва карбонатной (жереманской) свиты, поэтому отмечаемая здесь смена комплексов трилобитов и археоциат может иметь отчасти и экологические причины. За пределами центральной части Сибирской платформы (стратотип на р. Лена близ пос. Еланка) три трилобитовые зоны различаются с трудом. В Западном Саяне—Туве тот же возраст имеет обрубчевский горизонт, также расчлененный на три зоны, но по поздним археоциатам. Вне Сибири аналоги тойонского яруса уверенно выделяются, по-видимому, лишь в Китае, а в Европе обычно выпадают из разреза. В некоторых более старых схемах тот же объем отложений (= еланский горизонт) обособлялся в качестве ленского яруса.

Амгинский ярус выделен как горизонт Е. В. Лермонтовой в 1940 г., как ярус — Ф. Г. Гурари в 1955 г. и всегда признавался нижним подразделением сибирского среднего кембрия. Этому способствовала уверенная корреляция различаемых в Сибири четырех трилобитовых зон амгинского яруса, с одной стороны, и отложений с *Paradoxides* и ранними агностидами в Чехии, Великобритании, Скандинавии, с другой. Подошва яруса принимается МСК по появлению *Paradoxidae* и исчезновению археоциат внутри еланской свиты (массивные известняки и доломиты), в 30 м выше ее подошвы, однако международный стандарт этой границы пока отсутствует. Верхние зоны амгинского яруса могут распознаваться почти глобально (Северная Америка, Австралия).

Майский ярус, составляющий верхнюю часть среднего кембрия, выделяется после работ Н. В. Покровской и Ф. Г. Гурари в 1954–1955 гг. Стратотипическим районом является правобережье Алдана (Юдомо-Майская зона). Подошва яруса принята внутри

чайской глинисто-карбонатной свиты, где в непрерывном (?) разрезе происходит существенное обновление комплекса трилобитов (особенно агностид и аномокарид). История разнообразных майских трилобитов (150 родов) позволяет различать три зоны, которым в Великобритании отвечают две верхние видовые зоны *Paradoxides*.

Аюсожканский ярус в шкале МСК, принятой в 1982 г., начинает верхний кембрий. Он предложен несколько ранее Г. Х. Ергалиевым (1980 г.), указавшим подошву яруса в разрезе по р. Кыршабакты в хр. Малый Каратау (Южный Казахстан). Эта граница проведена в непрерывном разрезе плитняковых известняков с трилобитами по смене их родового состава, в котором преобладают агностиды. Точная корреляция подошвы в мировом масштабе пока что затруднительна. Стратотип яруса делится на две зоны.

Сакский ярус, а также следующий за ним в кембрийской шкале МСК аксайский ярус имеют то же самое происхождение названий и стратотипическую местность. Их начальные уровни приняты в непрерывном разрезе по признаку существенного обновления родового состава трилобитов (агностиды, полимериды) и появления ряда новых семейств. Менее резкие преобразования позволяют выделить четыре зоны в сакском ярусе и пять в аксайском; некоторые из них могут быть глобальными корреляционными уровнями, поскольку они прослеживаются в европейских, североамериканских, австралийских разрезах верхнего кембрия.

Недавно (решение МСК в 1997 г.) было предложено дополнить шкалу верхнего кембрия сверху еще одним ярусом — батырбайским, который должен включать три трилобитовые зоны и коррелироваться с североамериканским ярусом тремпило. По имеющимся данным батырбайский, или тремпильский, ярус частично отвечает уже тремадоку. Однако в случае принятия более высокого положения подошвы ордовикской системы (см. следующий раздел и рис. 6) одно из этих названий может быть избрано для обозначения последнего кембрийского яруса.

Другие варианты ярусных шкал кембрия не получили мирового признания. Нижний и средний кембрий Западной Европы (Великобритании, Скандинавии) подразделен на биостратиграфические зоны по трилобитам; некоторые из них предлагались и в качестве ярусов. При этом западноевропейские и североамериканские специалисты в последнее время склонны принимать сибирскую ярусную шкалу нижнего и среднего кембрия как мировую, хотя работа по уточнению границ отделов и ярусов еще предстоит. Для верхнего кембрия популярностью пользуется североамериканская ярусная шкала. Ее единицы — дресбач, франкон и тремпелион (тремпило) — пока что с трудом сопоставляются с тремя же казахстанскими ярусами. Более дробная биостратиграфия верхнего отдела выработана в Австралии и, возможно, определится в Китае. Подошву верхнего отдела многие зарубежные специалисты склонны помещать выше, примерно в основании сакского яруса (зоны *Glyptagnostus reticulatus*), считая этот уровень более удобным для корреляции пелагических отложений.

Биостратиграфическая характеристика

Начиная с томмотского яруса нижнего кембрия подразделены на зоны по археоциатам: удастся различать три зоны в томмотском и четыре в атдабанском ярусе. Выше по шкале, в ленском интервале разреза, археоциаты имеются лишь в отдельных интервалах. В среднем кембрии уже нет достоверных находок этих первых животных-рифо-

строителей. К сожалению, на видовом уровне комплексы археоциат уже плохо пригодны для корреляции, а за пределами Сибири столь полной последовательности археоциатовых фаун, по-видимому, вообще не имеется.

Трилобиты кембрия чрезвычайно разнообразны и быстро эволюционировали, обеспечив тем самым высокую дробность расчленения как известняковых, так и сланцевых (глинистых) толщ. Однако если в глинистых фациях открытых морей присутствуют планетарно распространенные формы, то шельфовые известняки включают иные, в основном эндемичные комплексы трилобитов. Препятствием для корреляции по трилобитам являются и провинциальные различия в составе фаун, особенно между атлантической (к которой, однако, относится и Сибирская платформа) и тихоокеанской, Китайские стратиграфы, в частности, настаивают на особом ярусном делении для нижнего кембрия своей страны, содержащего специфический комплекс «редихидных» трилобитов. Отмечается, что в Китае (платформа Янцзы) первые археоциаты появились даже позднее трилобитов (*Eoredlichia*), а зоны *Aldanocyathus* нет совсем.

Разделение нижнего кембрия на два яруса — алданский и ленский (ныне это надъярусы или подотделы) — имеет чисто биостратиграфический смысл: первоначально (1954–1956 гг.) эти ярусы понимались как трилобитовые зоны, соответственно *Olenellus* и *Protolenus*. В дальнейшем ярусное деление было детализировано. В шкале МСК 1982 г. (с дополнениями на 1991 г.) две первые трилобитовые зоны (*Profallogaspis* и *Fallogaspis*), начинающие атдабанский ярус, различаются лишь в центральной части Сибирской платформы. Верхние зоны атдабанского яруса обеспечивают уже более широкую корреляцию, в том числе за пределами платформы. Зональный стандарт ботомского (4 зоны) и тойонского (3 зоны) ярусов опирается на смену комплексов трилобитов в тех же районах среднего течения р. Лены. Границы зон нижнего кембрия по трилобитам и по археоциатам не всегда увязаны.

Вблизи рубежа нижнего—среднего кембрия состав трилобитов сильно обновляется: из 53 семейств в средний кембрий переходят лишь 10, а на родовом уровне преемственность не превышает 12%. Средний кембрий включает 6–7 зон, что с учетом его меньшей длительности обеспечивает такую же дробность расчленения, как и для нижнего отдела, — до 2–3 млн. лет.

Стратотип амгинского яруса, начинающего средний кембрий, представляет собой свиту рифогенных известняков на р. Амга с эндемичными трилобитами. Считается, однако, что он хорошо скоррелирован с зонами, выделение которых основано на распространении видов глобального происхождения, в том числе представителей *Paradoxides* и первых *Agnostidae* (*Triplagnostus*). По ним различают четыре зоны. Майский ярус в бассейне р. Мая делится на три зоны с характерными агностидами — *Hypagnostus*, *Goniagnostus* и др. Верхний кембрий, ярусная шкала которого построена на материале разрезов Малого Каратау в Казахстане, подразделен здесь на 11 зон с использованием главным образом быстрой эволюции миомерных трилобитов — агностид.

Из других групп ископаемых, важных для стратиграфии кембрия, отметим еще раз многообразные по своей морфологии и таксономическому рангу «древнейшие скелетные окаменелости» (ДСО). Появившись впервые близ основания манькайского горизонта (верхняя часть венда по принятой шкале), они заметно меняют свой состав в томмотском ярусе: здесь исчезают анабаритиды, но обнаруживаются первые хиолительминты, томмотниды, а в атдабанском ярусе широко представлены и хиолиты. К среднему кембрию значение этих групп уменьшается.

Роль прочих скелетных остатков животных в корреляции кембрия второстепенна. Брахиоподы, особенно обильные в некоторых слоях беззамковые формы, впервые появляются в томмотском ярусе и приобретают существенное значение для региональных сопоставлений в среднем и верхнем кембрии. Несколько раньше начинается история раковинных моллюсков (зомоноплакофоры, гастроподы).

За пределами кембрийских шельфов, для склоновых (флишоидных) и глубоководных (вулканогенно-кремнистых) отложений того же возраста, корреляция пока затруднительна и опирается на микрофоссилии, прежде всего акритархи и радиолярии. Для верхнего кембрия важное значение может приобрести корреляция по конодонтам (проявляющаяся паракондонтами). Зональная последовательность конодонтовых комплексов, предваряющая конодонтовую шкалу ордовика, получена для стратотипических разрезов верхнего кембрия в Малом Каратау.

Радиоизотопная хронология

До 70-х годов возраст подошвы кембрия вызывал значительные разногласия. Он принимался обычно на уровне 570—580 млн. лет, однако затем были получены значительно меньшие цифры на основе определений (U-Pb-, Rb-Sr-методы) из сланцев, гранитоидов и эффузивов, перекрытых нижним кембрием в Марокко и Великобритании. В ряде новых сводок подошва томмотских отложений датируется 530—540 млн. лет, а для подошвы немакит-далдынского горизонта указана датировка 544 млн. лет, которая, вероятно, ближе всего к возрасту ныне принятой международной границы венд/кембрий. К сожалению, в опорном разрезе Ньюфаундленда изображенный уровень границы пока не датирован, хотя циркон с более высокого уровня (ниже первых трилобитов) имеет возраст уже 530—531 млн. лет.

Для кровли системы обычно указывается цифра 505—510 млн. лет, которая в свете новых материалов кажется завышенной. Если она достоверна, то длительность кембрийского периода всего около 30 млн. лет. Имея в виду масштаб фаунистической эволюции, можно думать, что ранний кембрий — самая длительная из трех эпох, а поздний — самая короткая. Однако прямые датировки внутрикембрийских границ очень немногочисленны и нуждаются в уточнении.

Палеомагнитные данные

Результаты палеомагнитного изучения кембрийских разрезов позволяют составить различные варианты шкал. По А. Н. Храмову (см. табл. 1) кембрийские отложения имеют преимущественно обратную намагниченность и образуют, вместе с поздним вендом, так называемую Аргинскую гиперзону. Остальная, верхняя, часть кембрия начинает Сибирскую гиперзону переменной полярности. Это построение основывается на материалах по наиболее полным разрезам Сибирской платформы, а также других регионов. Дж. У. Коуи и М. Дж. Бассетт (J. W. Cowie, M. G. Bassett, 1989 г.) представили другой вариант шкалы, который отличается выделением на уровне ботомского—амгинского ярусов подразделения (хрона) с прямой полярностью.

Заключение

В целом кембрийский период истории Земли — это отрезок геологического времени, в который происходило быстрое нарастание разнообразия скелетных *Metazoa* на

материковых шельфах, в условиях продолжающейся общей трансгрессии и расширения океанических бассейнов нынешнего Северного полушария. Целостность кембрия как естественноисторического этапа сомнительна, если принять во внимание, что трансгрессивный цикл начался в венде (позднем) и развивался по восходящей линии, после небольшого спада, в начале ордовика, а эволюция морских фаун в том же начале ордовика совершила значительно меньший скачок, чем вблизи подошвы кембрия, или того же порядка, что в конце раннего кембрия. Фактически выделение кембрийской системы в признанном ее объеме — традиция, возникшая в британской, а затем в европейско-североамериканской стратиграфической науке в XIX столетии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., 1965.
2. *Леонов Г. Д.* Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973. Гл. VII.
3. *Миссаржевский В. В.* Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия. М., 1989.
4. *Розанов А. Ю.* Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., 1969.
5. *Стижарский Т. Н., Ергалиев Г. Х.* Ярусная шкала кембрийской системы // Сов. геол. 1983. № 8.
6. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М., 1984.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Выделение ордовикской системы произошло уже после формирования основного ряда систем стратиграфической шкалы палеозоя и было результатом биостратиграфических исследований, направленных, помимо прочего, на решение «кембрийского конфликта» (см. предыдущий раздел).

Фактической основой ордовикской системы стали отложения лландейло—карадока, описанные Р. Мурчисоном первоначально как нижний силур. И хотя сам Р. Мурчисон впоследствии отошел от такой трактовки, присоединив к силуру кембрийские отложения, ее восстановил в 1865 г. Ч. Ляйелль (Ch. Lyell), но с расширением нижнего силура Р. Мурчисона почти до современного объема ордовика.

Автором термина «ордовик», произведенного от имени одного из кельтских племен Уэльса, является Ч. Лэпворт (C. Lapworth), предложивший его в 1879 г. Как убедительно показал Г. П. Леонов (1973, с. 228–234), Ч. Лэпворт при этом не обосновал самостоятельность новой системы, а смог лишь опереться, благодаря собственным исследованиям ордовикских ископаемых, на возможность корреляции по ним «нижнего силура» Великобритании с «этажом D» в схеме И. Барранда для Чехии и отчасти с другими регионами Европы и Северной Америки. Будучи, как и Ч. Ляйелль, униформистом, Ч. Лэпворт не придавал особого значения революционным событиям на границах стратиграфических подразделений и считал системы более или менее условными. Название «ордовик» не было принято Международным геологическим конгрессом вплоть до 1960 г., хотя довольно часто употреблялось как синоним нижнего силура. Для территории СССР оно официально утверждено МСК в 1955 г.

Основные опорные разрезы

В отличие от кембрия ордовик Великобритании в общем хорошо охарактеризован палеонтологически и имеет, среди прочих, ряд полных разрезов, в которых представлен как граптолитовыми сланцами, так и отложениями мелкого шельфа (известняки, карбонатные песчаники и другие фации) с раковинной ископаемой фауной. Исторически сложилось так, что раковинные толщи ордовика и силура с трилобитами и брахиоподами были расчленены и изучены раньше граптолитовых, и большинство серий первоначально выделено в разрезах, охарактеризованных бентосом (напомним, что термин *series* в русской литературе обычно переводится как «отдел», но в данном случае наименования британских серий принимаются у нас как ярусные). Объемы этих серий в XX в. были постепенно уточнены и стандартизованы на основе стратотипов, частично переизбранных в граптолитовых разрезах, однако «британский стандарт» ордовика не считается общемировым и в настоящее время пересматривается на международном уровне.

Ордовик Балтоскандии, как называют шельфовую область древней Европы, ныне известную по обнажениям на периферии Балтийского щита, более однороден по составу и также хорошо изучен. Главные его разрезы вскрываются в южной части Норвегии (грабен Осло), на юге Швеции и в Ленинградской области. Последовательность слоев здесь четко трансгрессивная, в основании повсеместен перерыв, тремадокские отложения включают песчаники и аргиллиты, которые вверх по разрезу сменяются существенно известняковой серией в составе всех трех отделов.

Третьим районом Европы, традиционно опорным для стратиграфии ордовика, является Пражская мульда Чехии, или Баррандиен. Здесь также наблюдается несогласие в основании тремадока — в этом случае угловое, а последовательность ордовика состоит из песчано-глинистых осадков мощностью до 1500 м, с трилобитами, частично граптолитами и бентосом всех отделов и ярусов вплоть до ашигилла.

Для стратиграфии ордовика территории бывшего СССР особенно важны отложения каледонид Казахстана, в которых представлены как шельфовые фации микроконтинентов и островных дуг, так и склоновые, вплоть до глубоководных, граувакковые и кремнисто-глинистые серии с разнообразным бентосом и планктоном.

Полные разрезы некоторых частей ордовикской системы сейчас хорошо известны на атлантическом побережье Канады (о. Ньюфаундленд) и в северо-восточном Китае. Детально изучена последовательность конодонтовых и граптолитовых зон на древних шельфах Северо-Американского и Австралийского континентов. Здесь разработаны и применяются региональные ярусные шкалы ордовика.

Подощва системы

Первоначально граница кембрия с ордовиком была установлена в 1879 г. Ч. Лэпвортом в округе Арениг-Бала (Великобритания) над сланцами тремадока и в подошве песчаников группы арениг. Однако такое положение подошвы ордовика, традиционное вплоть до последнего времени в британской стратиграфии, находилось в противоречии с четко выраженным трансгрессивным залеганием уже тремадокских отложений (в Прибалтике, Чехии и других регионах), которые к тому же отличаются от кембрийских появлением граптолитов и нового комплекса трилобитов. В результате фактически во всем мире сложилась практика отнесения тремадока к ордовику, и английские стратиграфы не сочли нужным твердо придерживаться приоритетного уровня границы систем в кровле тремадока (Харленд и др., 1985), тем более что и в самой Великобритании подошву ордовика иногда помещали в середине или в основании тремадока.

Более точное определение границы становится возможным в результате детального изучения зональной последовательности в пограничном интервале — прежде всего для конодонтов, трилобитов и граптолоидей (рис. 6).




Ярусы МСК и варианты граничных уровней	Конодонты	Трилобиты	Граптолоидеи
Тремадоковский	<i>Drepanoistodus deltifer</i>		<i>Rhabdinopora flabelliforme</i>
	<i>Cordylodus angulatus</i>		
	<i>C. lindstromi</i> , <i>Iapetognatus</i> 	Церагопигидные формы (<i>Hysterolenus</i> и др.)	
	<i>C. intermedius</i> 		
2	<i>C. proavus</i> 		
1	<i>C. primitivus</i>	<i>Lotagnostus</i>	
3			
Аксайский			

Рис. 6. Некоторые биостратиграфические уровни вблизи нижней границы ордовика. Схематически изображены некоторые виды рода *Cordylodus* (сильно увеличено).

Обсуждаются три варианта международного стандарта подошвы ордовика (цифры слева). Официально в стратотипической шкале СССР был принят вариант 1. Этот вариант помещает границу в подошву конодонтовой шкалы *Cordylodus proavus*, которая выделена внутри эволюционного ряда *Cordylodus*, ведущего свое происхождение из позднего кембрия. Появление в этом ряду вида *C. proavus* — не очень четкое событие; тем не менее эта граница пользуется широким признанием, так как лучше всего, по-видимому, отражает уровень обновления морской фауны в начале ордовика. Ей соответствует, в частности, и момент появления тремадокского комплекса трилобитов и конодонтов. Что касается первых граптолоидей, то возникновение *Rhabdinopora flabelliforme* (раньше этот вид включался в род *Dictyonema*) хотя и определяет подошву тремадока в британском стратотипе, но может оказаться более ранним в других разрезах. Вариант 2 также основан на использовании одного из рубежей конодонтовой шкалы, корреляционное значение которого определяется еще и появлением вблизи него (одновременно во всем мире?) планктонных или нематофорных граптолитов. Он рекомендован в 1985–1988 гг. Международной рабочей группой по границе кембрия и ордовика. Наконец, самый нижний из обсуждаемых вариантов (3) помещает подошву ордовика в начало родовой зоны *Cordylodus*; в этом случае ордовик будет включать часть трилобитовой последовательности (с *Lotagnostus* и др.), традиционно считающейся верхнекембрийской.

Для корреляции пограничных отложений кембрия—ордовика, кроме событий чисто биотических, теперь используются и следы некоторых физических явлений: в частности, событие *Lanc Ranch*, которое выражается мировой регрессией, вызванной, вероятно, похолоданием и оледенениями, с последующей устойчивой трансгрессией. Это событие относится к середине зоны *Cordylodus primitivus* (см. рис. 6).

Фиксация границы кембрий/ордовик возможна в непрерывном глинисто-известняковом разрезе Батырбай (хр. Малый Каратау, Казахстан). Другим возможным стандартом является сходный, но, вероятно, не столь полный разрез западной части о. Ньюфаундленд (Канада). Обсуждается также возможность принятия стандартного уровня границы в одном из разрезов Китая.

Деление ордовикской системы

В стратотипическом регионе (Великобритания) первоначально использовалось двухчленное деление ордовика (серии арениг и бала А. Седжвика); сейчас здесь, а также в Северной Америке чаще выделяют три подсистемы, в том числе с различными для каждой региональными названиями, причем границы их не согласованы (табл. 4). Современная (1995 г.) стратиграфическая шкала Великобритании предусматривает пять отделов (*series*), принятых в русском варианте как ярусы.

Стратиграфическая шкала СССР и России традиционно следовала британскому стандарту, но более постоянно держалась трехчленного деления ордовика. Первая официально принятая шкала (1962 г.) установила подошву среднего ордовика в основании лланвирна, а кровлю — внутри карадока. Неудобство, вызванное положением карадока одновременно в двух отделах, стало одной из причин пересмотра общей схемы членения ордовика, и с 1975 г. объем верхнего ордовика в СССР был уменьшен до одного лишь ашгиллского яруса.

Позже обсуждалась идея о предпочтительности сохранения в ордовике двух отделов, с границей в основании лландейло (подошва граптолитовой зоны *Glyptograptus*

teretiusculus). Доводы в ее пользу — отчетливая смена комплексов граптолитов и трилобитов на этом рубеже, появление кораллов, а также геологические события в некоторых будущих каледонских складчатых поясах, особенно в Казахстане, которые обусловили смену шельфовых карбонатных и пелагических глинисто-кремнистых фаций флишем, олистостромами и молассаами второй половины ордовика. Этот вариант поддержали некоторые русскоязычные (М. К. Аполлонов, Х. С. Розман) и английские специалисты по ордовику; последние, естественно, говорили о подсистемах. Абсолютная длительность раннего и позднего ордовика при этом была бы близкой, тогда как поздний ордовик в объеме ашгилла очень короток.

Таблица 4. Основные варианты границ между отделами (подсистемами) ордовика

Отдел (подсистема) по решению Международной подкомиссии, 1996	Ярус (МСК СССР, 1975)	Отделы (подсистемы) региональных схем					
		МСК, 1962	МСК, 1975	Харленд, Коке, 1982	Соврем. северо-америк. шкала	Коун, Бассет, 1989	Аполлонов, 1992
Верхний	Ашгилл	Верхний	Верхний	Верхний (бала)	Цинцианнат	Верхний	Верхний
	Карадок	Средний	Средний	Средний	Шамплейн (вайтрок)		
Средний	Лландейло					?	Нижний
	Ллапвири						
Нижний	Арениг	Нижний	Нижний	Нижний	Кападий (ибексий)	Нижний	
	Тремадок						

Тем не менее трехчленное деление одобрено в 1996 г. Международной подкомиссией по ордовикской системе. Но в качестве подошвы среднего отдела избран другой уровень — основание конодонтовой зоны *Trypodus laevis*, а подошвой верхнего ордовика, согласно этому решению, стало основание граптолитовой зоны *Nemagraptus gracilis*. Граничные уровни в конкретных разрезах (лимитотипы) пока что не утверждены. Этот новый вариант, как видно из табл. 4, резко расходится со схемой МСК СССР—России 1975 г.

Ярусная шкала

Ярусы ордовика, принятые до сих пор и в российской стратиграфической шкале, имеют британские наименования (см. табл. 4) и выделены первоначально в качестве серий конкретных отложений осадочного или вулканогенного состава. Они вскрыты в различных местностях и, как выяснилось в ходе их последующей корреляции, частично перекрывают друг друга по возрасту или образуют незаполненные интервалы (рис. 7). Поэтому ярусная шкала долгое время совершенствовалась путем перехода на стандартную биостратиграфическую основу (последовательность строго определенных, в основном граптолитовых зон), с выбором граничных уровней в конкретных разрезах (табл. 5).

Тремадокский ярус (*Tremadok*, тремадок) выделен А. Седжвиком у г. Тремадок в Северном Уэльсе и первоначально включен в кембрийскую систему. В стратотипе это

Объем исторических стратотипов британских серий и ярусов

Британские граптолитовые зоны и серии (=отделы) (по Форти, 1995)

Отделы и ярусы МСК, 1977

Серии (отделы) североамерикан. шкалы (Свит, Харрис и др., 1995)

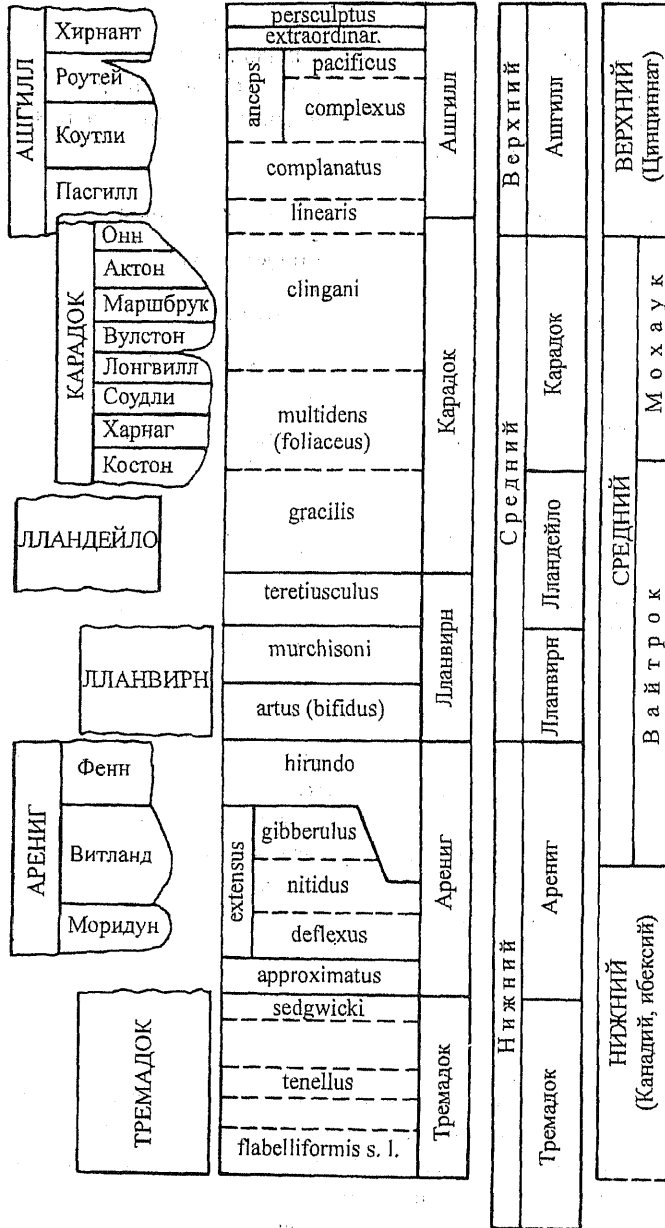


Рис. 7. Сопоставление британских подразделений ордовика с последовательностью зон по граптолитам и некоторыми другими шкалами.

глинистые сланцы с трилобитами, в нижней части содержащие также *Rhabdinopora* (*Dictyonema*), хотя эти первые бентонные граптолоидеи появляются уже в подстилающих слоях кембрийской системы. Верхний тремадок охарактеризован плавающими (нематофорными) граптолитами зоны *Clonograptus tenellus*, однако находки эти сделаны за пределами стратотипа яруса. Поскольку подошва ордовикской системы в 1996 г. принята, путем международного согласования, в середине тремадока, дальнейшее применение этого ярусного названия оказывается под вопросом. Отметим, что слои с *Rhabdinopora flabelliformis* («диктионемовые»), отвечающие пакерортскому горизонту Прибалтики или нижнему тремадоку, теперь должны считаться верхнекембрийскими.

Арениг (*Arenig*) в первоначальном своем объеме (Седжвик, 1852 г.: разрез Арениг—Бала в Северном Уэльсе) представлен серией вулканитов, граувакк и глинистых сланцев, с перерывом налегающей на тремадок. Позже выяснилось, что верхняя часть этой серии параллельна с лландейло, и в современном варианте арениг сокращен до нижней части исторического стратотипа. Арениг включает до пяти граптолитовых зон, но их последовательность установлена не в стратотипической местности, разрез которой неполон, а главным образом в Озерном округе на севере Англии. Британский региональный стандарт аренига включает три «яруса» (см. рис. 7). Подошва аренига повсеместно проводится в основании граптолитовой зоны *Tetragraptus approximatus*, которому отвечает заметное обновление комплекса граптолитов. Однако само применение этого ярусного названия сейчас проблематично, так как принятая в 1996 г. граница нижнего и среднего ордовика делит арениг посередине (см. табл. 4). Она проходит по уровню появления конодонтов зоны *Baltoniodus triangularis*, которая начинается в подошве воховского горизонта Прибалтики или несколько ниже.

Лланвирн (*Llanvirn*) включает отложения, которые были первоначально отнесены к аренигу или лландейло. Название это впервые употребил Хиккс (*Hicks*) в 1875 г. для темных сланцев с вулканическими пачками, согласно перекрывающих арениг у г. Сент-Дэвидс в Южном Уэльсе и отвечающих низам выделенных ранее лландейлских отложений. Целесообразность выделения лланвирнского яруса постоянно оставалась под вопросом, в стратиграфических схемах по территории СССР его аналоги включались и в арениг, и в лландейло, а в схеме 1975 г. было принято понимание объема лланвирна в составе двух граптолитовых зон — *Didymograptus bifidus* (= *artus*) и *D. murchisoni*. Лланвирн современной (1995 г.) британской шкалы включает, кроме того, и вышележащую зону *Glyptograptus teretiusculus* (см. рис. 7), ликвидируя тем самым лландейлский ярус. Из-за провинциальных различий в составе граптолитов и других ископаемых все эти зоны прослеживаются не вполне уверенно.

Лландейло (*Llandeilo*) вместе с карадоком — старейшие ярусы нынешней ордовикской шкалы: они выделены Р. Мурчисоном в 1839 г. в Южном Уэльсе. Стратотип лландейло состоит из «плитняков» — известняков и песчаников с остатками бентоса, налегающих несогласно на кембрийские терригенные породы. Известняки лландейло здесь содержат ископаемую ассоциацию трилобитов, однако к настоящему времени объем этого яруса определяется через граптолитовые зоны. Первоначально, при выделении лландейлской «серии», к ней была отнесена обособленная в других разрезах зона *Glyptograptus teretiusculus*; однако дальнейшая корреляция показала, что исторический стратотип лландейло отвечает лишь верхам этой зоны, а в основном — вышележащей зоне *Nemagraptus gracilis*. Обе названные зоны и образуют объем лландейлского яруса, принятый в шкале МСК СССР 1978 г. Они широко прослежены в других регионах

мира, хотя далеко не повсеместно. Отечественные стратиграфы нередко подчеркивают значительное обновление комплексов граптолитов в подошве зоны *teretiusculus* и даже предлагают этот уровень в качестве подошвы верхнего ордовика при двучленном варианте деления системы (см. выше). Однако в последнем британском варианте шкалы ордовика (1995 г.) лландейльская серия понижена в ранге до яруса (*stage*) и составляет, в объеме зоны *teretiusculus*, верхний лланвирн.

Международная подкомиссия по ордовикской системе в 1996 г. установила совершенно новое деление среднего ордовика на два яруса, верхний из которых назван дарривилльским. Это наименование взято из региональной шкалы Австралии, однако подошва нового яруса указана в одном из районов Китая. Данный уровень коррелируется по появлению граптолитов зоны *austrodentatus* и отвечает основанию кундаского горизонта Прибалтики (см. табл. 5). Как видно из таблицы, после введения дарривилльского яруса лланвирн и лландейло должны быть упразднены. Нижний ярус среднего ордовика пока (1998 г.) названия не получил.

Карадок (*Saradoc*) произведен от названия гряды Кер Карадок в британском Шропшире и представлен в этом районе, как и лландейло, раковинными карбонатно-песчанистыми отложениями, включающими, в частности, первые остатки кораллов. Традиционно карадокская серия делится на восемь местных «ярусов» (слоев) (см. рис. 7). Она с разрывом налегает на докембрий и сверху также отделена перерывом от лландовери (силур); в этом разрезе, следовательно, невозможно выбрать стандарт подошвы яруса, удовлетворяющий современным требованиям. В дальнейшем британские стратиграфы пересматривали объем карадокской серии, пытаясь определить его через последовательность граптолитовых зон Северного Уэльса и Южной Шотландии. Современная схема имеет в основании карадока уже упомянутую граптолитовую зону *gracilis*, аналоги которой входят в исторический стратотип лландейлского яруса. Подошва этой зоны в граптолитовых фациях является хорошо распознаваемым уровнем. В международном стандарте карадок, с подошвой на указанном уровне, становится нижним ярусом верхнего ордовика.

Объем отложений, сопоставлявшихся с карадоком, на территории бывшего Советского Союза также менялся, сейчас (1998 г.) он сокращен до двух граптолитовых зон британского карадока (см. табл. 5, рис. 7).

Ашгилл (*Ashgill*), последний ярус ордовика, обособлен позже других Д. Марром (*D. Marr*) в 1905 г. Первоначально объем этого яруса входил в серию бала А. Седжвика, выделенную в составе силура в широком смысле. Нижняя часть бала, как выяснилось, отвечает карадоку. Исторический стратотип ашгилла образуют известняки и известковистые аргиллиты с раковинной фауной (брахиоподы и др.). Здесь нет, по-видимому, ни граптолитов, ни конодонтов. В настоящее время подошва британского ашгилла проводится в разрезах северной части Англии и юга Шотландии, где имеется непрерывная последовательность граптолитовых сланцев, по появлению граптолитов зоны *Dicellograptus complanatus*, тогда как в шкале МСК 1976 г. для СССР—России ашгилл включает и подстилающую зону *linearis* (см. выше). Зоны британского ашгилла (см. рис. 7) плохо сопоставляются с его же «ярусами» (горизонтами). Лишь верхний из них, хирнантский, может коррелироваться более широко по присущим ему следам глобальной регрессии, связанной с похолоданием и оледенением. В мировом стандарте ашгиллский ярус, по-видимому, сохранится, однако положение его подошвы еще обсуждается.

Как видно из перечисленных сведений, ярусная шкала ордовика еще далека от стандартизации и строгое определение ее граничных точек лишь только начато. Перечень

Таблица 5. Общая шкала ордовикской системы и региональные подразделения северо-запада Русской платформы

Общая шкала			Биостратиграфический зональный стандарт по граптолитам (Постановления МСК..., 1977; Williams c. a., 1972; Williams, 1988)	Зональная шкала Русской платформы			
Система	Отдел	Ярус		Горизонт	Граптолиты (Кальо, Кивимаги, 1976; Ульет и др., 1982; Решения..., 1987)	Конодонты (Решения..., 1987)	
Ордовикская	Верхний	Ашшолский	Glyptograptus persculptus	Поркуни-ский	?	?	
			Climacograptus (?) extraordinarius				
			Dicellograptus anceps	Пиргуский	Climacograptus supernus	Amorphognathodus ordovicicus	
			Paraorthograptus pacificus Dicellograptus complexus				
			Dicellograptus complanatus				
	Средний	Карголомский	Pleurograptus linearis	Вормей-ский Набалас-ский	?		
			Dicranograptus clingani	Раквер-ский	Dicranograptus clingani	A. superbus	
				Овдлу-ский	?		
				Кейлаский			
		Диплогрaptus multidentis	Climacograptus wilsoni	Ижви-ский	Слой с Amphlexograptus fallax		
			C. peltifer	Идавере-ский	?	A. tvaerensis	
		Ландей-дский	Дарривильский	Nemagraptus gracilis	Кукрузе-ский	Orthograptus uplandicus	Pygodus
				Glyptograptus teretiusculus	Ухакуский	Gymnograptus linnaeoni	P. anserinus
				Didymograptus murchisoni	Ласнамя-гский	Climacograptus distichus	P. serra
					Азерский	Didymograptus geminus	Eoplacognathus suecicus
	D. "bifidus"			Кундаский	D. parkianus		
	Нижний	Аренский	Expansograptus hirundo	Волхов-ский	Expansograptus hirundo	Microozarkodina parva	
						Biltoniodus navis	
						B. triangularis	
			Expansograptus extensus	Латорп-ский	Phyllograptus angustifolius elongatus	Oepikodus evae	
					P. densus		
					Expansograptus balticus		
		Paratetragraptus approximalis		Tetragraptus phyllograptoides	Prioniodus elegans		
				Paraoistodus proteus			
Тремелокский			?	Варангу-ский	Clonograptus и Didymograptus	Drepanoistodus deltifera	
						Cordylodus angulatus	
			Clonograptus tenellus Rhabdinopora flabelliformis	Пакерорт-ский	Rhabdinopora flabelliformis s.l.	C. lindstromi C. intermedius	

Примечание. Цифрами показаны уровни подошвы отделов, согласно рекомендации Международной подкомиссии по ордовикской системе, 1996 г.: 1 — нижнего ордовика, 2 — среднего и 3 — верхнего.

названий ярусов (серий, в британской шкале) остается длительное время стабильным для европейских стран и широко применяется, в том числе официально (постановление МСК 1975 г.), на бывшей территории СССР, хотя понимание объема ярусов менялось неоднократно и самым радикальным образом. Это создает понятные трудности при пользовании как иностранной, так и отечественной литературой по ордовику, тем более что в ряде стран — Австралии, Китае, а также в Северной Америке — приняты другие варианты ярусного деления. По мере улучшения корреляции между национальными и региональными шкалами, которая сейчас быстро продвигается вперед благодаря изучению особенно граптолитов и конодонтов ордовика, становится возможным построение общемировой ярусной шкалы. Однако следует быть готовыми к тому, что эта шкала будет сильно отличаться от привычной для нас последовательности.

Биостратиграфическая характеристика

Использование ярусной шкалы ордовика возможно сейчас главным образом на основе зональной последовательности по граптолитам, которая включает до 20 зон. Для ордовикских граптолитов по сравнению с силурийскими характерна большая палеогеографическая обособленность. Она несколько уменьшается начиная с лландейло. Провинциализм граптолитовых фаун, а также сам факт появления граптолитов в тремадоке и существенная смена их комплексов на границе с силуром служат аргументами для обоснования самостоятельности ордовикской системы.

Конодонты в последнее время стали для ордовика группой ископаемых не менее важной, чем граптолиты: точность и дробность корреляции по конодонтам для отложенных тремадока—лландейло местами даже превышает возможности граптолитов, поскольку конодонты встречаются в более широком спектре фаций. По конодонтам возможно подразделение ордовика на 15–20 стандартных зон. Трудности связаны с довольно сильными провинциальными различиями в составе конодонтовых комплексов. Границы зон по граптолитам и конодонтам расходятся местами значительно. Иногда, особенно в карадоке и ашгилле, их соотношение недостаточно ясно.

Дробные зональные схемы, составленные по трилобитам, имеют главным образом региональное значение. Бентосные группы ископаемых (брахиоподы, в верхнем ордовике — кораллы) также местами используются для внутрирегиональных корреляций, однако их эволюция в мировом масштабе позволяет проводить лишь грубое членение системы, а границы соответствующих этапов нечеткие.

В последнее время имеются успехи в применении для корреляции ордовика некоторых групп микропланктона (особенно хитинозои), что позволяет иногда датировать ранее немые терригенные серии, хотя и достаточно грубо.

Радиолярии в ордовике представляли важнейшую группу планктона: они встречаются в массовом количестве как в карбонатных осадках шельфов, так и в силицитах, причем в кремнистых породах могут быть единственной группой ископаемых. На нынешней стадии изученности с помощью радиолярий можно определять отделы ордовика.

Радиоизотопная хронология

В различных вариантах геохронологических шкал, опубликованных за 80-е годы на основе пересмотра радиоизотопных определений, начало ордовикского периода имеет

датировки от 495 до 510 млн. лет, с возможной ошибкой до 10 млн. лет. После пересмотра возраста кембрийской системы (см. выше) наметилась, однако, тенденция считать подошву ордовика более молодой, помещая ее на уровне около 490 млн. лет. Общая продолжительность ордовикского периода оценивается в 50–55, иногда до 70 млн. лет, из которых ранняя эпоха (тремадок — арениг) занимает 30–40 млн. лет, а поздняя, если включить в нее только ашгилл, лишь 8–10 млн. лет.

Определение возраста офиолитов из нижнего аренига Шотландии в 478 млн. лет (хотя и с возможной ошибкой до 8 млн. лет) позволяет допускать большую длительность тремадокского века, около 20 млн. лет; напомним, впрочем, что нижний тремадок последними международными решениями включен в кембрий. Более высоко оценивается точность определения возраста подошвы среднего ордовика (в классическом варианте деления) по лланвирнским риолитам из Канады — 473 млн. лет, а также подошвы лландейло по вулканическим пеплам из стратотипического разреза — 464 млн. лет. Хорошим средством корреляции являются в отложениях ордовика прослой бентонитов — глинистых пород, образующихся при разрушении вулканических пеплов. Так, известен «большой бентонит» середины карадока, с возрастом около 454 млн. лет, который возник, по-видимому, в результате катастрофического извержения, сопровождавшегося выпадом пеплов по обеим сторонам Палеоатлантики.

Имеются проверенные данные о возрасте рубежа ордовик/силур — около 440 млн. лет.

Палеомагнитные данные

Отложения тремадока — лландейло характеризуются преобладанием обратной полярности. Наиболее частая смена полярности установлена близ основания карадока британской шкалы. Карадок-ашгиллские отложения имеют в основном прямое (современное) направление остаточной намагниченности. Общемировая шкала инверсий магнитного поля для ордовика еще не получена.

Заключение

Объективная целостность ордовикской системы относительна. Начало ордовикского периода обосновано главным образом биотической перестройкой, занявшей время с конца кембрия до начала аренига и включавшей появление конодонтов, граптолитов, смену комплекса трилобитов в течение тремадока, а также другие аналогичные изменения. Перестройка морских сообществ в конце ордовика, на общем фоне их эволюции, более внезапна и резка, чем в начале, и связана с ашгиллской регрессией, по-видимому, гляциоэвстатической по природе. Ордовикский период включает ледниковые и горообразовательные события, которые создают существенные различия между отложениями даже открытых морей разных регионов и провинций, а следовательно, и объективные трудности для их корреляции с помощью единого мирового зонального стандарта и для выработки глобальной стратиграфической шкалы. При этом крупные седиментационные циклы далеко не совпадают с рамками ордовикского периода: на большинстве континентов они либо раньше начинаются (Северная Америка, Китай), либо позже заканчиваются (Восточная Европа, Сибирь и др.). Поэтому отчетливая, широкорегиональная трансгрессия тремадокского века и столь же повсеместная регрессия в ашгилле составляют удобные временные рамки для ордовикской системы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 *Ковалевский О. П., Цай Д. Т.* Ордовикская система // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М., 1991.
- 2 *Никитин И. Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. 1. Стратиграфия. Алма-Ата, 1972.
- 3 *Никитин И. Ф.* Ордовик // Стратиграфия и палеонтология древнейшего фанерозоя. М., 1984.
- 4 *Чугаева М. Н.* Граница кембрия и ордовика // Границы геологических систем. М., 1976.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

После того как Р. Мурчисон установил силурийскую систему в 1839 г., ее объем, как мы видели, неоднократно менялся. Первоначально силур включал в разрезах Уэльса последовательность отложений от лландейло до лудлова; затем Р. Мурчисон расширил его объем настолько, что в составе нижнего силура оказались частично даже кембрийские отложения, интервал лландовери—лудлов стал им приниматься в качестве верхнего силура (1859 г.). Позже, в результате разрешения «кембрийского конфликта», утвердилось понимание силурийской системы как отложений от аренига до лудлова включительно (Ч. Ляйелль, 1865 г.), которое фактически закрепилось после IV сессии МГК в Лондоне (1888 г.) и просуществовало вплоть до середины XX в.

Однако еще раньше, в 1879 г., Ч. Лэпворт, исходя из сформировавшихся уже представлений об этапности в истории раннепалеозойских фаун, предложил считать нижний силур Р. Мурчисона отдельной, ордовикской, системой. Принимая ту же схему, О. Лаппаран (A. Lapparent) в 1893 г. назвал силур в его урезанном объеме готландием (по о. Готланд в Балтийском море, где карбонатный силур представлен довольно полным разрезом). Термин «готландий», применение которого было вполне оправдано в номенклатурном отношении, тем не менее не прижился, так как это означало бы полную утрату привычного названия «силур». По решению XXI сессии МГК (1960 г.) силурийская система утвердилась в сокращенном объеме, равном мурчисоновскому верхнему силуру.

Основные опорные разрезы

В пределах Великобритании силур вскрывается в Уэльсе, где его разрез состоит из алевроит-глинистых осадков и известняков, представлявших некогда шельфовую последовательность небольшого докембрийского континентального массива (Авалонии). Они слабо деформированы, не метаморфизованы и довольно богаты морскими ископаемыми. Более мощные глинистые и песчано-глинистые серии, образованные, вероятно, на склоне этого массива, обнажаются сейчас севернее, в Озерном округе и на юге Шотландии: они местами сложно смяты и метаморфизованы в результате позднекаледонской коллизии. Верхняя часть силура Уэльса, описанная Р. Мурчисоном как «тайлстоун» (черепичный камень), а позднее названная даунтонской серией, носит регрессивный характер и является переходной к лагунно-континентальным красноцветным отложениям девона. В ее основании находится известный «лудловский костеносный слой» (Ludlow Bone Bed) известковистых песчаников и алевролитов с остатками рыб, раковинами брахиопод и моллюсков. Его подошва, отражающая небольшой перерыв, длительное время принималась английскими геологами в качестве границы силура с девоном.

Силурийский разрез Уэльса (рис. 8) дает достаточно хорошее представление о морских фаунах всей системы, кроме верхней ее части, в граптолитовых и раковинных фациях, что позволило с самого начала успешно коррелировать разрезы обширных территорий древней Лавразии с британским стандартом силура. К настоящему времени для общемировой корреляции используется уточненная шкала, стандартизованная путем выбора граничных точек в граптолитовых сланцевых сериях Великобритании.

Поскольку силурийские фаунистические сообщества занимают (в одинаковых фациях) широкие ареалы, а основные граптолитовые ассоциации имеют даже почти пла-

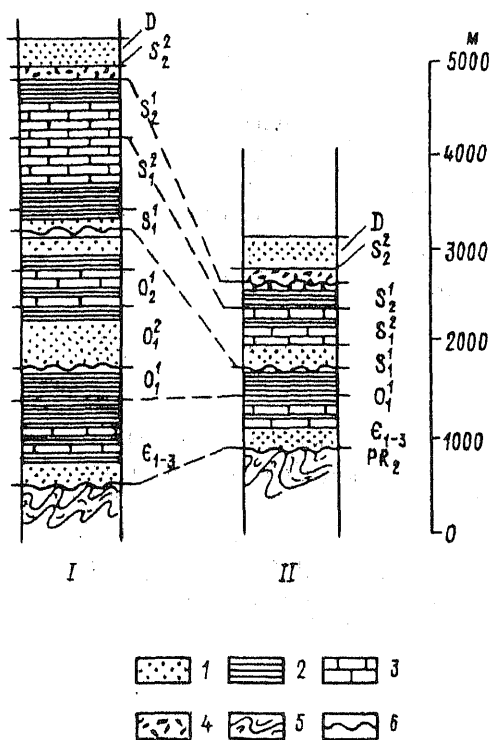


Рис. 8. Силурийские отложения в составе стратиграфического разреза нижнего палеозоя Уэльса и Шропшира (по Г. П. Леонову, 1985).

I — Восточный Уэльс; II — Мальвернские холмы.
 1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — известняки; 4 — песчанистые сланцы с прослоями костяной брекчии; 5 — гнейсы и кристаллические сланцы; 6 — перерывы в разрезе и несогласия.

тами стали известны по буровым скважинам в Германии, Польше и Южной Прибалтике, где они отвечают глубокой части шельфа и склону Восточно-Европейского древнего континента. Переход от сланцев к известнякам и (в верхней части) доломитам прослежен и хорошо изучен в более северных районах (Латвия и Эстония), что позволило увязать региональные горизонты и слои Балтоскандии с граптолитовыми стандартными зонами и общей шкалой силура. В результате построение системы стратиграфических подразделений этого региона достигло высокой степени точности и завершенности, образцовой для палеозойских отложений.

Соотношение раковинных и граптолитовых фаций силура изучено, хотя и не столь детально, еще в нескольких районах мира. К ним относятся древняя континентальная окраина Северной Африки (Антиатлас, Алжирская Сахара) и отторгнутые от нее блоки (Сардиния, Карнийские Альпы); восточная окраина Европы (западная часть Урала, Пай-Хой, Тагильская зона); краевые части Северо-Американского континента (п-ов Гаспе, Аппалачи, Невада, верховья р. Юкон) и другие территории. Опорные разрезы

нетарное распространение. Можно считать, что опорные разрезы других регионов используются прежде всего для перехода от глобальной шкалы к региональным схемам. Это возможно благодаря переслаиваниям и латеральной связи граптолитовых серий с карбонатными и песчанистыми. Такие сопоставления успешно и детально проведены в нескольких районах, главным образом северных континентов.

Силур Чехии, включающий стратотипы верхней части системы, известен со времени исследований И. Барранда в Пражском синклиории (1846—1882 гг.). Разрез силура здесь также носит в целом регрессивный характер: слагающие его в нижней части литенские сланцы (ландовери—венлок) вверху постепенно вытесняются известняками, которые описывались под названием буднейских; местами и они замещаются сланцами или глинисто-карбонатными породами, внизу копанинскими (верхний венлок—лудлов), а вверху пржидольскими (табл. 6). Границы пржидольских сланцев сейчас стандартизованы в качестве кровли и подошвы пржидольского яруса общей шкалы.

Полные разрезы силурийской системы в сланцевых фациях с граптоли-

Таблица 6. Сопоставление стратиграфических подразделений ряда опорных разрезов силурийской системы

Общая шкала			Горизонты, слои, серии				
			Северо-запад Русской платформы (Эстония)	Западная Украина	Чехия (Баррандиен)	Великобритания (Уэльс, Шропшир)	
Отдел	Ярус	Подъярус					
Верхний	Прижидольск.		Охесааре	Скальский	Пржилоли	Даунтон	
			Каугатума				
	Лудловский	Лудфорд		Курсааре	Копанина	Будниан	Лудловская кость, брекчия
			Горст	Паадла			
				Ротсикюла			Линтуордин
				Яагараху			Бринджвуд
			Яани	Китайгородский		Элтон	
Нижний	Вентокский	Гомер	Ротсикюла			Уинлокский известняк	
		Шейнвуд	Яагараху				
	Лландоверийск.	Телич	Адавере		Литен		Уинлокский сланец
		Аэрон	Райкюла				
	Руддан	Юуру				Лландовери	

силура с преобладанием известняков имеются, кроме Северной Прибалтики, также на Украине (бассейн Днестра), Сибирской платформе (р. Мойеро), Южном Тянь-Шане, а также в Северной Америке (Нью-Йорк—Онтарио), юго-восточной части Австралии. Однако их бентосная фауна различается довольно сильно и прямая корреляция региональных стратиграфических систем возможна лишь по некоторым космополитным формам.

Подшова системы

Первоначально подошва силура была установлена в нескольких разрезах, и эти уровни оказались в дальнейшем не вполне синхронными. Ч. Лэлворт в 1879 г. определил ее в основании нижнего лландовери Уэльса, считая эту границу одновозрастной с подошвой «этажа D» Чехии, установленного И. Баррандом (этаж D в основном отвечает позднее выделенным литенским сланцам). С другой стороны, при описании верхнего, ашгиллского, яруса ордовика в 1907 г. его граница с силуром была проведена в кровле так называемого хирнантского известняка, с брахиоподами комплекса *Hirnantia* и трилобитами зоны *Dalmanitina mucronata*.

Более детальные стратиграфические исследования во второй половине XX в. привели к необходимости избрать стратотип подошвы силура в монофациальном сланцевом разрезе с непрерывной последовательностью граптолитовых зон. Такой разрез удалось обнаружить в Южной Шотландии (область Моффат) — он известен под названием Добс Линн (рис. 9). В начале 70-х годов британские стратиграфы поместили границу ордовик/силур в основание прослеженной здесь зоны *Glyptograptus persculptus*, которая тогда сопоставлялась с нижними слоями стратотипа лландовери в Уэльсе. Вслед за ними аналогичное «временное» решение принял МСК СССР (1975 г.), отменив установленный им же ранее (1962 г.) другой граничный уровень — в кровле зоны *G. persculptus*.

Это решение, однако, подверглось критике. Во-первых, *G. persculptus* удалось найти в типовом разрезе лландовери, но лишь ниже базальных слоев давно установленного объема этого яруса, т. е. еще в верхнем ордовике. Во-вторых, те же граптолиты стали обнаруживать в Британии вместе с брахиоподами рода *Hirnantia* и другими родами, составляющими хирнантский комплекс ашгилла. Совместное нахождение *Hirnantia* и *Glyptograptus persculptus* обнаружилось также в Казахстане, в улькунтауском горизонте Чу-Илийских гор — этот горизонт традиционно помещался в кровлю ордовика. Его трилобито-брахиоподовая фауна, широко распространенная в Северной Евразии (слои поркуни Эстонии, арчалыкские слои Южного Тянь-Шаня, аппалачский комплекс Северной Америки и т. д.), хорошо коррелируется с верхнеордовикскими «слоями 5b» Норвегии — известковистыми песчаниками, описанными в грабене Осло. Для слоев 5b и их аналогов характерен переходный комплекс раковинной фауны и кораллов, в основном ордовикский по составу, но с некоторыми впервые появляющимися силурийскими элементами (брахиоподы *Proconchidium*, начинающие историю надсемейства *Pentameracea*; кораллы *Mesofavosites* и др.). Наконец, большинство специалистов по граптолитам

сошлись на мнении, что более резкий рубеж в истории этой группы, связанный с широким расселением типичных для силура монографтид, приходится не на подошву зоны *persculptus*, а располагается выше, в начале зоны *Akidograptus acuminatus*.

Таким образом, дискуссионный стратиграфический интервал охватывал приблизительно граптолитовую зону *Glyptograptus persculptus* и ее аналоги в карбонатных разрезах, содержащие комплекс ископаемых переходного состава между традици-

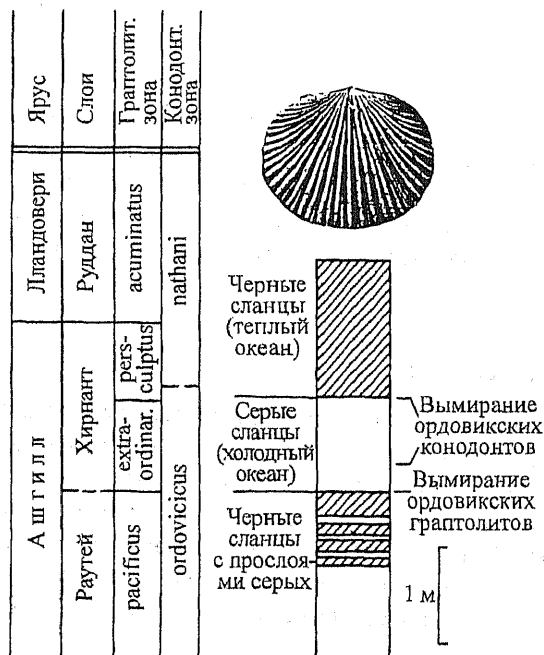


Рис. 9. Стратиграфическая колонка пограничного ордовик-силурийского интервала в стратотипическом разрезе Добс Линн (Шотландия) и события, связанные с отложением переходных слоев (по Х. А. Армстронгу, 1985, с упрощениями).

Изображена створка брахиоподы *Hirnantia sp.* из слоев поркуни Северной Эстонии (Л. Хинте, 1975), аналога хирнантского «яруса».

онно ордовикским и настоящим силурийским. Потребовалось решение об уровне границы, формальное по существу, но удовлетворяющее традиции и в то же время наиболее приемлемое с точки зрения возможностей корреляции. Поскольку на данном уровне наилучшим корреляционным потенциалом обладают граптолиты, решающее слово осталось за специалистами именно по этой группе ископаемых, которые в конечном счете предпочли в качестве граничного уровня подошву зоны *acuminatus*. Выбранная ими граница утверждена XXVIII сессией МГК в 1984 г. и стандартизована в том же шотландском разрезе Добс Линн.

Несмотря на космополитное распространение группы *Akidograptus acuminatus*, граптолитовые серии в объеме верхнего ордовика — нижнего силура довольно редки и задача точной привязки границы ордовик/силур почти во всех разрезах мира решается путем более точного датирования иных событий, особенно появления новых форм в эволюционных рядах либо смены комплексов конодонтов, трилобитов, брахиопод, кораллов, головоногих и других групп ископаемых. Сейчас признается, что перед началом силура вымирание и сокращение разнообразия в большинстве фаунистических групп было весьма значительным, и это связывают с влиянием похолодания климата Земли и оледенением конца ордовика. Данные события начались уже в конце ашгилла (граптолитовая зона *extraordinarius*) и выразились в охлаждении Мирового океана и перестройке режима циркуляции океанских вод. Позднеашгилльская (хирнантская) фауна имела весьма широкое распространение, но была затем вытеснена вновь начавшимся потеплением и трансгрессией бедной кислородом воды на шельфы. Новая, силурийская морская биота сформировалась постепенно в течение раннего лландовери (руддана). Характерно при этом, что границы зон по конодонтам и по граптолитам близ основания силура не совпадают (см. рис. 9).

Деление силурийской системы

Введенное еще Р. Мурчисоном деление силура (верхнего) на три серии — лландовери, венлок и лудлов — явилось основой для трех отделов (точнее, *series*), часто используемых в англо-американской номенклатуре, где средним силуром и сейчас называют аналоги венлока. После введения в силур пржеидолия британская шкала, при сохранении в ней серий, состоит из двух подсистем (*subsystemes*), которые равны издавна принятым в России (СССР) двум отделам силурийской системы, и границей их считается основание лудлова. Таким образом, сохраняется несогласованность лишь в отношении ранга выделяемых подразделений, тогда как по существу деление силура на две части по основанию лудлова общепризнанно и отражает четко выраженную на этом рубеже трансгрессию, сопровождавшуюся сменой граптолитовых фаун.

Ярусная шкала

В стратиграфической схеме СССР—России силурийская система делится на четыре яруса, которые в британском стандарте называются сериями (отделами) и в свою очередь подразделяются на ярусы (*stage*). По существу эта схема полностью согласована и стандартизована (табл. 7). Границы всех ярусов и зон венлока—лудлова установлены в Англии с точным указанием лимитотипов (Харленд и др., 1985).

К содержанию табл. 7 остается добавить лишь некоторые сведения по истории применения ярусных наименований.

Таблица 7. Стандартная шкала стидура и некоторые рубежи эволюции граптолитов
(по Т. Н. Корень, 1986–1989 гг.)

Девон			
Пржидол.	Верхн.	uniformis	
		transgrediens – perneri	
		boučeki	
		lochkovensis	
		pfidoliensis – ultimus s. l.	
Лудлов	Луд-форд	formosus/spineus	
		kozłowskii – auriculatus	
	Горст	bohemicus/avercus	Bohemogr. bohemicus tenuis
		leintwardinensis	Saetograptus, Colonograptus, Neodiversograptus
		scanicus/chimaera	
		nilssoni/colonus	
Венлок	Гомер	ludensis – nassa	Вымирание раннесилурийских граптолитов
		lundgreni	
	Шейн-вуд	ellesae – rigidus	
		riccartonensis – centrifugus	
Лландовери	Телич	crenulata – griestoniensis	Monogr. spiralis
		crispus – turriculatus	
	Аэрон	sedgwicki – convolutus	Retiolites
		leptotheca – triangulatus	Rastrites, Petalograptus
	Руддан	cyphus – atavus	
		acuminatus	
Ашгилл		persculptus – extraordinarius	Вымирание ордовикских граптолитов
		supernus	

Лландовери (Llandovery) выделен в качестве серии Р. Мурчисоном в 1859 г. и в топотипической местности (Уэльс) представляет собой переслаивание граптолитовых сланцев с раковинными известняками. Его верхняя часть, которой примерно отвечает сейчас верхний телич, ранее была известна под названием «тараннон», которое употреблялось и в стратиграфических схемах СССР. До 1962 г. эти слои у нас включались в нижний венлок, исходя из появления в них первых циртографтид (ветвистых граптолитов), в целом характерных для венлока. Шесть стандартных зон лландовери четко различаются в сланцевых сериях Великобритании, Чехии, Южной Прибалтики, Южного Тянь-Шаня, северо-запада Сибирской платформы и других регионов, хотя местные особенности смены граптолитовых комплексов позволяют иногда коррелировать до 11–17 зон. Известняковый лландовери хорошо изучен в Эстонии, на склонах Тунгусской синеклизы, в Северной Америке.

Венлок (Wenlock; в более старой русскоязычной литературе — уинлок) в качестве названия серии введен Р. Мурчисоном еще ранее, в 1839 г., в объеме венлокского сланца и известняка; первоначально к ним присоединялся снизу и вулхопский известняк. В настоящее время объем венлока стандартизован путем выбора граничных точек в бри-

танских разрезах — для венлока в целом и отдельных его хроноподразделений. Корреляция этих единиц (шейнвуд, гомер) основана на их полном соответствии последовательности граптолитовых зон, число которых в британской и чешской схемах достигает 9–14, но в других регионах меньше. В мировом масштабе могут быть скоррелированы четыре зоны, по две в каждом ярусе (подъярусе, согласно шкале СССР—России). Началу венлока отвечает регрессия, возможно глобального масштаба, которую связывают с охлаждением климата и признаками оледенения в Гондване; она следует за максимумом трансгрессии в конце телича. Граптолитовые сланцы венлока редко обнаруживают полные разрезы, а в более мелководных сериях с донной фауной (кораллы, брахиоподы и др.) обычны регрессивные, в том числе лагунные, фации и перерывы. До 1962 г. в стратиграфической шкале СССР нижним венлоком считался современный верхний телич, а аналоги шейнвуда принимались в качестве среднего венлока. Впрочем, эти подразделения тогда могли сопоставляться лишь в граптолитовых толщах.

Лудлов (Ludlow) также первоначально обособлен при расчленении силурийской системы Р. Мурчисоном в 1839 г. и включает в стратотипической местности сланцы с граптолитами, которые сверху сменяются известняками (айместри); выше наблюдается регрессивный переход к лагунным слоям даунтона. После уточнения границ лудлова и пересмотра его внутреннего деления британскими авторами было принято двучленное строение лудловской серии, а начальные точки обеих ее частей, горста и лудфорда, выбраны и закреплены в последовательности граптолитовых сланцев Уэльса. Подошве лудлова соответствует широко проявленная трансгрессия, которая сопровождалась быстрым расселением нового и разнообразного комплекса монографтид. Нижнелудловские (горстийские) сланцы, подразделяемые на две или три зоны, распространены очень широко и легко коррелируются. Лудфордские отложения делятся на 2–4 граптолитовые зоны, последовательность которых недостаточно четко сопоставлена в разных регионах; в Великобритании (Уэльсе) присутствует лишь нижняя зона *leintwardinensis*. Аналоги верхнего лудфорда в граптолитовой фации, или зона *formosus/spineus*, на территории СССР первоначально включали в пржидольский ярус.

Пржидолий (пржидоли, *Přidoli*) приобрел статус яруса общей шкалы только с 1984 г., чему предшествовал длительный период уточнения корреляции пограничных отложений силура—девона и выбор граничной поверхности между системами (см. раздел о девонской системе). Ранее аналоги этого яруса в Великобритании обычно включались в даунтонскую серию и относились к девону, а в других странах описывались под региональными ярусными названиями (подлясский ярус Польши, скальский горизонт или ярус Подолии и др.). Название «даунтон» обладает историческим приоритетом, однако было отвергнуто Международной подкомиссией по стратиграфии силура, поскольку эта серия представлена мелководными и даже континентальными отложениями без граптолитов и конодонтов.

Стратотипическая пржидольская свита Чехии выделена из верхней части буднянских слоев и представлена граптолитовыми сланцами и плитняковыми известняками. Она содержит также остатки других планктонных и нектонных животных (остракоды, головоногие, мелкие двустворки, тонкостенные брахиоподы), реже бентоса. Подошва яруса выбрана в этом типе разреза и отвечает моменту появления новой ветви монографтид, составляющей характеристику зоны *Monograptus ultimus* — *M. parultimus*. Подразделение яруса на зоны (всего их 9) пока что возможно лишь в отдельных районах — Чехии, Польше, Германии, Прибалхашье и Средней Азии (Туркестано-Алай), где име-

ются более или менее полные сланцевые разрезы верхних горизонтов силура. Четыре зоны пражидолия считаются стандартными.

Биостратиграфическая характеристика

История силурийских граптолитов составляет основу зонального деления системы; это деление первоначально разработал Ч. Лэпворт в 1870–1900 гг., а в дальнейшем Г. Эллис и Э. Вуд в 1901–1918 гг. В 60–70-х годах XX в. британский зональный стандарт был расширен и уточнен, а также скоррелирован с последовательностью зон в других регионах и дополнен в своей верхней части, при этом общее число различаемых зон достигло 41. Зональный стандарт системы не означает простого использования биостратиграфических зон по граптолитам. Он предусматривает выбор ряда опорных уровней, которым соответствуют события появления и быстрого распространения новых граптолитовых фаун или отдельных видов-индексов. Такие уровни должны прослеживаться на многих континентах. Решением МСК для территории СССР был принят стандарт из 20 граптолитовых зон, предложенный Т. Н. Корень.

Силурийские граптолиты представлены в лландоверийском ярусе дипло- и монографтидами, с конца лландовери — только монографтидами. Максимальное разнообразие граптолитов приходится на лландовери и к концу силура резко снижается. Поздний силур отделен от раннего вымиранием граптолитов в конце венлока, когда остается лишь несколько родов с ограниченным числом видов, и последующей эволюционной их вспышкой в начале лудлова. Резкость этого рубежа примерно того же порядка, что и для начала силурийского периода. Венлокский комплекс отличается от лландоверийского распространением циртографтид: приход его на смену лландоверийскому оценивается как рубеж более низкого порядка. Отличие пражидольских граптолитов от лудловских еще меньше, а изменение состава на границе силура и девона происходит лишь на видовом уровне.

Конодонты в силуре встречаются как вместе с граптолитами, так и в более мелководных, чаще всего карбонатных, породах. Это создает перспективу для сопоставления разнофациальных отложений, которое трудно удается по граптолитам, редко встречающимся в известняках. Однако состав конодонтов различен в мелко- и глубоководных отложениях. Детальность расчленения силура по конодонтам пока что уступает граптолитовому зональному стандарту; общее число зон не превышает 12, и границы их обычно не совпадают с граптолитовыми. При этом, однако, некоторые зоны имеют очень широкое географическое распространение и корреляционные возможности силурийских конодонтов еще далеко не выяснены. Из других планктонных микрофоссилий важное значение могут приобрести хитинозои, которые встречаются в глинистых фациях совместно с граптолитами, а также в турбидитах (флише) и в мелководных осадках. На северо-западе Русской платформы силурийский разрез насчитывает до 25 местных зон по хитинозоям.

Ископаемый бентос силура более консервативен и, в частности, сравнительно мало меняет свой состав на границах отделов и ярусов. Брахиоподы в наиболее подробно изученных разрезах, например Прибалтики, образуют последовательность из 8–10 ассоциаций (местных биостратиграфических зон), которые, однако, сильно меняются по типам отложений и вместе с этими типами могут повторяться на разных уровнях одного разреза. Для межрегиональных сопоставлений более перспективны зональные схемы,

построенные на основе эволюции отдельных филетических линий брахиопод (*Pentameridae* и др.) в однотипных фациях. Те же особенности характерны для ассоциаций силурийских кораллов.

Схемы зонального расчленения силура некоторых регионов построены по остаткам позвоночных (рыбы, бесчелюстные, акантоды, телодонты) и по остракодам: ценность этих схем для более общей корреляции определяется тем, насколько они увязаны с граптолитовым стандартом. Изучение состава позвоночных, в частности, позволило сопоставить лагунные отложения даунтона и его аналогов с более открыто-морскими фациями верхов силура.

Радиоизотопная хронология

Определения изотопного возраста указывают на начало силурийского периода в интервале 438–418 млн. лет и конец между 410–400 млн. лет, причем последние варианты геохронологических шкал (Харленд и др., 1985, а также более новые) содержат датировки, близкие к наиболее древним цифрам в названных пределах. По мнению А. Г. Рублева (1995 г.), более достоверна цифра 440 млн. лет для начала периода и 421 млн. лет или несколько древнее для начала позднего силура, т. е. лудловского века. Реперных определений для последующих рубежей пока нет. Длительность периода оценивается скорее около 40 млн. лет. Если достоверна опорная точка с датировкой 428 млн. лет на границе лландоверийско-венлок (Харленд и др., 1985), то длительность лландоверийского века составляет 12 млн. лет, а венлокского — 9 млн. лет. Это в общем согласуется и со скоростью эволюции граптолитов в раннем силуре, о которой можно судить по числу подразделений зональной шкалы на один ярус.

Палеомагнитные данные

В силуре ориентировка магнитного поля Земли многократно менялась (см. табл. 1). По представлениям А. Н. Храмова, лландоверийский век завершает гиперзону преимущественно нормальной полярности. В дальнейшем наступает эпоха частых инверсий, что делает магнитную шкалу силура малопригодной для корреляций.

Заключение

Хроностратиграфия силурийской системы к настоящему времени разработана в большей мере, чем для какой-либо другой системы палеозоя. Благодаря однородной палеобиогеографической картине силурийского океана, широким трансгрессиям и почти глобальному распространению некоторых планктонных и нектонных животных, особенно граптолитов, удалось скоррелировать и определить несколько опорных временных уровней, составивших каркас силурийской шкалы.

Это обстоятельство особенно резко выявило закономерность: этапы геологической истории как самого силурийского периода, так и предшествующих и следующих за ним временных интервалов не могут быть основой хроностратиграфии. Наш взгляд на этапность, дискретность в развитии ряда событий зависит от критериев, положенных нами в основу оценки этапности. При этом и сам ход событий нуждается в независимом способе датировки, или «внешних часах», роль которых в данном случае сыграла эволюция граптолитов. Однако даже сами события этой эволюционной лестницы не

вполне отвечают по рангу принятым нами границам: так, преобразования систематического состава граптолитов на границе лландоверийского и венлокского ярусов и даже внутри лландовери оказываются не меньшими, чем на границе силура и девона, а перестройка вблизи ордовик-силурийской границы не превосходит по своему значению эволюционных рубежей внутри этих систем. Попытка привлечь к такому анализу другие группы ископаемых не помогает делу, поскольку нельзя изначально указать критерии для сравнения относительной значимости различных эволюционных линий (филумов) в общей истории биосферы. Оценка этапности становится еще более субъективной, когда привлекаются события собственно геологической истории: трансгрессии и регрессии, вспышки магматической активности, изменения климата, наконец разделение и столкновение континентов. Все эти изменения лишь косвенно, часто непредсказуемым образом отражаются в рубежах органической эволюции и столь же разнообразно влияют друг на друга.

Силурийский период в этой системе оценок является: 1) частью времени преобладающего сближения и столкновения континентальных масс (закрытие Палеоатлантики и др.), которое продолжалось примерно от середины ордовика до раннего девона; 2) начальным этапом глобального потепления климата после ордовикских оледенений (хотя, по другим данным, максимум похолодания приходится на середину силура). Отдельные трансгрессии, связанные с этим потеплением, могут служить событийными реперами хронологической шкалы, если их синхронность на разных материках будет в достаточной мере доказана биостратиграфически. Наконец, нет ни одной крупной систематической группы ископаемых, появление и исчезновение которой близко совпадали бы с границами силурийской системы.

Как и большинство других периодов фанерозоя, силурийский период представляет собой крупный отрезок геологического времени, обособление которого определяется традицией европейской стратиграфии и возможностью мировой корреляции его границ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Граница силура и девона и биостратиграфия силура. Л., 1978.
2. Елкин Е. А. Закономерности эволюции дехенеллид и биохронология силура и девона. М., 1983.
3. Кальо Д. Л. Силур // Стратиграфия и палеонтология древнейшего фанерозоя. М., 1984.
4. Корень Т. Н. Основные событийные уровни граптолитовой последовательности силура // Геология и палеонтология. Л., 1989.
5. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973. Гл. VII.
6. Розман Х. С. Граница ордовика и силура // Границы геологических систем. Л., 1976.
7. Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., 1965.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

История появления девонской системы в общей стратиграфической шкале (Р. Мурчисон и А. Седжвик, 1839 г.) и становления ее современного объема хорошо показывает зависимость структуры этой шкалы от ряда случайных, даже субъективных обстоятельств.

Девонские отложения Великобритании представлены двумя основными типами разрезов: 1) серией красноцветных песчанистых отложений, или «древнего красного песчаника» (Old Red sandstone), несогласно налегающей на каледонский фундамент, и 2) морскими песчано-глинистыми, редко известняковыми осадками девонской серии, образованными на склоне «континента Old Red» и сложно смятыми затем во время его герцинской коллизии. Древний песчаник первоначально объединялся с перекрывающими его согласно морскими и далее угленосными отложениями в каменноугольную систему (точнее, order — порядок) У. Д. Конибера (W. D. Conybeare) и У. Филлипса (W. Phillips, 1822 г.), что естественно с точки зрения истории тектонических движений палеозоя в этом регионе. Что же касается другого, морского типа разреза девона, вскрытого в юго-западной части Англии, то эти отложения, вместе с кульмской морской серией нижнего карбона, долгое время не имели верной корреляции.

Р. Мурчисон и А. Седжвик после расчленения каледонского этажа Уэльса на кембрий и силур склонны были рассматривать древние морские терригенные отложения как кембрийские, частично переходные в нижний силур. Именно так они оценили возраст девонской серии, которую в Девоншире картировал Де ля Беш (De la Beche, 1834 г.), первоначально в более широком объеме. Де ля Беш также считал девонскую серию досилурийской, однако помещал ее в колонке выше кульмской серии (нижний карбон, как выяснилось позже) с остатками наземных растений, что означало бы признание очень древнего возраста наземной флоры. Р. Мурчисон, исходя из своих данных об отсутствии растений в кембрии—силуре, выступил резко против и затем, работая вместе с А. Седжвиком, смог доказать докульмский (т. е. докаменноугольный) возраст девонской серии. В последующие годы (1835—1838) другие английские авторы (У. Бакленд, У. Лонсдейл) изучили морскую фауну редких известняковых прослоев в девонской серии, которая оказалась в общем промежуточной между силурийской и каменноугольной. Это привело Р. Мурчисона, а за ним и А. Седжвика к выводу о соответствии девонской серии древнему красному песчанику более северных районов Великобритании.

Движимые стремлением заполнить новой системой интервал между силуром и карбоном, Р. Мурчисон и А. Седжвик отправились в континентальную Европу и предприняли, в контакте с местными геологами, энергичные исследования известных в этом интервале отложений. Сначала они убедились в том, что девонской серии отвечают, хотя и представленные в иных фациях, существенно известняковые толщи Арденнско-Рейнской области, которые ныне относятся к среднему—верхнему девону. Затем, в результате поездки в Россию и уже после публикации описания девонской системы, Р. Мурчисон окончательно убедился в ее естественном характере: красноцветные отложения залегают здесь горизонтально между силурийскими известняками Прибалтики и известняковым карбоном Подмосковья, образуя хорошо обособленную серию.

Однако в результате девонская система получила фактически три разных стратотипа. Ее название произведено от серии терригенных морских отложений, сильно смятых,

не имеющих вскрытой подошвы, бедных ископаемыми остатками и связанных постепенным переходом с карбоном. Геоисторическая целостность девонской системы определяется опорой на древний красный песчаник Уэльса и Англии, который, наоборот, имеет четкую подошву (морские сероцветные слои кембрия—силура, или «древняя граувакка») и столь же четко ограничен сверху известняками нижнего карбона. Наконец, ее фаунистическая характеристика опиралась более всего на результаты изучения шельфовых известняков и сланцев Арденн и Рейна (Бельгия, Германия).

Имея в виду последовавшую затем работу по корреляции девона и уточнению его границ, необходимо признать, что третий из названных стратотипов был бы самым удачным. Более того, изучение разреза Арденнских гор уже раньше (1808–1835 гг.) привело Ж. Б. д'Омалиуса д'Алла (J. B. d'Omalius d'Halloy) и за ним А. Дюмона (A. Dumont) к выделению и расчленению «антраксиферовых отложений» (*terrain antraxifere*), которые охватывали современный девон и нижний карбон. Этот объем удачно отражал геологическую историю Западной Европы от завершения каледонской складчатости до главной (судетской) фазы герцинской коллизии. Однако антраксиферовые отложения понимались скорее как надсистемная категория, их объем в дальнейшем (А. Дюмон, 1847–1853 гг.) был изменен, и в конце концов европейские геологи сочли более удобным разделить его между девоном и карбоном.

Основные опорные разрезы

Древний красный песчаник (Old Red) в стратотипической местности — Уэльсе и соседних районах Южной Англии принадлежит подвижной, погружающейся зоне пассивной окраины континента Лавруссии. Он подразделяется на две части, а нижняя из них — на три серии: даунтон, диттон и брекон (см. рис. 8). Даунтон в настоящее время скоррелирован с пражидолием и отнесен к силуру. Диттонские отложения по составу мало отличаются от даунтонских и представлены циклическим переслаиванием красноцветных песчаников с алевролитами, редко с пластами известняков. Они рассматриваются как дельтовые по происхождению, а бреконские — как аллювиальные. Все три серии охарактеризованы остатками позвоночных (рыбы, бесчелюстные, телодонты), а также остракод и псилофитов. По ним делаются довольно надежные сопоставления с другими регионами, имеющими в разрезе красноцветный девон, и лучше всего с Южной Прибалтикой. Остальная часть древнего красного песчаника залегает несогласно на нижней, довольно грубо коррелируется со средним—верхним девоном и согласно перекрывает морским карбоном.

Девонская серия к настоящему времени удовлетворительно сопоставлена с арденнско-рейнским девоном, но сама ее стратиграфия имеет лишь местное значение. Основные опорные разрезы девонской системы, хорошо стратифицированные и богатые ископаемыми остатками, были первоначально описаны в пределах Арденнско-Рейнской области, сформированной на месте открытого шельфа и южного склона эпикаледонского континента Лавруссии. Более полная последовательность девонских слоев обнаружена в пределах Динантского синклинория (Арденнские горы, Бельгия), особенно по р. Маас. Впервые достоверную стратиграфическую колонку арденнского девона получил А. Дюмон к 1830 г. В ней характерно резко несогласное налегание нижнего девона на сланцы нижнего палеозоя (в основном кембрия) и отсутствие несогласия под известняками нижнего карбона, которые Дюмон объединил с девоном в уже упомянутые антракси-

феровые отложения. Собственно девон делится здесь на три серии: 1) песчано-сланцевую, в северных выходах частично красноцветную с конгломератами (жедин — нижний кувен); 2) сланцево-известняковую (верхний кувен — фран) и 3) снова песчано-сланцевую (фамен). А. Дюмон назвал эти серии системами, не дав им, однако, географических названий.

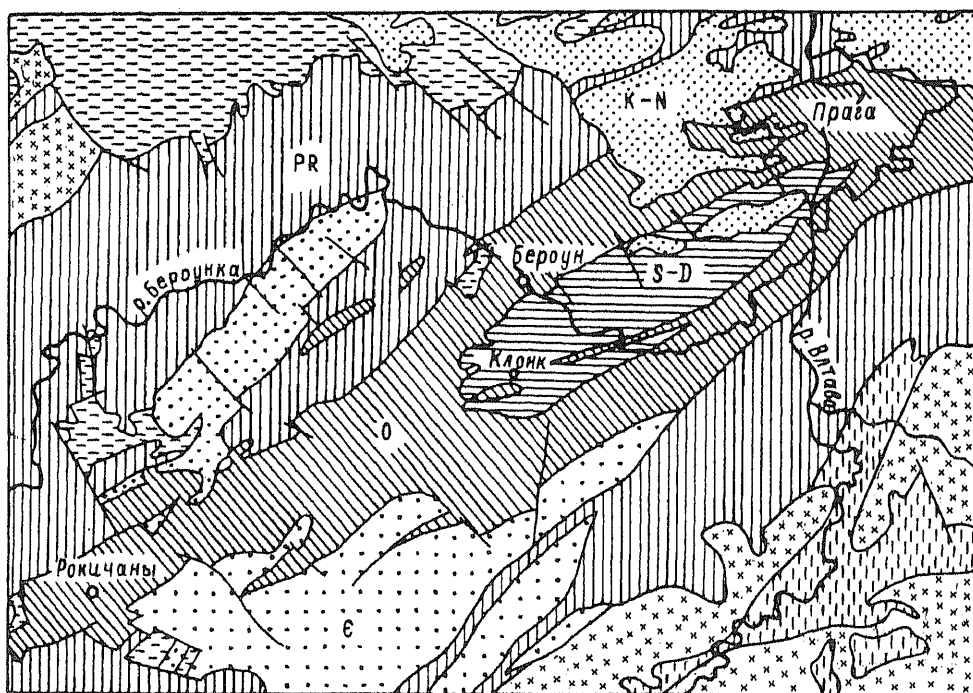
Положение кровли девонской системы между слоями фамена и турне не вызывало особых сомнений. Иначе обстояло дело с корреляцией нижней части названного разреза, которую немецкие геологи называли «древней рейнской грауваккой», а А. Дюмон в близком объеме выделил позднее (1847 г.) как ренанские отложения. В большинстве своем эти терригенные отложения, на основе сходства и скудных органических остатков, первоначально сопоставлялись с силуром, и лишь верхние, красноцветные слои (главным образом верхний эмс) с самого начала рассматривались как аналоги низов британского древнего красного песчаника, т. е. девонские. Позже, под влиянием данных о резком несогласии в основании жедина, начинающиеся с него ренанские отложения стали относить к нижнему девону. Такую точку зрения принял и Р. Мурчисон, который, однако, предпочитал начинать девон не в подошве, а в кровле жедина.

Подразделение девона на отделы и ярусы первоначально сложилось также на арденно-рейнском стратиграфическом материале, однако схемы деления, принятые франко-бельгийскими и немецкими геологами, несколько различались, как и понимание отдельных наименований.

Третьим европейским регионом, девонские отложения которого давно изучаются и используются для мировой корреляции, является Пражская мульда в Чехии (рис. 10). В отличие от всех рассмотренных выше районов, пражский девон образует с силурийскими отложениями непрерывный морской разрез, причем пограничные слои двух систем представлены здесь как известняково-сланцевыми, так и чисто известняковыми фациями. При первоначальном описании И. Барранд отнес все девонские слои Чехии к силурийской системе, разделив их на «этажи» (E, F, G, H); описанная им бентосная морская фауна этих этажей не находила тогда близких аналогов и могла приблизительно сопоставляться лишь с британским силуром. Позднее чешские геологи выделили в известняках и сланцах E—H ряд слоев (свит), частично образованных разновозрастными отложениями разного состава. Сейчас они хорошо скоррелированы между собой.

Для построения общей шкалы девона главное значение имеют чешские региоярусы нижнего девона — эйфеля. Они представлены в нижней части (лохков—прагисен) регрессивной последовательностью, с замещением граптолитовых сланцев и пелагических известняков бентогенными фациями с брахиоподами и кораллами. Выше, с резкой трансгрессивной границей, залегают известняки, вновь более глубоководные, с кремневыми включениями — они содержат более обильные остатки пелагической фауны (дакриоконариды, конодонты), и дальнейшие сланцы с гониатитами, конодонтами, дакриоконаридами. Они замещаются и частично перекрываются тржеботовскими и другими известняками. В самом верху находятся сланцево-песчанистые отложения живетского возраста, не имеющие особого значения для общей стратиграфии девона.

В восточной части древней Лавруссии, на территории Русской платформы, нижние горизонты девона, параллельные чешскому лохкову, представлены толщей слоистых известняков и глинистых сланцев (борщовский и чортковский горизонты) бассейна р. Днестр. Они также вскрываются, в основном скважинами, в Польше и Германии. Здесь преобладают граптолитовые фации, которые в Прибалтике сменяются пестроцвет-



0 10 20 км

1 2 3 4 5 6 7 8

Рис. 10. Геологическая карта-схема Пражской мульды (И. Хлупач и др., 1976).

1 — протерозой; 2 — кембрий; 3 — ордовик; 4 — силур и девон; 5 — метаморфические толщи протерозоя—нижнего палеозоя; 6 — гранитоиды; 7 — верхний карбон; 8 — верхний мел—цезген.

ными лагунными осадками с остатками рыб и остракод. Сочетание граптолитовых, раковинных и лагунных осадков в этом районе, изученное в 60-х годах, позволило скоррелировать пограничные разрезы силура—нижнего девона. Вышележащие слои Русской платформы — это красноцветы типа Old Red, и лишь на восточном склоне того же древнего континента находятся известняковые толщи уральского девона, главным образом среднего и верхнего, с изучением которых связано решение некоторых общих проблем девонской стратиграфии.

В более восточных районах современной Северной Евразии лучше всего расчленена и скоррелирована весьма полная девонская последовательность Салаирской окраины Кузбасса, образованная в основном известняками. Особый интерес представляет девон, главным образом нижний и средний, Южного Тянь-Шаня (Алайский хребет, Зеравшано-Гиссарские горы), где эти отложения показывают переходы от рифовых фаций к пелагическим, содержащим остатки дакриоконарид (гентакулитов) и конодонт. Полная последовательность, особенно нижней части девона, изучена на северной континенталь-

ной окраине древней Гондваны — в Антиатласе и Алжирской Сахаре. На западной окраине палеозойского континента Северной Америки (в девоне — Лавруссии) также описаны переходы от известнякового девона к известняково-глинистому, с граптолитами и конодонтами, в более открытой части шельфа (Невада, северо-запад Канады).

Подощва системы

Определение подошвы девона на основе совместной работы Международного общества специалистов в 1958–1972 гг. было первой задачей подобного рода, решенной в новейшее время. Приобретенный в эти годы опыт послужил базой для дальнейшей разработки системы опорных точек, составляющих каркас общей стратиграфической шкалы.

Данная задача усложнялась крайней неопределенностью в корреляции пограничного интервала, представленного трудно сопоставимыми типами разрезов и с различными к тому же провинциальными ископаемыми сообществами. Кроме того, отчасти вследствие исторических причин, у геологов разных районов Европы, Азии, Америки сложились весьма различные традиции в наименовании коррелирующих подразделений (ярусов, серий) и в отнесении их к силуру либо девону.

Первоначально (1834–1835 гг.) Р. Мурчисон установил кровлю силурийской системы в основании плитчатых слоев тайлстоун, венчающих «группу Лудлоу», однако затем, в поисках наиболее естественного стратиграфического рубежа, поднял ее до кровли этих слоев. Некоторые авторы допускали и более высокое положение границы систем. После появления в британской номенклатуре даунтонского яруса, охватившего переходные слои от морского силура к лагунно-дельтовой серии Old Red, граница девона проводилась ниже первоначального ее положения и была совмещена с подошвой уже упоминавшегося лудловского костеносного слоя, или Ludlow Bone Bed, что в дальнейшем и было официально принято в Великобритании.

Корреляция подошвы английского девона с разрезами Арденнско-Рейнской области также заняла длительное время. Р. Мурчисон допускал вначале, что девону здесь отвечают слои, начинающиеся, как и в Уэльсе, красноцветами, тогда как нижележащие сероцветные слои «рейнской граувакки» относятся еще к силуру. Затем подошва девона совмещалась с границей жедин/зиген, а в XX в. долгое время предполагалось соответствие жедина английскому даунтону. В таком варианте преджединское глубокое несогласие Арденн оказывалось естественной подошвой девона.

В странах, где силур и девон образуют непрерывный морской разрез, с обычной для известняков кораллово-ракушняковой фауной, преобладала традиция, завывшавшая границу систем. Поскольку ископаемые нижнего девона (в современном его объеме) здесь еще мало отличаются от позднесилурийских фаун, а уверенная корреляция с арденнским девонem начинается значительно выше по разрезу, морские «надлудловские» отложения вплоть до лохковских относились к силуру. Напомним, что И. Барранд первоначально тоже считал чешский известняковый девон силуром. После исследований, выполненных в 40–50-е годы, чешские стратиграфы принимали положение границы систем, близкое к подошве современного пражского яруса. Такой же уровень длительное время был традиционным в России и СССР; при этом, однако, нижние слои девона, над этой границей, сопоставлялась с жедином и картировалась как «жединский ярус» (табл. 8).

Таблица 8. Корреляция подразделений девонской системы в главных опорных разрезах

Система	Отдел	Великобритания		Подразделения региональных шкал		Чехия	Фактическое употребление ярусных названий в СССР в 1950—60-х годах				
		Уэльс-Шропшир		Арденско-Рейнская обл.				Чехия			
		Уэльс-Шропшир	Девоншир	Бельгия (Арденны)	Германия (Рейн, Эффель-саме горы)						
Девонская	Верхний	<i>praescitata</i>	?	Этрэн	Эффель	Хотетский известняк	Турле (нижняя часть)				
		<i>extralpa</i>						Фамен	Фамен	Фамен	
	<i>rostrata</i>	Фрам		Фрам	Фрам						
	<i>brachyfera</i>					Живе	Сербские слои				Живет
	<i>marginita</i>							Куэвен	Эффель	Верхний	
	<i>phalloides</i>										
	<i>sterida</i>	Эмс		Верхний Эмс	Верхний						
	<i>triangularis</i>					Ирж Видлен	Нижний Эмс				Эффель
	<i>linguliformis</i>							Варо	Нижний Эмс	Эффель	
	<i>thespala</i>										
<i>jenticale</i>	Желин	Лохков		Верхний							
<i>bass</i>			«Ифра-желан»		Пржамоки	Нижний					
<i>punctata</i>							Средний Old Red	Средний Old Red	Верхний		
<i>translans</i>										Брекон	Брекон
<i>fastivalis</i>	Даттон	Даттон		Верхний							
<i>disparalis</i>			Локниск		Локниск	Верхний					
<i>hetmani-crystallus</i>							Дэунтон	Дэунтон	Верхний		
<i>vacuus</i>										Локниск-Локниск	Локниск-Локниск
<i>hemiansatus</i>	Локниск-Локниск	Локниск-Локниск		Верхний							
<i>Kockellianus</i>			Локниск-Локниск		Локниск-Локниск	Верхний					
<i>australis</i>							Локниск-Локниск	Локниск-Локниск	Верхний		
<i>cosalanus</i>										Локниск-Локниск	Локниск-Локниск
<i>partius</i>	Локниск-Локниск	Локниск-Локниск		Верхний							
<i>patulus</i>			Локниск-Локниск		Локниск-Локниск	Верхний					
<i>serotinus</i>							Локниск-Локниск	Локниск-Локниск	Верхний		
<i>laticostatus/inversus</i>										Локниск-Локниск	Локниск-Локниск
<i>globiberti</i>	Локниск-Локниск	Локниск-Локниск		Верхний							
<i>dehiscens</i>			Локниск-Локниск		Локниск-Локниск	Верхний					
<i>pirenae</i>							Локниск-Локниск	Локниск-Локниск	Верхний		
<i>kindlei</i>										Локниск-Локниск	Локниск-Локниск
<i>sulcatus</i>	Локниск-Локниск	Локниск-Локниск		Верхний							
<i>pesavis</i>			Локниск-Локниск		Локниск-Локниск	Верхний					
<i>della</i>							Локниск-Локниск	Локниск-Локниск	Верхний		
<i>waschmidti</i>										Локниск-Локниск	Локниск-Локниск
<i>postwosindii</i>	Локниск-Локниск	Локниск-Локниск		Верхний							
<i>eastonhorntensis</i>			Локниск-Локниск		Локниск-Локниск	Верхний					

Примечание. 1, 2, 3 — обсуждавшиеся варианты положения подошвы среднего девона (пооянения в тексте).

Находки граптолитов в постлудловских отложениях, в том числе непосредственно ниже названной границы (лохков Чехии, кунжакский горизонт Южного Тянь-Шаня и др.), казалось бы, подкрепляли силурийский возраст этих слоев: ведь именно присутствие граптолитов всегда отличало силуру от девона. Однако изучение более полной последовательности надлудловских граптолитовых зон и вместе с ними конодонтов, планктонных трилобитов, а также бентоса (брахиоподы, криноидеи и другие группы) в тех же сланцах и переслаивающихся с ними известняках дало возможность уточнить корреляции Центральной и Западной Европы. Теперь оказалось, что граптолиты встречаются вплоть до нижнего эмса, а относить прагиен—эмс к силуру значило бы восстановить давно забытые варианты и к тому же полностью отойти от исторического стратотипа границы в Уэльсе. Далее, в результате изучения главным образом ископаемых позвоночных (рыбы и др.), выяснилось, что жедину отвечает в Великобритании не даунтон, а вышележащий дитгон (слои с *Traquairaspis*), аналогами которых в Центральной—Восточной Европе являются чортковский горизонт Подолии и одновозрастный с ним лоховский ярус Чехии.

Обсуждение новых вариантов корреляции и, разумеется, сопоставление самих палеонтологических материалов было организовано Комитетом по границе силура/девона в составе Стратиграфической комиссии МСГН, действовавшим с 1960 г. под председательством Х. Эрбена, а затем Д. Мак Ларена. После ряда международных симпозиумов, проведенных сначала в Праге, затем в Бонне и Брюсселе, в Калгари (Канада) и в заключение, в 1968 г., в Ленинграде, а также совместных полевых экскурсий стало ясным, что пограничные интервалы силура/девона в основных стратотипических разрезах наконец скоррелированы между собой и с колонками одновозрастных отложений многих других регионов мира.

Теперь предстояло принять собственно решение о границе. Большинство членов комитета и связанных с его работой геологов пришли к убеждению, что подобный выбор является в принципе условной процедурой, поскольку резких перестроек морской фауны внутри непрерывных и фациально однородных разрезов верхнего силура — нижнего девона не оказалось. Однако менее значительные скачки такого рода все же имеются, и поэтому выбрать в качестве искомого рубежа следует тот из них, который: 1) обеспечивает более надежное и широкое прослеживание границы и 2) не очень далек от традиционно принимавшихся граничных уровней. Таким условиям более всего удовлетворяла подошва граптолитовой зоны *Monograptus uniformis*, установленная во многих странах и совпадающая с появлением ряда других родов и видов ископаемых (конодонты *Icriodus woschmidti*, рыбы *Traquairaspis* и проч.). Эта граница выше старой английской, ниже прежних чешской и советской и примерно совпадает с бельгийско-германской.

Далее возникал вопрос о стратотипе граничной поверхности. Конечно, на ближайшее время достаточно было определить этот уровень биостратиграфически, т. е. как начало биозоны, например *Monograptus uniformis*. Однако большинство членов комитета осознавали, по-видимому, что такое решение не может быть постоянным: по мере развития все более точных средств корреляции отложений его придется пересматривать, подставляя вместо появления *M. uniformis* другое средство передачи временного сигнала. Чтобы исключить на будущее необходимость нового пересмотра границы, следовало избрать ее эталон в физическом выражении.

Некоторые участники дискуссии придерживались другого мнения. Так, Д. В. Наливкин полагал, что следует избрать не один, а множество стратотипов, которые в

совокупности отражали бы характеристику границы в разнофациальных разрезах (лагунных, рифовых, известняковых, сланцевых и др.). Нетрудно видеть, что эта позиция основывается на классическом, «мурчисоновском» представлении о силурийском, девонском и других геологических периодах как естественноисторических этапах: в таком случае, действительно, лучше говорить не о граничной поверхности, а о переходном объеме слоев (и о переходном времени), не одинаковом в разнотипных разрезах. Близкую позицию занял бельгийский стратиграф М. Леконт (М. Lecompte). Считая основание девона естественноисторическим рубежом и исходя из открытия в Бельгии «инфражединских» слоев (что позволило перенести начало девонского этапа регионального цикла седиментации вниз, до аналогов пржиждолия), он предлагал передвинуть вниз от подошвы лохкова—жедина и саму силурийско-девонскую границу.

Обе эти точки зрения, выраженные геологами старшего поколения, упускали из виду необходимость определять подразделения геохронологической шкалы как формализованные отрезки геологического времени, которые затем сами должны служить мерой для естественноисторических процессов. В противном случае приходилось бы измерять события самими событиями.

Комитет по силурийско-девонской границе принял в 1972 г. рекомендацию, согласно которой типовой разрез этой границы находится в районе Клонк близ пос. Сухомьясты в пределах Пражской мульды (см. рис. 10; рис. 11); указан также дополнительный разрез в соседней местности, содержащий недостающие палеонтологические материалы. Внутри разреза Клонк (полого залегающая последовательность слоистых известняков и глинистых сланцев) избран слой № 20 мощностью 7–10 см, в верхней части которого впервые и в массовом количестве появляются граптолиты *Monograptus uniformis* и подвид *M. uniformis angustidens*. При этом в комитете сочли даже целесообразным провести голосование по вопросу: принять за граничный уровень подошву или же середину пласта № 20? Было опубликовано подробное описание всего пограничного интервала и отдельно — упомянутого пласта. Из этого описания следует, что почти на том же уровне отмечено появление трилобитов *Warburgella rugulosa* и конодонтов *Icriodus woschmidti*. Эти, а также и другие биотические события должны использоваться для корреляции и прослеживания границы силура/девона в других регионах.

Рекомендация комитета утверждена Стратиграфической комиссией на Монреальской сессии МГК в 1972 г. В дальнейшем, несмотря на некоторые уточнения биозон отдельных видов, использовавшихся для корреляции пограничных слоев, не было никаких попыток поставить под сомнение уровень раздела систем.

Деление девонской системы

Расчленение девона на отделы не было выполнено в британских стратотипах, где для него не оказалось хороших палеонтологических или собственно геологических оснований. Поэтому оно сложилось на материале Арденнско-Рейнской области.

Когда западноевропейские геологи в XIX в. обсуждали подразделение девонской системы, они исходили из разных критериев. Первоначально признанием пользовалось членение девона на две части. Граница между ними проводилась в основании современного верхнего эмса, представленного в Арденнах трансгрессивно залегающими красноцветными отложениями (Ж. Б. д'Омалиус д'Аллуа, А. Дюмон, 1847–1862 гг.), либо в основании эйфельского известняка Германии (К. Ф. Ремер, 1844 г.); обе границы

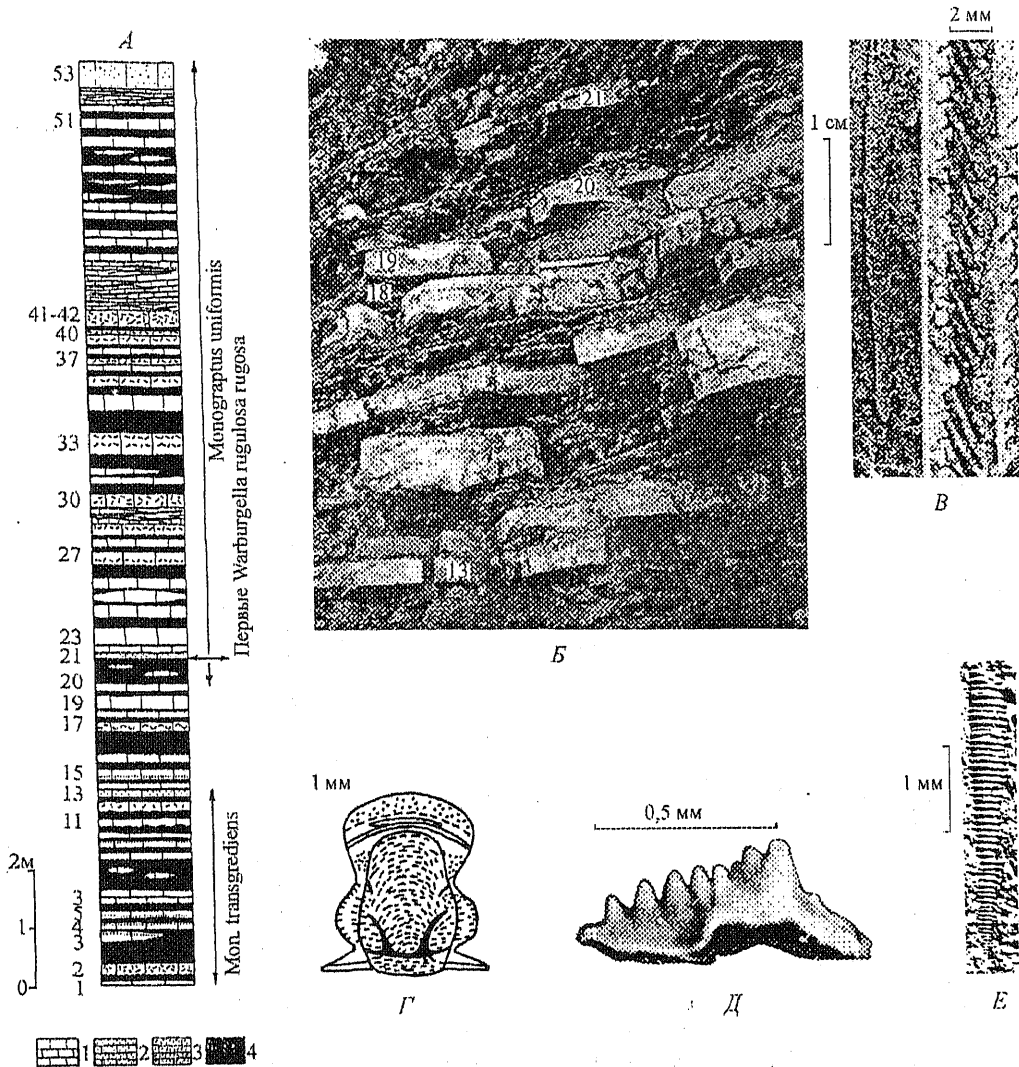
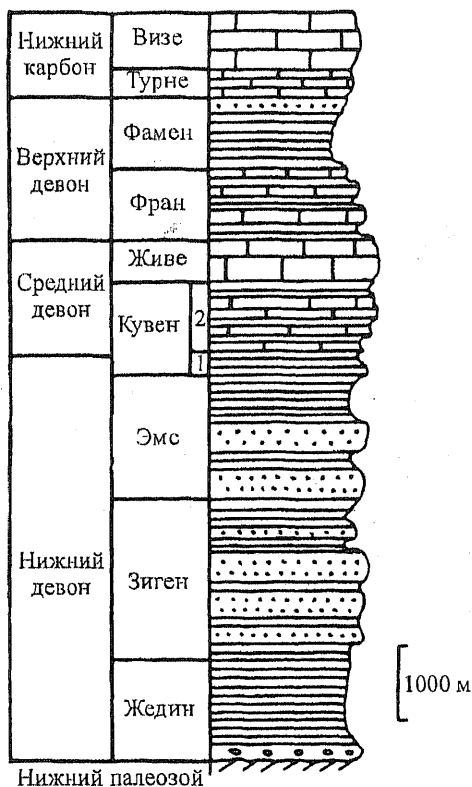


Рис. 11. Положение границы силура и девона в разрезе Клонк (Пражская мульда). А — детальная стратиграфическая колонка пограничного интервала: 1 — микритовые известняки; 2 — среднезернистые детритовые известняки; 3 — грубозернистые биодетритовые известняки; 4 — известковые сланцы и глинистые известняки. Б — общий вид пограничного интервала: слой 13 содержит последние силурийские граптолиты *Monograptus transgrediens*, слой 20 в верхней части — массовые *M. uniformis*, слой 21 — планктонные трилобиты *Warburgella rugulosa* (И. Хлупач и др., 1976). В — граптолиты *Monograptus uniformis uniformis* Přibyl (справа) и *M. uniformis angustidens* (слева). Г — трилобиты *Warburgella rugulosa* (Bouček). Д — конодонты *Icriodus woschmidti* Ziegler из лохковского яруса. Е — дакриконоариды *Nowakia acuarita* (Richter) из пражского яруса.

почти одновозрастные. Такое деление оставляет в качестве нижнего отдела песчано-сланцевые «ренанские отложения» схемы А. Дюмона, которые Р. Мурчисон и А. Седжвик первоначально считали силурийскими. К верхнему отделу тогда относятся сланцево-известняковые серии, более тесно связанные с нижним карбоном, который А. Дюмон первоначально и объединил с ними в антраксиферовую группу. В дальнейшем постепенно возобладала другая точка зрения, к ней в 1859 г. присоединился и Р. Мурчисон. Согласно этой точке зрения, стрингоцефаловые известняки Живе (современный живетский ярус) образуют в девонской системе некую осевую часть, т. е. средний отдел, или отложения, которые невозможно объединить ни с силуром, ни с карбоном. Такая логика рассуждений, конечно, показывала искусственность самого выделения девонской системы. Однако известняки среднего девона в объеме только живетского яруса (Ж. Госселе, 1860–1888 гг.), или же «эйфеля», к которому немецкие геологи первоначально относили весь нынешний объем среднего девона, действительно распространены в Европе и легко коррелируются, что и обеспечило в конце концов поддержку именно трехчленному варианту деления девона. Объем среднего девона, близкий к современному, был принят МГК в 1885 г.

Фактически же понимание среднего девона и особенно положения его нижней границы сильно отличалось в разных странах. Обусловлено это, как и в случае с подошвой всей девонской системы, трудностями, возникающими при сопоставлении фаун разнофациальных и (или) принадлежащих к разным палеобиогеографическим провинциям, различия между которыми в ранней половине девона были весьма резкими и лишь затем уменьшились. Даже в самой Арденнско-Рейнской области подошва среднего девона оказалась несогласованной. Немецкие геологи приняли ее в основании эйфельского известняка, тогда как в появившемся несколько позже франко-бельгийском варианте эта граница была помещена в подошву кувена, т. е. на уровень, находящийся заметно ниже (рис. 12). Чешские и русские (затем советские) стратиграфы располагали известняковыми разрезами Пражской мульды, Урала, позже Средней Азии и Салаира, которые сравнительно неплохо сопоставлялись между собой, но с большим трудом и ошибками приводились к рейнскому стандарту. Главное внимание при изучении этих разрезов обращалось на поиск рубежей, с которыми были бы связаны резкие перестройки состава морской фауны, а желательно — и



и лишь затем уменьшились. Даже в самой Арденнско-Рейнской области подошва среднего девона оказалась несогласованной. Немецкие геологи приняли ее в основании эйфельского известняка, тогда как в появившемся несколько позже франко-бельгийском варианте эта граница была помещена в подошву кувена, т. е. на уровень, находящийся заметно ниже (рис. 12). Чешские и русские (затем советские) стратиграфы располагали известняковыми разрезами Пражской мульды, Урала, позже Средней Азии и Салаира, которые сравнительно неплохо сопоставлялись между собой, но с большим трудом и ошибками приводились к рейнскому стандарту. Главное внимание при изучении этих разрезов обращалось на поиск рубежей, с которыми были бы связаны резкие перестройки состава морской фауны, а желательно — и

Рис. 12. Обобщенная стратиграфическая колонка девона—нижнего карбона Динантского синклиналия. 1 — сланцы со *Spirifer cultrijugatus*; 2 — сланцы и известняки с *Calceola*.

развившегося уже к тому времени растительного мира суши.

Международное обсуждение вопроса о рубеже нижнего—среднего девона, а вместе с ним и ярусного деления доживетского интервала, активно возобновилось с конца 1950-х годов. На Пражском симпозиуме в 1958 г. было подтверждено, что средний девон начинается с эйфельского яруса. Однако специалисты из Советского Союза уровнем появления среднедевонской, т. е. эйфельской, фауны считали зону с брахиоподо-коралловым комплексом *Favosites regularissimus* Урала и ее аналоги, которые соответствовали злиховскому ярусу Чехии.* Корреляция злихова с верхним эмсом, принятая тогда, позже оказалась завышенной, но и в таком варианте было ясно, что «советский эйфель» начинается существенно ниже стратотипического.

В дальнейшем удалось, особенно с помощью вновь изученных зональных последовательностей по конодонтам, дакриоконаридам, частично по аммоноидеям, во многом пересмотреть взгляды на корреляцию нижнего—среднего девона. В 60-е годы эти представления стабилизировались, и на Ленинградском международном симпозиуме 1968 г. обсуждались уже конкретные варианты положения подошвы среднего девона (см. табл. 8):

1) самый высокий, между верхним эмсом и эйфелем (в собственном смысле, т. е. рейнским);

2) средний, в основании арденнского кувена;

3) низкий, в основании верхнего эмса, злихова и различных аналогов зоны *Favosites regularissimus*.

Последний вариант упорно отстаивали некоторые советские представители в Международной подкомиссии по стратиграфии девона как наиболее, по их мнению, естественный. Однако в целом они не получили поддержки, и в 1990 г. большинство подкомиссии проголосовало за утверждение первого из перечисленных уровней, тем самым подтвердив первоначальное определение границы в 1885 г. Новым является более строгое ее определение как границы хайсдорфских (эмс) и лаухских (эйфель) слоев в Веттельсдорфском разрезе Эйфельского массива. Биостратиграфически она выражена как основание конодонтовой зоны *Polygnathus costatus partitus*, или просто *partitus*, которому в данном разрезе отвечает резкое, в интервале 1,5 м, изменение ископаемой фауны. Близким к этому рубежу считается появление аммоноидей *Gyroceratites gracilis*, почему его называют также границей *gracilis*.

Специалисты по девону в МСК СССР (М. А. Ржонсницкая и др.) отнеслись к этому решению сдержанно и в 1983 г. постановили уменьшить «советский эйфель» лишь на одну конодонтовую зону снизу (зону *dehiscens*), превратив его таким образом в кувен (см. табл. 8, вариант 2). Однако при этом нижний ярус среднего девона в СССР—России продолжали называть эйфельским, а его тройной стандарт создавал массу неудобств и разночтений. Постановление МСК 1991 г. рекомендует «условно» принимать подошву среднего девона под брахиоподовой зоной *Zdimir pseudobaschkiricus* — *Megastrophia uralensis*, что призвано закрепить объем «эйфеля», близкий к кувену.

Подошва верхнего девона столь больших разногласий не вызывала, так как живетские и франские известняки охарактеризованы в стратотипической местности комплексом брахиопод и других ископаемых весьма широкого распространения. В настоящее

* Некоторые стратиграфы, прежде всего знатоки красноцветно-известняковых смешанных разрезов юга Сибири (Л. Л. Халфин и др.), уже в то время выделяли здесь аналоги арденнско-рейнских ярусов, включая эйфель в его точном смысле, и проводили подошву среднего девона на стратотипическом уровне.

время, после уточнения положения этой границы в конодонтовой шкале, она закреплена в кровле известняков Фромлен (Gi2b) Арденнского разреза, что соответствует подошве конодонтовой зоны *asymmetricus* и традиционному пониманию границы средний/верхний девон в Германии (Эйфельская мульда). С другой стороны, поскольку в известняках Фромлен уже содержатся брахиоподы *Cyrtospirifer*, типичные для всего верхнего девона, бельгийский стратиграф Ж. Госселе (J. Gosselet, 1888 г.) поместил их во франкский ярус, а ему затем следовали и российские геологи. Настаивая на этом, постановление МСК СССР в 1991 г. подтверждает, вопреки международному решению, отнесение аналогов слоев Фромлен (пашийский горизонт Урала и др.) к франу.

Здесь снова имеет место, таким образом, замена вопроса о хронологической корреляции уровней общей шкалы вопросом об этапности в развитии отдельных групп ископаемой фауны.

Ярусная шкала

Первоначальный вариант ярусной шкалы разработан на материале Арденнско-Рейнской области и одобрен МГК на VIII сессии в 1900 г. Нижняя часть шкалы не была стабильной и в самой стратотипической области, а за ее пределами применялась с большими колебаниями и нередко неправильно. После принятия в 1972 г. стандартного положения подошвы девона в Чехии (см. выше) оказалось целесообразным ввести в шкалу нижнего девона два нижних яруса, лохковский и пражский, взамен менее удачных рейнских названий. Мы рассмотрим характеристику ярусных единиц современной шкалы, сопоставляя их с параллельными подразделениями старого ярусного деления.

Лохковский ярус (Lochkovian, лохков) начинает девонскую шкалу согласно решению Международной подкомиссии по стратиграфии девона в 1983 г., хотя в качестве чешского регионаруса применялся с 1958 г. (И. Хлупач, Р. Горны и др.). Начальным уровнем является упомянутая выше подошва слоя № 20 в обнажении Клонк. Лохковские отложения Пражской мульды (20–80 м) представлены известняками — плитчатыми, в верхней части криноидными, которые замещены по простиранию более глубоководной известняково-глинистой толщей; в пределах последней выделены две граптолитовые зоны (*Monograptus uniformis* и *M. hercynicus*). С помощью косвенных корреляций лохков сопоставляется с арденнско-рейнским жедином. Это наименование ввел А. Дюмон в 1848 г. для серии конгломератов, песчаников и сланцев с брахиоподами и ихтиофауной. Жединский ярус был принят МГК в 1900 г., однако из-за перерыва в его основании, специфики состава отложений и фаунистических остатков идентифицировался нередко неправильно: так, в СССР до 1960-х годов жедином фактически считали часть пражских отложений (см. табл. 8).

Пражский ярус (Pragian, прагиен) тоже имеет официально утвержденный начальный уровень, который избран в Пражской мульде близ Косоржа: его корреляция основана на появлении конодонтов *Eognathodus sulcatus*, а также дакриоконарида *Nowakia asiaria*. Опорный чешский разрез состоит из органогенных известняков (верхнеконепруссских, дворецко-прокопских и др.) с остатками бентоса — брахиоподами, трилобитами, кораллами, дакриоконаридами; из планктонных форм с высоким корреляционным потенциалом следует упомянуть еще поздних монографтид. Подошва прагиена в Арденнах проводится неуверенно, в пределах верхнего жедина—зигена. Зигенский ярус, выделенный на Рейне первоначально как зигенские слои (Е. Кайзер, 1881–1885 гг.) и

вошедший в арсенал международной корреляции после работ А. Дорлодо (1900 г.), не имел, однако, официального статуса за пределами Германии и рассматривался как нижняя часть кобленца. Оба эти подразделения представлены в стратотипах мощными терригенными сериями с нечеткой и специфической палеонтологической характеристикой, из-за чего определялись нередко ошибочно: так, на территории СССР кобленцскими называли некоторые рифогенные известняки верхнего прагиена—эмса.

Эмский ярус (*Emsian*, эмс) впервые появился в стратиграфической схеме А. Дорлодо в 1900 г. и включал терригенные серо- и красноцветные отложения Арденн и Рейна (Виру, Бюрно, Иерж), ранее относившиеся к верхнему кобленцу или эйфелю. Термин «эмс» официально употреблялся лишь в Западной Европе (в Германии — с 1952 г.), однако затем, благодаря исследованиям филогении брахиопод, трилобитов и, наконец, конодонтов, получил более широкое распространение. Подошва эмского яруса определена МГК в 1988 г. как уровень появления конодонтов *Polygnathus dehiscens*, а ее физическим выражением избрана подошва известняковых зинзильбанских слоев в Зеравшано-Гиссарских горах (Узбекистан). Она проходит ниже подошвы чешского злихова. Поскольку эмс отличается большей, по сравнению с нижними ярусами девона, длительностью и включает не менее 4 зон по конодонтам и 5–6 по дакриоконаридам, вероятно в будущем его деление на два яруса, из которых нижним может быть злиховский, а верхним, начиная с зоны *Nowakia cancellata*, — далейский. В России сейчас принято различать нижний и верхний подъярусы эмса.

Эйфельский ярус (*Eifelian*, эйфель) начинается в стандартной шкале среднего девона. В качестве стратиграфического термина «эйфель» применялся первоначально (А. Дюмон, 1848 г.) в очень широком смысле, а затем различным образом; современный его объем установился после конференции 1937 г. Сейчас подошва яруса определена в основании слоистых известняков Лаух в Эйфельской мульде (Германия) и коррелируется по появлению конодонтов *Polygnathus partitus*. Существуют претензии к этой границе, обусловленные трудностью отделения зоны *partitus* от подстилающих отложений, особенно в бентогенных известняках. В связи с этим стратиграфы СССР—России иногда пользуются расширенным вниз объемом эйфельского яруса (рекомендация МСК 1991 г.) либо применяют наименование «кувен». Кувенский ярус выделен Ж. Б. д'Омалиусом д'Аллау (1862 г.) в Арденнах и после включения в стратиграфическую схему МГК (1900 г.) состоит из терригенно-известняковых слоев Бюр (нижний кувен или культриюгатовые слои) и собственно кувена. Нижний кувен сейчас принимается равным конодонтовой зоне *patulus* и входит в состав верхнего эмса, а верхний кувен почти соответствует эйфельскому ярусу.

Стандартный объем эйфельского яруса включает 5 конодонтовых зон и может быть скоррелирован по дакриоконаридам (3 зоны) и аммоноидеям (3 зоны). Выделение эйфеля по бентосным ископаемым в рифогенных известняках (брахиоподы, кораллы и др.) значительно менее надежно.

Живетский ярус (*Givetian*, живет) выделен Ж. Б. д'Омалиусом д'Аллау (1839 г.), а в 1860 г. его объем определен Ж. Госселе как «стрингоцефаловые известняки». Ярус пока что установлен лишь в биостратиграфическом смысле, причем в стратотипе (г. Живе, Бельгия) он начинается слоями с брахиоподами *Undispirifer undiferus*, тогда как коррелировался обычно по очень широко распространенным *Stringocephalus burtini*. В пелагических фациях подошва живета проводится внутри конодонтовой зоны *ensensis*, а весь объем яруса включает до 5 зон по конодонтам и аммоноидеям. Членение живет-

ских отложений по брахиоподам и другому бентосу имеет лишь региональное значение. Положение границы эйфель—живет в шельфовых, включая рифоидные, фациях Русской платформы, Урала и более восточных областей до сих пор дискуссионно.

Франский ярус (Frasnian, фран) начинается верхний девон, и его подошва стандартизована установлением базальной поверхности в стратотипическом районе близ г. Кувен в Бельгии: здесь ярус представляют сланцы и известняки, в том числе с кораллово-строматопоровыми биогермами, выделенные в ярусном ранге Ж. Госселе в 1879 г. Принятая Международной подкомиссией подошва отвечает началу слоев фран и в конодонтовой последовательности начинает подзону lower asymmetricus. Выше отмечалось (см. раздел о верхнем девоне), что этот уровень оставляет в живетском ярусе слои Фромлен Бельгии и пашийский—тиманский горизонты Урала, чаще включавшиеся во франский ярус. По конодонтам и аммоноидеям франский ярус делится скорее всего на 4–5 зональных единиц, хотя в стратотипе их различают гораздо больше. Также более дробные схемы составлены, в частности, по смене брахиоподовых комплексов (Русская платформа, Урал), но они имеют лишь региональное значение; при этом ряд широко распространенных форм (*Cyrtospirifer* и др.) позволяет коррелировать эти схемы со стратотипическим районом.

Фаменский ярус (Famennian, фамен) введен в номенклатуру А. Дюмоном (1855 г.), который понимал его в объеме всего нынешнего верхнего девона; после вычленения франа в схеме Ж. Госселе (1879 г.) термин «фамен» приобрел современный смысл. В стратотипической местности (Арденны, Динантский синклиниорий) ярус представлен в основном песчаниками и глинистыми сланцами, в которых различаются до 15 конодонтовых зон. Широкая корреляция возможна, по-видимому, для 8 зон, причем подошва яруса предложена в основании зоны *Palmatolepis triangularis*. Не менее детальная корреляция фаменских отложений делается по аммоноидеям (9 зон), на их эволюции основано принятое неофициально деление фамена на подъярусы: нижний с *Cheiloceras*, средний с клименидами и верхний с *Wocklumeria* и *Cymaclymenia*. Подошва яруса приблизительно коррелируется также появлением брахиопод группы *Cyrtospirifer archiaci* и др.

Биостратиграфическая характеристика

Рассмотрим группы ископаемых, которые играют основную роль в корреляции девонской системы.

Граптолиты представлены лишь монографтидами и завершают свое развитие в раннем эмсе. Тем не менее в глинистых сланцах и, реже, известняках раннего девона они образуют ряд из 4–5 зональных подразделений, из которых нижние два отвечают лохкову и создают основу для членения его на подъярусы.

Конодонты сейчас заняли первое место среди «ортостратиграфических» девонских ископаемых благодаря быстрой эволюционной смене комплексов и широкому их распространению — как географическому, так и по спектру фаций. Конодонты чаще всего встречаются и наиболее разнообразны в глубоководных конденсированных осадках (силициты, глинисто-алевроитовые сланцы, тонкие калькарениты), однако в меньшем количестве те же формы можно выделить даже из рифогенных карбонатов. Мелководные отложения платформ обычно имеют другие комплексы конодонтов. Международная подкомиссия по стратиграфии девона для выбора стандартных уровней внутри системы

пользуется главным образом конодонтовой шкалой, в которой различают до 35 зон (см. табл. 8), причем шкала продолжает уточняться и детализироваться. В лохкове—прагиене зональное деление связано преимущественно с развитием формальных родов *Icriodus*, *Eognathodus* и др.; позже главная роль переходит к *Polygnathus*, а с конца живетского века важнейшей морфологической группой становится *Palmatolepis*.

Аммоноидеи впервые появляются в эмсе. До изучения конодонтов это была основная палеонтологическая группа, позволявшая делать межконтинентальные корреляции и строить зональную шкалу девона. Недостатками ее были сравнительно редкая встречаемость аммоноидей, особенно в мелководных отложениях, и отсутствие длинных интервалов разрезов в цефалоподовых фациях (сланцы, глинистые известняки). По детальности зональная шкала по аммоноидеям близка к конодонтовой, многие границы в обеих шкалах совпадают или достаточно хорошо увязаны. История эволюции аммоноидей в эмсе—фамене распадается на ранний этап развития гониатитов в эмсе—фране и второй, фаменский, для которого характерно появление и быстрая эволюция хейлоцерасовой и клименисовой фауны: развитие климениид, при современном понимании уровня подошвы карбона, заканчивается к исходу фамена.

Дакриоконариды (в прошлом объединявшиеся с тентакулитами) — третья важная для корреляции девона планктонная группа, значение которой усиливается благодаря массовой встречаемости мелких раковинок этих животных главным образом в пелагических глинистых известняках. Это сугубо девонская группа руководящих ископаемых: она появляется в лохковском ярусе (но не с подошвы) и исчезает в позднем девоне. В верхнем лохкове—живете по дакриоконаридам различают до 12 зон, границы которых в основном согласованы с зональными подразделениями по конодонтам и аммонитам. Наибольшее разнообразие и наивысшую корреляционную ценность имеют дакриоконариды эмса. Собственно тентакулитиды, распространенные на шельфовых мелководьях (Русская платформа и др.), дают материал, пригодный, по-видимому, лишь для региональной корреляции. Радиолярии, очень обильные в мелководных девонских фациях, пока что обеспечивают лишь грубое (до отдела, редко яруса) расчленение разрезов.

Из групп ископаемого бентоса первую роль в стратиграфии девона играют брахиоподы благодаря изобилию в ракушняковых фациях (известняки, песчаники шельфов, рифовые постройки) и довольно быстрому обновлению состава комплексов: в отдельных регионах (Русская платформа, Урал) девонский разрез может расчленяться на 25–30 комплексных зон. При этом брахиоподы нижней половины девона отличаются провинциализмом, что и было первоначально препятствием для корреляции этих отложений между главными историческими стратотипами. Положение в этом смысле улучшается лишь с позднего эмса—эйфеля и главным образом в живете, когда благодаря широким трансгрессиям распространяются известные фауны со *Stringocephalus*, затем *Cyrtospirifer* и другими космополитными родами.

Кораллы (ругозы, табуляты, гелиолитоидеи), а также строматопораты составляют в девоне важную часть фаунистического фона, особенно в рифовых и, местами, лагунных фациях. Как средство корреляции они обладают теми же достоинствами и недостатками, что и брахиоподы, однако скорость обновления комплексов у большинства этих групп ниже, и число зональных подразделений соответственно меньше. В верхнем девоне их разнообразие сильно сокращается, а в фамене они очень редки.

Параллельно в позднем девоне усиливается стратиграфическая роль фораминифер, которые для фаменского яруса, вследствие появления и быстрой эволюции многокамер-

ных раковин (*Quasiendothyra* и др.), обеспечивают корреляцию от 2 до 6 зональных единиц.

Криноидеи благодаря массовой встречаемости их детрита (членики стеблей) особенно успешно используются для датировки рифогенных известняков нижнего девона—эйфеля.

Континентальные, лагунные и прибрежные морские отложения девона, в частности аналоги британского древнего красного песчаника, коррелируются по остаткам ихтиофауны, а также миоспорам, остракодам. Довольно дробные зональные схемы по этим группам (до 20 единиц) применяются в пределах регионов и целых континентов.

Радиоизотопная хронология

Достаточно достоверных опорных точек для установления возраста девонских границ пока не имеется. Многочисленные изотопные определения вулканических пород и гранитоидов, геологический возраст которых близок к началу девона, дают цифры 395–410 млн. лет. В более поздних сводках начало периода датируется около 408 млн. лет, однако и это значение не обеспечено надежными реперными точками. Граница нижнего и среднего девона, по определениям возраста кислых вулканитов Минусинской котловины, оценивается в 389 ± 6 млн. лет (А. Г. Рублев и др., 1997 г.). Более точная цифра, 367 ± 2 млн. лет, получена для основания верхнего девона. Граница девона с карбоном близка, по-видимому, к рубежу 360 млн. лет, хотя существующие определения для вулканических пород, глауконитов в отложениях фамена—турне, а также гранитов близкого геологического возраста (Австралия, Шотландия, Армориканский массив во Франции, Кавказ, Казахстан и др.) пока что дают разброс в пределах 5–10 млн. лет. Длительность девонского периода устанавливается, таким образом, в 40–50 млн. лет. Наиболее короткой, около 10 млн. лет, считается среднедевонская эпоха. К сожалению, до сих пор мало определений возраста границ в морских девонских отложениях Арденнско-Рейнской области и Чехии, а также России.

Палеомагнитные данные

Девонский период отличается переменной полярностью магнитного поля Земли (Саянская гиперзона, по А.Н.Храмову). Отдельные зоны палеомагнитной шкалы, установленные в опорных разрезах, в настоящее время не имеют надежной глобальной корреляции. Отмечается преобладание обратной полярности в отложениях прагисна—эмса и в верхнем девоне, а прямой — в эйфельском ярусе.

Заключение

Первоначально девонская система была обособлена в объеме красноцветных фаций Великобритании и более восточных районов континента Лавруссии. И лишь затем, с немалым трудом, в результате дискуссий и неоднократного пересмотра корреляций, она была прослежена в морских отложениях окраины континента Лавруссии и подразделена в примерном соответствии с их палеонтологической летописью. При этом только морской эйфель—живет, отложения которых соответствовали времени максимальной трансгрессии, рассматривались как период безусловно и собственно девонский; слои нижележащие включались в силур (Р. Мурчисон, И. Барранд и др.) либо выделялись в

качестве особых «ренанских» отложений (А. Дюмон), а вышележащие связывались с нижним карбоном в антраксиферовый комплекс, что также вполне отвечает геологическим реалиям.

Столетие, прошедшее после формальной стабилизации и признания объема девонской системы, не принесло каких-либо решающих данных в пользу ее обособления как отдельного этапа геологической истории. Ни в одной из рассчитанных кривых эвстатических колебаний уровня моря девон не образует отдельного цикла и является лишь частью девон-миссисипского (П. Р. Вейл и др., 1977 г.) или более длительного девон-пермского цикла. При этом частные циклические колебания на границах девона явно уступают по своему значению широко проявленной среднедевонской (франской) трансгрессии. Лохковская трансгрессия в начале девона отразилась главным образом в районах будущих герцинид, где фиксировала размыв древних островных дуг; на обширных континентах она почти не заметна на фоне общей регрессии. Перерыв и трансгрессия у границы фамен—турне столь же малозначимы на фоне общего повышения уровня океана и затопления континентов.

В истории обитателей моря, если подразделить их на главные по численности группы, девон либо оказывается произвольно отрезанным конечным (граптолиты, основная часть древних кишечнополостных) или начальным (аммоноидеи, фораминиферы) периодом, либо вообще как таковой не имеет цельности (брахиоподы, конодонты). Можно назвать и группы, история которых примерно укладывается в девон (дакриоконарида, псилофитовая наземная флора), но их не больше, чем для любого почти произвольно выбранного отрезка времени близкой продолжительности. Из крупных событий вымирания важнейшее в девоне приходится на конец франа, тогда как перестройки вблизи границ девонского периода гораздо менее заметны.

Итак, девонский период есть не более чем отрезок геологического времени с определенной последовательностью событий, часть из которых мы можем использовать в качестве каркаса геохронологической шкалы для того, чтобы изучать течение остальных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Л., 1982.
2. Граница силура и девона и биостратиграфия силура. Л., 1971.
3. *Леонов Г. П.* Основы стратиграфии. Т. 1, 2. М., 1973, 1974. Т. 1, гл. УШ; Т. 2, гл. ХУ.
4. Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М., 1983.
5. *Рожонская М. А.* Основные проблемы стратиграфии девона Советского Союза // Сов. геол. 1986. № 3.
6. Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М., 1985.
7. Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л., 1973.
8. Стратиграфия СССР. Девонская система. М., 1973.
9. *Хлутач И.* Международная шкала девона // Наука и человечество. М., 1986.
10. The Devonian system // Spec. Pap. Palaeont. 1979. № 23.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Единственная в палеозое система, название которой отражает ее вещественные особенности, была выделена раньше других, в основном благодаря ее экономическому значению. Формальное установление каменноугольной системы в объеме, близком к современному, принадлежит У. Филлипу (1839 г.), хотя фактически как «порядок» или «формация» она описана уже в 1822 г. У. Д. Конибиром и У. Филлипсом, но в более широком варианте, вместе с древним красным песчаником, т. е. девонем.

Историческим стратотипом карбона следует, таким образом, считать южную часть Великобритании, где выделены и первые четыре системы палеозоя. Каменноугольная система была описана здесь в составе трех членов: 1) каменноугольного, или горного, известняка, 2) жернового песчаника и 3) угленосной песчано-глинистой толщи. Тесные связи между названными тремя элементами, их взаимные замещения через переслаивания по простиранию, преобладание серых окрасок и общая, хотя и неодинаковая по масштабу, угленосность создают в названном регионе отчетливое ощущение единства, системности всего этого комплекса отложений.

Несколько иначе первоначально расчленились каменноугольные отложения Бельгии и Франции. В первой, достаточно детальной стратиграфической схеме А. Дюмона (1830 г.) известняковые толщи турне—визе, аналогичные британскому горному известняку, по причине их более тесной связи с морским (а не красноцветным, как в Англии — Уэльсе) девонем были включены вместе с ним в «антраксиферовые отложения» (*terrain anthracifere*). Вышележащие угленосные отложения вместе с переходными морскими слоями будущего намюра А. Дюмон обособил в самостоятельное подразделение. Позднее, в 1847—1852 гг., А. Дюмон объединил в составе антраксиферовых и угленосные отложения нынешних вестфала—стефана (средний и верхний карбон), причем принятую сейчас границу девона с карбоном он рассматривал тогда как рубеж даже не второго, а третьего порядка: в его схеме граница отделов проходит внутри «кондрузиена» — системы, подчиненной антраксиферовой группе отложений.

По сути оба варианта стратиграфической шкалы, английский и бельгийский, были региональными. Однако широкое признание именно девонской и каменноугольной систем европейскими геологами и, не в последнюю очередь, авторитет Р. Мурчисона, сумевшего обобщить широчайший материал для корреляции и обоснования предлагаемых им подразделений, привели к победе английского варианта, что и было закреплено МГК в 1885 г.

Тем не менее за пределами Европы сформировались и до сих пор сохраняются иные схемы подразделений верхнего палеозоя. Геологи США чаще используют расчленение карбона на две системы: миссисипскую, в составе главным образом морских отложений турне—серпухова, и пенсильванскую, угленосную, охватывающую остальную часть каменноугольной системы. Наименование «миссисипий» употребляется с 1869 г. для американских аналогов горного известняка; «пенсильваний» известен после 1891 г. Одновременно на сводных картах и в описаниях американцы используют термины «антраколит» либо «карбон» (в европейском его смысле). Сходная практика характерна и для геологической службы некоторых континентов древней Гондваны. Так, в Индии, Пакистане, Южной Африке каменноугольная система не выделяется или же понимается обычно в сокращенном объеме: верхняя ее часть, представленная в основном

ледниковыми отложениями (тиллиты), составляет основание суперсистемы, или комплекса карру в Южной Африке, а в Индостане — гондванского комплекса. Это деление совершенно оправдано с точки зрения региональной истории, но плохо коррелируется с принятым на северных континентах.

Основные опорные разрезы

Каменноугольная система Британских островов и Арденнско-Рейнской области представляет собой, в нижней ее части, терригенно-известняковые отложения подвижного юго-западного шельфа континента Лавруссии. После его столкновения с массивами Центральной Европы и закрытия Рейнского бассейна (океана?) на краю бывшего шельфа образовался передовой прогиб, в котором отложены мощные песчано-глинистые осадки верхней части системы, с большими запасами ископаемых углей.

В Арденнах (Динантский синклиорий) слои переходные от девона к карбону образованы переслаиванием известняков и сланцев (рис. 13), выше которого следует сплошная известняковая толща турне—визе с обильным комплексом раковинных ископаемых, кораллов, фораминифер; она прослеживается на запад в Южном Уэльсе и далее в Ирландию, где представлена также неритовыми (раковинными) рифовыми фациями, частично глинистыми сланцами. К югу шельфовые известняки Британских ост-

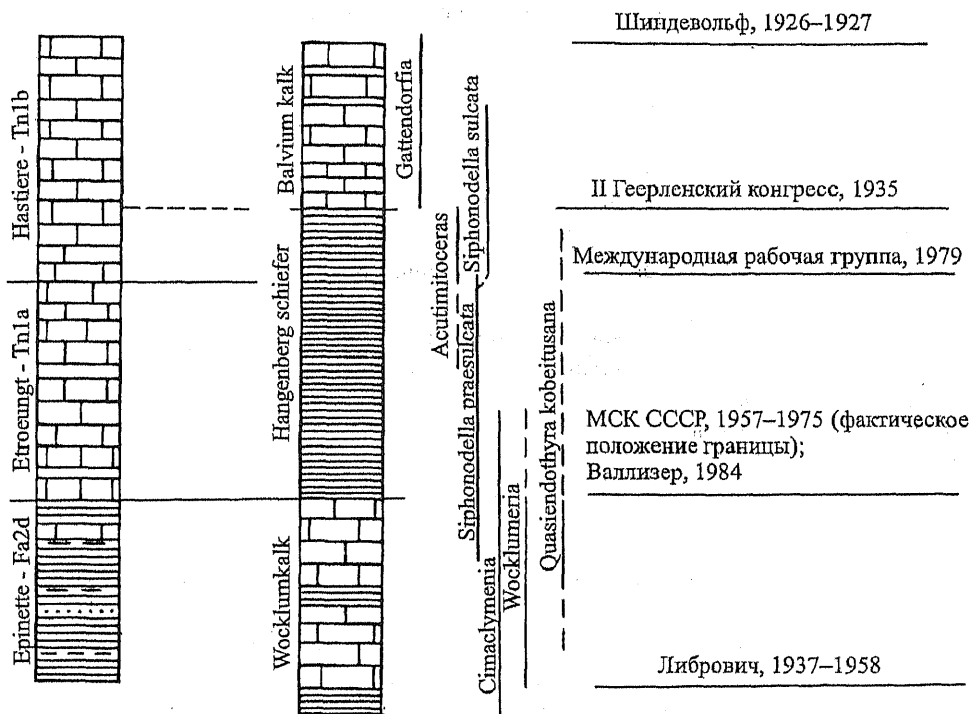


Рис. 13. Сопоставление опорных западноевропейских разрезов пограничных слоев девона—карбона (колонка вне масштаба).

I — Бельгия, Динантский синклиорий; II — Германия, Оберродингхаузен.

ровов — Арденн замещаются более глубоководными глинистыми и силицитовыми отложениями с прослоями переотложенных углей, которые известны с начала XIX в. под названием кульмской серии. Они согласно перекрывают девонскую серию Южной Англии.

После главной (судетской) фазы коллизии обстановка резко меняется. Известняки нижнего карбона покрываются в Намюрско-Вестфальском передовом прогибе Бельгии — Германии мощными, до 3000 м, песчано-глинистыми отложениями с прослоями известняков и углей (намюр), которые в Англии частично замещены дельтовыми «жерновыми» песчаниками. Переход от морских отложений к существенно континентальным угленосным отражен в стратиграфической шкале этого региона как граница намюра и вестфала. Вестфальские отложения в свою очередь сверху отделены несогласием от стефанских, в основном песчаных и частично красноцветных.

Карбон Московской синеклизы (рис. 14, колонки I, II, IV) существенно отличается от западноевропейского и представляет собой часть типичного платформенного чехла или, иначе, обширного шельфа на докембрийском континенте. Эвстатические колебания уровня моря происходили здесь на фоне медленного опускания в течение всего каменноугольного периода и создали в целом маломощный (до 300–700 м в районах выходов на поверхность), циклично построенный комплекс мелководных отложений. Нижний карбон залегает с перерывом на девоне и включает два цикла: турнейский и визе-серпуховский. Третий цикл, наиболее длительный, начинается с московских, а на востоке платформы с верхнебашкирских отложений и продолжается, без существенных перерывов, в пермском периоде. Каждый цикл включает в подошве песчано-глинистые отложения, к которым в визейском ярусе прибавляются бурые угли, и продолжается известняками, а иногда и доломитами. Таким образом, крупный перерыв в башкирское время отвечает той же эпохе складчатости и осушения материков, которая в британско-рейнских герцинидах разделила колонку карбона на две основные части. Однако верхняя из этих частей в московском типе разреза представлена раковинными известняками, что и делает ее особо ценной для широких корреляций.

Дополнительный материал к стратиграфии карбона Восточной Европы получен еще из двух опорных разрезов.

Складчатая структура Башкирского Предуралья включает более полную, по сравнению с Подмосковьем, последовательность каменноугольных отложений, отвечающую краевой части древнего шельфа Европы (см. рис. 14, колонка III): здесь представлены известняки, алевролиты и глины башкирского яруса в согласных соотношениях с серпуховскими (внизу) и московскими (вверху).

Давно и достаточно хорошо известен также карбон Донецкой области простой складчатости (Донбасс), образованный в ходе раскрытия внутриконтинентального авлакогена, погружение которого почти компенсировалось накоплением мощных (10–15 км) осадочных серий. Выше известняков турне—визе здесь находятся угленосные отложения, состоящие из морских алевролит-глинистых и частично дельтовых песчаных пород с пластами углей и известняков. Пласты известняков, хорошо выдержанные, прослеженные и проиндексированные иногда по всей площади Донбасса, содержат обильные остатки морской фауны. Разрез от верхнего визе и почти до кровли карбона не имеет длительных перерывов; в самой верхней части системы присутствуют уже красноцветные породы. Таким образом, карбон Донбасса довольно похож на однообразные отложения угленосных бассейнов Западной Европы.

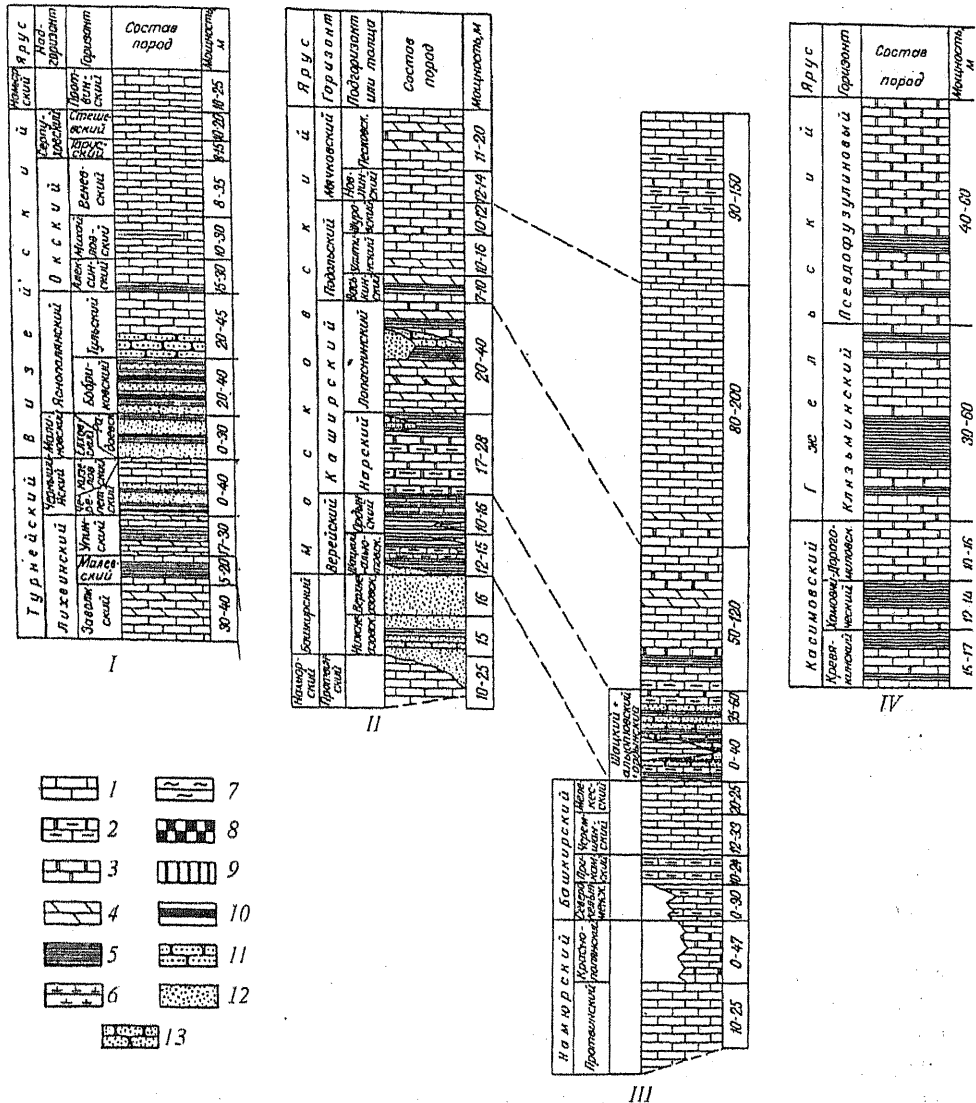


Рис. 14. Стратиграфические колонки карбона Русской платформы (Основные черты стратиграфии карбона СССР, 1975).

I — нижний отдел Московской синеклизы; II — средний отдел Московской синеклизы; III — средний отдел Волго-Уральской области; IV — верхний отдел Подмосковья. 1 — известняки; 2 — известняки и доломиты глинистые; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — глины; 6 — глины известковые; 7 — аргиллиты; 8 — сланцы глинисто-кремнисто-известковые; 9 — сланцы углеродистые; 10 — угли; 11 — алевролиты; 12 — пески; 13 — песчаники.

Морской нижний карбон (динант, миссисипий) широко распространен также на других северных континентах: в частности, хорошо изучены и скоррелированы с европейскими разрезами Северной Америки, Северной Африки (Сахара), Австралии. Гораздо реже встречаются морские и тем более известняковые серии верхней половины карбона: непрерывные разрезаны получены главным образом в Китае, а в пределах Западной Европы они известны ограниченно лишь в южных районах (особенно в Кантабрийских горах Пиренейского полуострова). Североамериканский карбон расчленяется по региональным схемам, которые пока что не применяются за пределами континента из-за относительно скудной палеонтологической характеристики миссисипских и пенсильванских отложений.

В глобальном масштабе основные проблемы стратиграфической корреляции карбона возникают для гондванских континентов, где морские отложения распространены вообще ограниченно и представлены терригенными, а в верхней части угленосными и ледниковыми фациями. Карбон северной высокоширотной области, известный по разрезам Сибирского палеоконтинента и его окраинных морей, при всем его своеобразии скоррелирован с европейским значительно лучше.

Подощва системы

Первоначально эту границу А. Седжвик и Р. Мурчисон (1842 г.) установили в нескольких разобренных разрезах. В Южном Уэльсе она была проведена непосредственно в кровле красноцветных отложений (Old Red), перекрываемых «горным известняком»; в морской последовательности Девоншира — по смене девонской серии кульмской; в Северной Франции и Бельгии — под верхней известняковой системой А. Дюмона (= турне—визе), залегающей на песчано-сланцевом фамене. В последнем регионе в 1841–1860 гг. была разработана стратиграфия переходных от девона к карбону отложений и выделены, в частности, известняки этрен (Etroeungt, или Tn1a), которые первоначально были отнесены к карбону в качестве нижней части турнейского яруса. Фауна этренских слоев рассматривалась как переходная, и в дальнейшем представление о принадлежности их к девону или карбону неоднократно менялось (см. рис. 13, табл. 8).

Уточнения подошвы каменноугольной системы в начале XX в. предлагались уже на основе зональной биостратиграфии, причем наиболее полезными для данного уровня оказались цефалоподы (аммоноидеи), остатки которых изучили на материале Рейнских Сланцевых гор Р. Ведскинд, О. Шиндевольф, Г. Шмидт (R. Wedekind, 1908–1914 гг.; O. H. Schindewolf, 1923–1926 гг.; H. Schmidt, 1923–1929 гг.). Выяснилось, что пограничному интервалу соответствует последовательность зон Wocklumeria — Gattendorfia, причем в зоне Wocklumeria были обнаружены последние представители своеобразной группы Cluemenia, характерной для верхнего фамена. В то время оценка относительной важности ряда последовательных рубежей в истории головоногих из пограничных слоев давалась по-разному и к тому же сочеталась с другими соображениями. Соответственно граница девона и карбона предлагалась в подошве зоны Wocklumeria (Л. С. Либрович, 1938 г.), над зоной Gattendorfia (О. Шиндевольф, 1926 г.) или же на рубеже между этими зонами. Последний вариант скорее являлся компромиссным, но специалисты по аммоноидеям (Б. И. Богословский, 1984–1988 гг. и др.) считают его наилучшим для фиксации начала каменноугольного этапа истории аммоноидей. Эти же разногласия отразились и в формальных решениях, которые обсуждались первоначально лишь за-

падноевропейскими специалистами. Так, на I Геерленском конгрессе в 1927 г. подошва карбона была принята под этренскими слоями, еще содержащими *Siumenia*, но решением II Геерленского конгресса в 1935 г. граница перенесена выше, в основание зоны *Gattendorfia*, с отнесением этренских слоев к девону.

Последнее решение сохраняет силу до настоящего времени. Однако следует иметь в виду, что в стратиграфической службе СССР—России до недавнего времени принимался вариант Л. С. Либровича, т. е. граница проводилась в подошве аналогов этренских известняков и зоны *Wocklumeria*.^{*} Этот вариант основан, впрочем, не столько на эволюции аммоноидей, сколько на рубежах в развитии других, главным образом бентосных групп, а также на историко-геологических соображениях. Граница девона и карбона в большинстве районов России, Казахстана, в Тянь-Шане и в Закавказье проходит внутри шельфовых известняковых серий, содержащих мало головоногих моллюсков, но обычно хорошо охарактеризованных фораминиферами и брахиоподами. В развитии этих групп ископаемых, как правило, неплохо обособляется этренский этап, которому отвечает, в частности, появление *Quasiendothyra kobetusana* и массовое присутствие *Endothyra communis*: именно данный признак принимался длительное время как рубеж в основании каменноугольной системы. Однако следует добавить, что более существенным событием в истории фораминифер было само появление эндотирид еще в середине фамена, а в истории брахиопод — вымирание многих родов и даже семейств (*Atrypidae*, *Pentameridae*) перед началом фамена.

Быстрый прогресс в изучении последовательности сообществ конодонтов с конца 50-х годов XX в. создал новые возможности для корреляции пограничных отложений. Удалось, в частности, построить детальную биостратиграфию фамена—турне по конодонтам и показать, что самым отчетливым рубежом в их истории является основание зоны *Siphonodella sulcata*, с которого исчезают типичные девонские роды (*Icriodus*, *Palmatolepis* и др.). В Рейнских Сланцевых горах зона *sulcata* начинается внутри хангенбергских сланцев (см. рис. 13), несколько ниже слоев с первыми *Gattendorfia*, но может быть прослежена по появлению другого рода аммоноидей — *Acutimitoceras* либо одного из его видов. Считается, что именно *Acutimitoceras* является предком всех аммоноидей карбона. В уральских разрезах появление *Acutimitoceras* зафиксировано раньше, чем *Siphonodella sulcata*, и приходится на середину зоны *praesulcata*. Международная рабочая группа по границе девона и карбона, стремясь сохранить в принципе упомянутое выше решение II Геерленского конгресса, но рассчитывая опираться при этом на более распространенную группу ископаемых, рекомендовала в 1979 г. проводить границу именно по появлению конодонта *S. sulcata* внутри эволюционной линии *S. praesulcata*—*S. sulcata*. В 1991 г. было опубликовано описание разреза Ла Сьерра в горах Монтань Нуар на юге Франции с указанием граничной точки.

Корреляция «границы *sulcata*» может опираться также на одновременное появление остракод зоны *Richterina latior* — *Pseudoleperditia tuberculifera*, миоспор зоны *pusillites*, новых родов брахиопод, а во флороносных фациях — на смену комплекса *Arguarteris*—*Cyclostigma* новой, лепидодендроновой флорой.

Некоторые из современных авторов (например, О. Валлизер, 1984 г.) все же настаивали на более низком положении подошвы карбона, исходя из представления о глобальном трансгрессивном событии, отвечающем подошве хангенбергских сланцев (см. рис. 13). Возможно, эта трансгрессия действительно является четким геоисторическим

* По современным данным, подошва зоны *Wocklumeria* ниже, чем подошва этренских слоев.

рубежом вблизи традиционной границы двух систем. Однако пригодность подошвы хангенбергских сланцев как хронологического репера должна быть проверена с помощью биостратиграфических данных.

Деление каменноугольной системы

В Западной Европе членение карбона на два отдела (подсистемы) имеет, как мы видели, вполне естественный характер и, по существу, отражено уже в первых стратиграфических построениях Ж. Б. д'Омалиуса д'Аллау и А. Дюмона. При этом, впрочем, предпринимались неоднократные попытки ввести в схемы расчленения еще и средний карбон в составе жернового песчаника Великобритании, или аналогов намюра, или вестфальских отложений. Двучленное подразделение каменноугольной системы впервые официально закреплено здесь решением II Геерленского конгресса по стратиграфии карбона в 1935 г. Согласно этому решению, нижним карбоном является динант (турне и визе), а верхний карбон охватывает намюрские, вестфальские и стефанские отложения (табл. 9).

Проведение основной внутрикаменноугольной поверхности раздела на уровне подошвы намюра не удовлетворило многих исследователей. Например, немецкий палеоботаник В. Готан (W. Gotan) в 1928 г. подчеркивал важность другого рубежа, находящегося выше, в нижней половине намюра; именно здесь, по его мнению, произошло вымирание основной части раннекарбоновой флоры и началось развитие нового, позднекаменноугольного растительного покрова суши. Тем не менее закрепленное в 1935 г. неравное членение системы было сохранено рекомендацией Международной подкомиссии по стратиграфии карбона в 1960 г., когда верхний карбон получил наименование «силезий». Динант и силезий в дальнейшем рассматривались как подсистемы; намюр, вестфал и стефан — как отделы, т. е. деление стало, по существу, четырехчленным. При этом многие зарубежные специалисты и сейчас говорят о «среднем карбоне», имея в виду аналоги намюра.

Расчленение каменноугольной системы в России сложилось иначе. Первая схема русского карбона, составленная Г. П. Гельмерсеном в 1841 г., а затем переработанная и дополненная в сводке Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кейзерлинга «Геология России» (1845 г.), исходила из трехчленного деления карбона Московской синеклизы, западного склона Урала и Донбасса. При этом все три подразделения сопоставлялись в сумме лишь с горным известняком (нижний карбон) Великобритании, что означало сильное занижение возраста их кровли; предполагалось, что артинские песчаники Урала аналогичны жерновому песчанику, а собственно верхнего карбона (т. е. вестфала—стефана) в России нет. Исправляя впоследствии эти неудачные корреляции, русские стратиграфы пользовались как двух-, так и трехчленным делением каменноугольных отложений, но всякий раз с новым содержанием «отделов».

Важный шаг вперед сделал в 1880 г. В. И. Меллер, использовавший для стратификации карбона России историю эволюции фораминифер. В. Меллер различал в качестве нижнего отдела известняки с *Endothyra*, среднего — с *Fusulinella* и верхнего — с *Fusulina*. Он показал также, что горный известняк и турне-визейские слои Бельгии отвечают лишь нижнему из этих отделов, фузулиниды среднего—верхнего карбона его схемы встречаются в известняках Альп и Северной Америки, но отсутствуют в одно-возрастных терригенных сериях Англии — Германии. Однако В. Меллер твердо не

Таблица 9. Основные подразделения каменноугольной системы и их современная корреляция

Общая шкала СССР - России (МСК, 1974 г.)		То же, до 1974 г.		Зона по аммонидеям (МСК, 1982; Попов и др., 1985, с сокращениями)	Зона по фораминиферам (МСК, 1982, с сокращениями)	Западноевропейская шкала		Система северо-американской шкалы	
Отдел	Ярус	Ярус	Отдел			Подсистема	Отдел		
Верхний	Асельский	Оренбургский	Оренбургский	Artinskia, Protsacheoceras	Shwagerina		Отен		
	Гжельский	Касимовский	Гжельский	Shumardites - Vidriceras	Daixina sokensis Gignulites igulensis Rauserites rossicus R. acutus		Стефан	С	
				Paraschumardites Dunbarites	?	Montiparus montiparus Protirritites, Obsolotes		В	
	Средний	Московский	Московский	Glaphyrites	Fusulina bocki		Кантабрий	А	
				Pseudoparalegoceras - Wellerites	Fusulina kamensis			Д	
		Башкирский	Башкирский	Paralegoceras - Bowellites	Fusulina subpulchra		Петра	С	
				Diabloceras - Winslowoceras	Ajujovella ajujovica			В	
	Нижний	Серпуховский	Серпуховский	Diabloceras - Axinobolus	Verella spicata			А	
				Wagneroceras - Gastroceras	Profusulinella primitiva			С	
		Вязьинский	Вязьинский	Billingites - Cancelloceras	P. siastellaformis			В	
Reitculoceras - Baschkortoceras				Pseudostaffella antiqva Eostaffella postmosquensis		Намор	А		
Нижний	Вязьинский	Вязьинский	Homoceras - Hudsonoceras	Plectostaffella bogdanovkensis					
			Fuyetivillea - Delepinoceras	Eostaffellina protvae					
	Турнейский	Турнейский	Uraloprotonorites - Cravenoceras	Neonarchaediscus parvus					
			Hypergoniatis - Ferganoceras	Endothyranopsis crassa					
	Фамельский	Фамельский	Beurichoceras Goniatis	Archaediscus krestovnikovi					
			Mercanites - Ammonellipites	Uralodiscus rotundus					
	Фамельский	Фамельский	Protocanites - Freycyetus	Еоendothyranopsis Palaeospiroplectammuna Spinocandolutha costifera Счетушинella disruptabilis					
			Protocanites - Gattendorfa	Визьяета malevicensis Толтауцелина pseudobeata					
	Фамельский	Фамельский	Wocklumeria - Callosolumena	Quasycandolutha contensis					

придерживался трехчленной схемы и при общеевропейских сопоставлениях брал за основу англо-бельгийское деление на нижний и верхний карбон.

Положение границы между двумя западноевропейскими отделами в стратиграфической последовательности Русской платформы и ее обрамления оставалось при этом спорным: ее проводили ниже «известняков со *Spirifer mosquensis*» (московского яруса) либо в их кровле (А. Краснопольский, 1889 г.) или в подошве (С. Н. Никитин, 1890 г.).

Таким образом, в XIX в. трехчленный русский карбон еще не определился по конкретному содержанию его отделов и считался в общем региональным вариантом. На окончательное его утверждение повлияли общие историко-геологические представления О. Лаппарана, опубликованные в 1893–1906 гг. О. Лаппаран, опираясь на работы ряда палеоботаников, установивших в каменноугольном периоде три фазы истории наземных растений — кульмскую, вестфальскую (включая намюр) и стефанскую, — попытался увязать с ними соответственно три комплекса морской фауны — динантский, московский и уральский, или гжельский. Представление о гжельских отложениях как о верхнем отделе карбона (в широком смысле, включая также современные касимовский и ассельский ярусы) в XX в. укоренилось на геологических картах России и затем СССР. Начиная с 1950 г. трехчленное деление карбона неизменно подтверждается решениями стратиграфической службы нашей страны, хотя столь же постоянно оспаривается рядом специалистов (А. Д. Миклухо-Маклай и др.), которые считают более естественным западноевропейский вариант с двумя отделами.

К 1970-м годам обозначилось международное согласие в том, что карбон может быть разделен «срединной линией» на две части, примерно отвечающие раннему, существенно трансгрессивному этапу, с космополитной фауной и флорой, и позднему, регрессивному, с широтно-поясной зональностью. Такое деление примирило бы североамериканский, западноевропейский и русский (восточноевразийский) варианты шкалы (см. табл. 9). Международная подкомиссия по каменноугольной системе приняла решение об этой границе лишь в 1996 г., утвердив ее в основании конодонтовой зоны *Declinognatodus noduliferus* и закрепив начальную точку верхнего (в широком смысле) карбона в разрезе Эрроу-Каньон в Неваде (США).

Этот же вариант границы используется с 1995 г. МСК России. Корреляция данного стратиграфического уровня ведется по подошве гониатитовой зоны *Nomosceras* — *Nudosoceras*, по появлению существенно обновленного комплекса фораминифер зоны *Plectostaffella bogdanovkensis*, а также по смене теплолюбивой и богатой видами лепидофитовой флоры более однообразной птеридоспермовой. Принятое ранее, в 1974 г., в СССР—России положение подошвы среднего карбона в основании зоны *Reticuloceras* — *Baschkortoceras* было более высоким.

Начальным уровнем верхнего карбона отечественной шкалы пока что считается подошва фораминиферовой зоны *Protriticites pseudomontiparus* — *Obsoletes obsoletes*, но без стандартизации ее точным указанием положения в разрезе.

Ярусная шкала

Согласно принятому в СССР—России расчленению (см. табл. 9), ярусная шкала карбона состоит из семи подразделений, часть которых используется и в других странах, но обычно в ранге отделов (серий) и соответствующих им эпох. Мы рассмотрим здесь также содержание некоторых ярусов (отделов), не входящих ныне в стратиграфическую шкалу МСК, но широко употребляющихся.

Турнейский ярус (Tournaisian, турне) обособил впервые Л. Конинк (L. Koninck) в 1842 г. как «фазу со *Spirifer tomnascensis*». Слои эти представлены известняками, которые в историческом стратотипе, у г. Турне в Бельгии, залегают несогласно на древнем палеозое Брабантского массива; их соотношение с визейскими известняками здесь не наблюдается и первоначально было предметом длительного выяснения. Более полный разрез Динантского синклинория (южнее) расчленен на ряд горизонтов, из которых нижний, этренский (Etrœungt, Tn1a), в настоящее время скоррелирован со слоями, лежащими ниже зоны *sulcata* (см. выше), и должен относиться к верхнему фамсону — в том числе со слоями, которые традиционно для территории СССР считались нижне-турнейскими. Собственно турне начинается слоями Астьер (Hastiere, Tn1b). Начальная точка яруса и всей каменноугольной системы стандартизована международным соглашением и коррелируется по появлению *Syphonodella sulcata* и *Acutimitoceras*, но пока что принята лишь некоторыми национальными стратиграфическими службами и не избрана для общего пользования.

Турнейский ярус включает две гониатитовые родовые зоны: *Protocanites* — *Gatendorfia* и *Protocanites* — *Pericyclus*, местами их число можно увеличить до четырех. По фораминиферам корреляция осуществляется на четырех зональных уровнях, в общем не совпадающих с гониатитовыми и недостаточно четко разграниченных. Быстрые морфологические преобразования в некоторых эволюционных линиях конодонтов (особенно *Syphonodella*) позволяют различать и коррелировать до шести зон по этой группе ископаемых.

Предполагается, что турнейский век отвечает эвстатическому циклу седиментации, который хорошо обособлен, в частности, в Московской синеклизе. При этом многие авторы считают турнейскую фауну и флору мало отличающейся от девонской.

Визейский ярус (Visean, визе) первоначально описывался как известняки Визе, автором ярусного названия считается А. Дюпон (1882 г.). Широкое распространение визейских отложений, особенно известняков верхнего визе с *Gigantoproductus*, известно с середины XIX в. и связывается с максимальной для карбона трансгрессией этого времени. В стратотипическом районе у г. Визе в Бельгии и в разрезе Арденн различают до семи местных подразделений, которые скоррелированы с пятью «ярусами» (горизонтами) на Британских островах. Начальная точка визейского яруса не согласована и не имеет пока международного статуса: так, в последовательности гониатитовых зон отложения с *Merocanites* — *Ammonellipsites* считаются в СССР—России целиком визейскими, тогда как в Бельгии и на Британских островах их нижняя часть (ивуарский ярус) включается в турне.

Решениями МСК 1974 г. визейские отложения подразделяются на три подъяруса, однако их границы не вполне согласованы при корреляции между мелководными известняками с фораминиферами (5–6 зон) и более глубоководными, пелагическими известково-глинистыми отложениями с гониатитами (до 9 зон).

Обсуждается также возможная замена визейского яруса двумя новыми. В таком варианте нижний ярус уже некоторыми специалистами, начиная с В. Е. Руженцева, выделялся как саурский или, позднее, кожимский, а верхний предлагается назвать окским. Подоснова последнего может быть проведена в основании фораминиферовой зоны *Eoparastaffella simplex*—*Eoendothyranopsis*, а также по конодонтам и аммоноидеям.

Серпуховский ярус введен решением МСК в 1974 г. как верхнее подразделение нижнего карбона СССР. Прототипом его является серпуховский горизонт (свита), вы-

деленный в 1890 г. С. Н. Никитиным в объеме известняков и доломитов тарусских, степевских и протвинских слоев (горизонтов) Подмосковья. Ранее протвинские слои рассматривались как нижний намгор. Дополнительно в серпуховский ярус включены сверху отложения с гониатитами зоны *Delepinoceras* и *Homoceras* — *Hudsonoceras*, а также фораминиферами зоны *Plectostaffella bogdanovkensis*, которые отсутствуют в Московской синеклизе из-за последующего размыва, но известны в Предуралье и Донбассе. В этом объеме серпуховский ярус включает три родовые зоны по аммоноидеям (всего до шести зон); они позволяют довольно надежно коррелировать ярус с нижним намгором, или намгором А, Западной Европы. Эти же три зоны опознаются по смене состава фораминифер и, таким образом, могут быть основой для деления серпухова на подъярусы. Возможна детальная корреляция серпухова по конодонтам.

Упомянутое выше решение Международной подкомиссии по каменноугольной системе о границе нижнего и верхнего карбона переводит верхнюю из серпуховских зон (*P. bogdanovkensis*) в состав верхнего (в отечественной шкале среднего) карбона, что и ранее поддерживалось некоторыми российскими специалистами.

Добавим, что подошва серпухова плохо выражена в эволюционных рядах бентосной макрофауны, в частности брахиопод и кораллов, комплекс которых близок к поздневизейскому.

Серпуховский ярус пользуется признанием международного сообщества стратиграфов и имеет шансы войти в общепризнанную шкалу (МСШ), для чего необходима стандартизация его подошвы, а также внутренних границ.

Башкирский ярус начинает средний карбон русской шкалы. Название введено С. В. Семихатовой в 1934 г. и первоначально обозначало слои, заполняющие интервал между нижним и средним карбоном Подмосковья. В стратотипической местности (р. Аскын в Горной Башкирии) этому интервалу отвечают известняки с прослоями доломитов и кремнистых пород (см. рис. 14, колонка III). В первоначальном употреблении башкирский ярус располагался выше намюрского, который, напомним, в стратиграфической шкале СССР принимался в усеченном объеме, отвечающем лишь намюру А Западной Европы (см. табл. 9). По решению МСК 1974 г. башкирский ярус начинался ниже, с гониатитовой зоны *Reticuloceras*—*Baschkortoceras*, соответствующей уже намюру В. Наконец, в 1995 г. комиссия по карбону МСК вновь понизила подошву башкирского яруса, включив в него также зону *Homoceras*—*Hudsonoceras*; тем самым начало яруса было совмещено с международным стандартом подошвы верхнего (у нас среднего) карбона.

Всего в современном объеме яруса различают до девяти зон по аммоноидеям. Известняки башкирского яруса хорошо коррелируются по быстро эволюционирующим фузулинидам: типично появление внутри нижнего подъяруса рода *Pseudostaffella* (по которому ранее проводили подошву всего яруса), а затем *Profusulinella* — первых веретенообразных фузулинид. Границы зон по фораминиферам использованы для членения яруса: в стратотипической местности он делится на пять горизонтов — от краснополянского до мелехесского. Башкирские конодонты образуют, по крайней мере, три последовательных комплекса и позволяют провести подошву яруса в батинальных фациях по появлению на этом уровне *Idiognathodus*, *Neognathodus* и других родов. Бентос вблизи подошвы башкирского яруса меняется не столь отчетливо, из характерных маркеров упомянем широкое расселение брахиопод *Choristites*.

Обособление в башкирском веке высокоширотных климатических поясов затрудняет корреляцию со стратотипом для отложений Восточной и Южной Сибири, где

изучена своеобразная последовательность не только наземной флоры и морского бентоса, но и гониатитовой фауны.

Намюрский ярус (Namurian, намюр) с 1974 г. в стратиграфических схемах СССР и России официально не применяется, тем не менее его используют многие специалисты, в том числе и отечественные, считающие намюр четко выраженным этапом в эволюции амmonoидей.

В стратотипическом регионе (Бельгии и Рейнской области) намюр представляет собой серию песчано-глинистых, вверху угленосных отложений, в прослоях — с гониатитами и другой морской фауной. Намюрский ярус выделен из нижней части вестфальского отдела и впервые получил строгое определение в решениях Геерленского конгресса 1927 г. как сумма гониатитовых зон *Eumorphoceras* (намюр А), *Homoceras* (В) и *Reticuloceras* (С). Границу намюра с вестфалом нередко понижали вплоть до подошвы намюра С, что отразилось и в прежней стратиграфической шкале СССР (см. выше). В настоящее время западноевропейские специалисты понимают намюр как региональный отдел карбона — нижний силезий, считая его равным жерновому песчанику Британии.

Московский ярус фактически известен со времени работ Г. П. Гельмерсена — Р. Мурчисона как известняки со *Spirifer* (*Choristites*) *mosquensis*. В дальнейшем эти слои понимались как русский средний карбон, а современное название они носят после исследований С. Н. Никитина (1890 г.). Принятый сейчас объем ярус получил после исключения из него А.П.Ивановым в 1926 г. касимовского горизонта.

В стратотипической местности (Подмосковье) московские отложения представлены различными известняками, реже доломитами, мергелями и глинами, последних больше в нижней части (см. рис. 14, колонка II). Здесь различаются четыре горизонта: верейский, каширский, подольский и мячковский, которые в прошлом иногда попарно объединялись в два подъяруса, а ныне возведены в этот ранг каждый по отдельности.

Объем московского яруса в целом и отдельных его частей определен пока лишь биостратиграфически, как сумма фораминиферовых зон (см. табл. 9). Соответственно корреляция подъярусов и горизонтов в области распространения московских известняков (Урал, Средняя Азия, Китай) осуществляется по комплексам крупных фораминифер, из которых в нижней части типичны *Profusulinella*, *Aljutovella*, а в верхнем — *Fusulina*, *Fusulinella*. Амmonoидей пока что используются меньше, в стратотипе они сравнительно редки. Зональная последовательность по конодонтам (главным образом *Streptognathodus* и *Neognathodus*) находится в стадии становления, причем обнаружено, что комплексы конодонтов полузакрытого бассейна (стратотип яруса) отличаются от свойственных более глубоководным обстановкам.

С московским ярусом первоначально, в стратиграфической схеме О. Лаппарана 1893 г., сопоставлялся вестфальский этаж Западной Европы. Более ограниченный смысл последний термин приобрел в решениях Геерленского конгресса 1927 г., по которым вестфал понимался как главный угленосный песчано-глинистый комплекс, в основном континентальный, с редкими морскими прослоями, разделяющими его на три части (А, В, С), позднее к ним была добавлена еще единица D. По фауне из этих прослоев, а также по остаткам растений (главным образом через сходные отложения в Донбассе) вестфал А сейчас параллелизуется с верхами башкирского яруса, а остальные его подразделения (В–D) — с московским ярусом, исключая самую верхнюю его часть.

Касимовский ярус начинает в современной шкале МСК верхний карбон. Соответствующие отложения, стратотипом которых являются «тегулиферининовые» известня-

ки, вскрытые по р. Москве, первоначально включались в московский ярус, а затем были выделены в подошву верхнего карбона, названы касимовским горизонтом и с 1949 г. считаются ярусом. В 1960–1974 гг. касимовский ярус входил в объем гжельского, однако затем был восстановлен в качестве яруса решением МСК. С тех пор его объем определен биостратиграфически как сумма трех зон по крупным фораминиферам. Маркером подошвы принимается появление семейства Schwagerinidae, или фузулинид с керитотекальной стенкой. Основание яруса (кревьякинский горизонт) образует зона *Protriticites* — *Obsoletes*, выше следуют хамовнический горизонт с *Montipagus* и дорогомилловский с *Triticites* (*Rauserites*) *acutus* и др. (см. рис. 14). Касимовский ярус подразделяется также на зоны по конодонтам (*Idiognathodus*), но их границы плохо увязаны с эволюцией аммоноидей. В известняковых разрезах Урала, Средней Азии, в Китае касимовские отложения узнаются, кроме того, по комплексу брахиопод.

В континентальных фациях Западной Европы касимовскому ярусу приблизительно соответствует нижняя часть стефанского яруса или, согласно рекомендации Международной подкомиссии, стефанского отдела карбона. В северной части Иберийского полуострова (Испания) выделен также морской кантабрийский ярус, однако корреляция его с верхами московского — касимовским ярусом, как и с пограничными слоями вестфала—стефана, остается не вполне надежной. Поэтому принятие общепризнанных границ и наименований в этой части каменноугольной системы задерживается.

Гжельский ярус составляет основу верхнего карбона в его русском (коротком) понимании. Название принадлежит С. Н. Никитину и введено в 1890 г. для обозначения известняков и доломитов Подмосковья (см. рис. 14, колонка IV), со стратотипическим разрезом у станции Гжель — дер. Русавкино. Объем яруса изменялся путем присоединения к нему в 1960 г. снизу касимовского яруса и выделения в верхней части оренбургского яруса, однако с 1974 г. восстановлен в пределах, близких к первоначальному пониманию.

Обе границы яруса в стратотипе выражены перерывами, а сам разрез делится на три горизонта, которые в Московской синеклизе и сходных с нею биостратиграфически более восточных областях коррелируются как фузулинидовые комплексные зоны. Именно обновление состава крупных фораминифер в подошве гжельского яруса, с появлением *Daixina*, *Jigulites*, *Rugosofusulina* и других родов, служит обоснованием его самостоятельности. После уточнения границы карбона и перми с 1992 г. (см. ниже) к гжельскому ярусу отнесена и четвертая, отсутствующая в Подмосковье зона (*Daixina bosbytauensis* — *D. robusta*), кровля которой совпадает с концом родовой зоны *Schumardites* — *Vidrioceras* по аммоноидеям. В объеме этой зоны выделяется до пяти комплексов аммоноидей (Южный Урал). В целом зональный стандарт яруса еще не апробирован достаточно широкой корреляцией. Гжельские конодонты позволяют различать четыре ступени в эволюции рода *Streptognathodus*.

В 1958–1974 гг. в шкале карбона СССР над гжельским выделялся оренбургский ярус, стратотипом которого являются флишоидные отложения с прослоями известняка в верховьях р. Урал. Поскольку этот разрез, как выяснилось, охватывает основную часть гжельского и ассельский ярус перми, название оказалось пока что излишним.

Гжельский ярус сопоставляется с верхней частью стефанского отдела Западной Европы, скорее всего со стефаном В–С. Основанием этого служит косвенная, главным образом через Донбасс, корреляция по остаткам растений и некоторым беспозвоночным.

В целом построение международной ярусной шкалы карбона на 1998 г. оставалось незаконченным. Ее вероятные дальнейшие изменения могут включать «разукрупнение»

части нынешних ярусов, с переводом их названий в надъярусные, как это предлагается отечественной комиссией МСК по каменноугольной системе. С другой стороны, многие зарубежные, особенно североамериканские, специалисты предпочитают полностью новую последовательность ярусных названий, которая была бы основана на конодонтовой биостратиграфии и стандартизована вновь избранными граничными уровнями.

Биостратиграфическая характеристика

Как мы видели выше, ярусная шкала каменноугольной системы построена на основе параллельных зональных стандартов по аммоноидеям, фораминиферам, а в последнее время и по конодонтам.

Аммоноидеи, главным образом гониатитиды, в карбоне эволюционируют очень быстро и при этом широко расселяются, что позволяет различать более 20 родовых зон, обычно называемых по двум руководящим родам (см. табл. 9). Многие зоны делятся еще более дробно на основе видовых комплексов. Подошва карбона в современной шкале принята вблизи уровня почти полного вымирания девонских аммоноидей и появления гониатитов. В течение раннего карбона гониатиты быстро увеличивают свое разнообразие (ароморфный этап), причем специалисты по данной группе ископаемых отстаивают целостность намюра как заключительной фазы этого этапа. Вестфальскому отделу (верхнебашкирские—московские отложения) соответствует второй этап эволюции, в котором возникновение новых признаков значительно сократилось. Третий этап, протоцератитовый (по А. В. Попову), охватывает поздний карбон вместе с ранней пермью. В. Е. Руженцев и М. Ф. Богословская в 1965—1978 гг. предложили собственный вариант ярусной шкалы карбона, основанный на более дробном выделении этапов эволюции аммоноидей. Характерно, что границы в этой шкале почти нигде не совпадают с границами ярусов шкалы МСК.

Аммоноидеи распространены в отложениях сублиторали — глинистых сланцах, тонкообломочных и песчаных известняках, мергелях. Они редко образуют в одном разрезе длительную последовательность и редко сопровождаются полным комплексом бентоса, в том числе фораминиферами.

Фораминиферы являются основной руководящей группой каменноугольных известняков, особенно литоральных фаций, благодаря массовой встречаемости, быстрой эволюции, хорошей изученности и возможности грубого определения возраста отложений даже неспециалистами. Для территории СССР было достигнуто расчленение карбона на 26 последовательных зональных комплексов (см. табл. 9). На эволюции фораминифер было основано русское трехчленное деление системы. Однако после переноса и уточнения некоторых границ обнаружилось, что первый (эндотировый) ее этап начинается с фамена, а третий (швагериновый) заканчивается далеко в пермском периоде. Совпадение зон по фораминиферам и аммоноидеям, как оно показано в табл. 9, может в дальнейшем, по мере уточнения границ, оказаться не столь полным.

Фораминиферы изучаются в шлифах, обычно вместе с известковыми водорослями, местами породообразующими, определения которых сами по себе позволяют приблизительно (обычно до отдела) датировать отложения.

Зональная шкала по конодонтам находится в стадии разработки и в перспективе должна стать не менее дробной, чем шкала по аммоноидеям. Конодонты встречаются в более широком спектре типов отложений, хотя разным фациям обычно соответствуют различные комплексы форм, что требует построения параллельных шкал. Недостатками

являются трудность обнаружения конодонтов, особенно в известняках, и относительно высокая стоимость обработки проб.

Из числа бентогенных групп наибольшую ценность для корреляции карбона имеют, вероятно, кораллы *Rugosa*. Выделенные по ним зональные комплексы довольно уверенно прослеживаются в известняковых сериях экваториального пояса каменноугольного периода. Для внутрирегиональных сопоставлений построены биостратиграфические схемы по брахиоподам и другим раковинным ископаемым (двустворки, остракоды и др.). Однако, за исключением некоторых космополитных форм (брахиоподы *Gigantoproductus*, *Striatifera*, *Choristites* и др.), они не содержат основы для дальних корреляций.

В каменноугольных отложениях, особенно в среднем—верхнем отделах, важную роль приобретают остатки листовой флоры, а также споры наземных растений. Расчленение карбона на три отдела признается отвечающим флористической этапности. Однако первый этап, как установлено А. К. Щеголевым в 1985 г., начинается с позднего девона, а третий (стефанский в западноевропейской шкале) заканчивается уже внутри гжелского века. Дробность глобальных корреляций по растениям или их фрагментам значительно ниже, чем по главным группам беспозвоночных.

Радиоизотопная хронология

Начало карбона определяется цифрой 355–360 млн. лет, с возможной ошибкой 5–10 млн. лет, на основе датировок немногих опорных точек вблизи подошвы турне и в визейском ярусе. Для нижнего карбона (динанта) особенно важны определения возраста по разрезам Шотландии, включающим лавовые потоки и туфы среди палеонтологически датированных песчано-глинистых и карбонатных отложений. Обращает на себя внимание большая длительность визейского века: 18–20, а по некоторым данным до 35 млн. лет. Для среднего—позднего карбона получены многочисленные определения изотопного возраста магматических пород, развитых в герцинидах Западной Европы, Казахстана и других территорий, однако недостатком их обычно является плохая увязка с морскими отложениями, для которых имелась бы детальная биостратиграфия. Возраст границы вестфал/стефан (или средней/поздней эпох русской шкалы) определяется в 296–300 млн. лет, а конец карбона довольно стабильно датируется в 290 ± 5 млн. лет, что показывает малую продолжительность позднекаменноугольной эпохи в шкале СССР—России. Общая длительность каменноугольного периода оценивается в 65–74 млн. лет, скорее ближе к первой цифре.

Палеомагнитные данные

Основная часть нижнего и среднего карбона характеризуется переменной, чаще обратной полярностью магнитного поля Земли и отвечает донецкой гиперзоне схемы А. Н. Храмова. За нею следует гиперзона, или, иначе, суперхрон Киама Е. Ирвинга и Д. Г. Парри, с устойчивым обратным направлением магнитного поля; он охватывает также почти весь пермский период. Более дробные подразделения получены в отдельных регионах, но в глобальном масштабе надежная их корреляция не достигнута.

Заключение

Как следует из рассмотрения истории главных групп органического мира в карбоне, мы имеем больше оснований для деления всего каменноугольного периода на две, чем

на три, примерно равные части. При этом срединная граница, близкая к кровле намюра А или серпухова, по масштабу связанных с ней изменений не уступает принятым сейчас границам карбона. Следует учесть также, что вблизи этого срединного рубежа располагается один из двух-трех вероятных максимумов коллизионных событий герцинской эпохи (судетская фаза складчатости, проявившаяся от Западной Европы и, по крайней мере, до Южного Тянь-Шаня), связанная с ним значительная регрессия, а также начало позднепалеозойского охлаждения и поясной дифференциации климатов Земли. Тем самым значение данного рубежа поднимается еще выше. Мы видим, таким образом, что антраксиферовая (девон—ранний карбон) надсистема А. Дюмона, пермокарбон О. Лаппарана, антраколит Э. Ога или силезий как основная в палеозое эпоха угленакпления имели не меньше оснований называться естественноисторическими системами, чем каменноугольная. Однако выделение именно каменноугольной системы является уже прочной традицией при построении общей геохронологической шкалы, и современная проблема состоит лишь в стандартизации ее внутренних границ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Граница девона и карбона на территории СССР. Минск, 1988.
2. Давыдов В. И. К вопросу о принципах ярусного и зонального расчленения верхнего карбона // Ежегодник ВПО. 1988. Т. XXXI.
3. Кагарманов А. Х., Алексеева И. А., Калмыкова М. А. и др. Основные подразделения каменноугольной системы в СССР // Сов. геол. 1986. № 1.
4. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973 (гл. V, IX).
5. Липина О.А., Рейтлингер Е. А. Граница девона и карбона в морских отложениях // Границы геологических систем. М., 1976.
6. Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л., 1963.
7. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М., 1993.
8. Основные черты стратиграфии карбона СССР / Под ред. А. П. Ротая. Л., 1975 (гл. I—III, VIII).
9. Попов А. В. Биостратиграфия каменноугольных отложений на основе изучения аммоноидей // Стратиграфия фанерозоя СССР. Л., 1983.
10. Региональная биостратиграфия карбона современных континентов. М., 1979.
11. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л., 1977.
12. Эйнон О. Л., Румянцева З. С. О границе нижнего и среднего карбона // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1983. Т. 63. Вып. 1.
13. Юферев О. В. Основные проблемы стратиграфии и некоторые вопросы геологии каменноугольной системы // Этюды по стратиграфии. М., 1974.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Наименование пермской системы, как и большинства других в палеозое, связано с работами Р. Мурчисона, который опубликовал это название в 1841 г.*, после поездки в Предуралье, а в 1845 г., вместе с Э. Вернейлем и А. Кейзерлингом, представил первое полное описание пермской системы в «Геологии России». При этом Р. Мурчисон допустил явное нарушение приоритета Ж. Б. д'Омалиуса д'Аллау, который выделил и описал практически те же отложения в 1831 г. под названием пенеевской (пенинской, Репеев) системы на основе западноевропейских стратотипов. Следует также иметь в виду названия «красный лежень» (Rotliegendes) и «цехштейн» (Zechstein), они были использованы еще раньше, в 1756 г., Леманом и охватывали объем пермской системы Германии. Главный смысл выделения пермской системы Р. Мурчисон видел в заполнении интервала между ранее обособленными каменноугольной и триасовой системами. При этом если нижняя граница перми в Англии, Германии и России представлялась как уровень смены угленосных, часто морских отложений красноцветными, то верхняя граница была проведена внутри сравнительно однородных лагунно-континентальных толщ на основе, как правило, палеонтологических признаков.

Р. Мурчисон в 1845–1849 гг. считал пермскую систему, в объеме красноцветных отложений над каменноугольными известняками России, аналогом одного лишь цехштейна Германии, т. е. верхней перми современной шкалы, а красный лежень и его аналоги в Англии относил, по облику заключенных в них растительных остатков, к карбону. Подошву пермской системы Р. Мурчисон и его соавторы установили в Горной Башкирии, по р. Сакмаре, между гониатитовыми песчаниками современного артинского

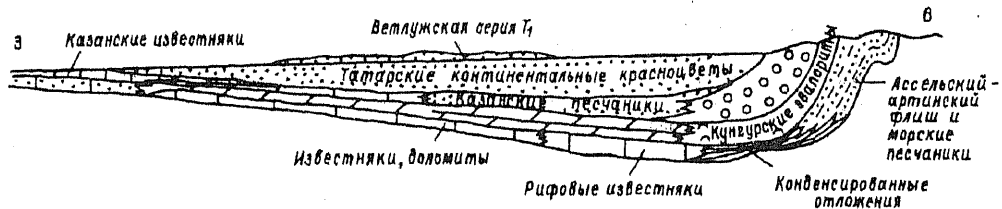


Рис. 15. Схема соотношения основных формаций перми в поперечном профиле через Волго-Уральскую стратотипическую область (по Г. П. Леонову, 1973).

яруса, который они ошибочно сопоставляли с английским карбоном, и вышележащими гипсоносными образованиями нынешнего кунгурского яруса. Поскольку биостратиграфическая корреляция этого уровня тогда еще не удавалась, фактически подошва перми проводилась в регионе между Волгой и Уралом по появлению гипсов, т. е. местами она опускалась ниже, до подошвы сакмарского яруса современной шкалы. В верхней своей части исторический стратотип пермской системы охватывал фациально сходные с верхнепермскими ветлужские песчаники, корреляция которых с нижним триасом также была выполнена значительно позже (рис. 15).

* Почти одновременно, в 1841 г., Г. П. Гельмерсен использовал название «пермские песчаники» для красноцветных отложений моложе карбона и древнее триаса, развитых в Предуралье.

В дальнейшем, после 1848 г., Р. Мурчисон расширил свое понимание объема пермской системы Западной Европы, включив в него красный лежень Германии и песчаники нижнего триаса. Повышение кровли системы было отвергнуто большинством европейских геологов, но понимание перми как двучленной системы, в объеме красного лежня и цехштейна, оказалось более приемлемым и закрепилось. Его отражает еще один синоним пермской системы — «диас», введенный Ж. Марку в 1859 г., но в настоящее время не употребляемый.

Положение подошвы пермской системы в стратотипическом регионе было поколеблено затем работами русских геологов, установивших палеонтологическую характеристику восточноевропейской перми.

Основное значение в этой связи имеют исследования А. П. Карпинского 1873–1890 гг. по артинскому ярусу, составлявшему кровлю уральского карбона в понимании Р. Мурчисона. А. П. Карпинский рассматривал артинский ярус как более древние слои, чем красный лежень Германии (пермь — в окончательном варианте Р. Мурчисона), однако в палеонтологическом отношении (систематический состав ископаемых) — в качестве переходных между каменноугольными и типично пермскими. Исходя из представлений о карбоне и перми как естественных этапах в истории фаун, А. П. Карпинский считал целесообразным выделять также переходные между системами слои и назвал артинские отложения, вместе с покрывающими их кунгурскими известняками и доломитами, «пермокарбоном».

Преемственность в геологической истории карбона—перми подчеркивали также авторы известных в свое время курсов геологии — О. Лаппаран (1893 г.) и за ним Э. Ог (E. Naug, 1908–1911 гг.), предпочитавшие описывать одну пермско-каменноугольную или «антраколитовую» систему. Сходный взгляд развивал позже, в 1935 г., А. Д. Архангельский, указывая, с одной стороны, на единство каменноугольной и пермской морских фаун, а с другой — на непрерывность позднепалеозойского седиментационного цикла, охватывающего карбон и пермь. При этом О. Лаппаран предпочитал считать артинские отложения пермскими, а А. Д. Архангельский — каменноугольными. Одновременно, в конце XIX — начале XX в., большинство европейских геологов, при условии отделения карбона от перми, предпочитали понижать разделяющую их границу и относить, в частности, русский «пермокарбон» все же к перми. Этому, вероятно, способствовало резкое несогласие в основании отэнских (параллельных артинским, по О. Лаппарану) угленосных отложений Центрального Французского массива. Начиная с 20-х годов советские геологи (А. В. Нечаев и др.) чаще выделяли уральский «пермокарбон» уже в качестве нижнего отдела перми.

Такое понижение границы системы вопреки ее первоначальному определению было следствием находок «типично пермских» фаун во все более древних слоях. Понятно, что после переноса границы вниз само понятие о «типичных ископаемых» тоже удревнялось, а это в свою очередь не способствовало стабильному определению искомого хронологического рубежа. Аналогично происходил пересмотр границы карбон/пермь в Западной Европе и особенно в США. Отделяя карбон (пенсильваний) от перми внутри относительно полных известняковых разрезов Техаса и Канзаса, американские геологи в 20–30-х годах сочли целесообразным считать первым рубежом появления «типично пермской» фауны подошву еще более древнего швагеринового горизонта, который был отнесен к перми уже по причине его большей близости к сакмарскому ярусу, чем к подстилающим слоям карбона. Принятие того же уровня в Южной Европе и затем в

советской геологической службе (1951 г.) стало важным шагом к формальной стабилизации объема пермской системы.

Основные опорные разрезы

Историческим стратотипом пермской системы, таким образом, является область между Волгой и западным склоном Урала. В пермском периоде здесь была восточная или, в древних координатах, северо-восточная окраина Евразийского континента, находившаяся в стадии столкновения с Сибирским материком. Возникновение в этой связи палео-Уральского складчато-покровного горного сооружения, появление перед фронтом уральских надвигов передового прогиба в ранней перми и его ликвидация (закрытие) в поздней перми, с распространением на Восточно-Европейской равнине продуктов сноса с Уральских гор и одновременной аридизацией климата — вот главные события пермского периода в Предуралье. Соответственно стратотипический разрез перми (см. рис. 15) носит отчетливо регрессивный характер и распадается на два седиментационных цикла, которым примерно отвечают два отдела системы.

В основании стратотипической перми преобладают известняки, лишь на востоке замещаемые молассой. Верхнюю часть нижнего цикла составляют здесь красноцветные, а в Предуральском прогибе — сульфатно-галогенные отложения. Верхний цикл лишь на западе включает трансгрессивно лежащие известняки (казанский ярус), а завершается повсеместно континентальными образованиями. Разрез разделен несколькими длительными перерывами, особенно это свойственно его кровле на границе с ветлужской серией триаса. Палеонтологическая характеристика нижних ярусов перми в основном достаточна для широких корреляций, однако верхняя пермь стратотипической местности сопоставляется с одновозрастными отложениями других регионов значительно хуже. Трудности возникают уже при корреляции пермских свит Приполярного Урала и Пай-Хоя с их среднеуральскими аналогами.

Пермские отложения Западной Европы имеют еще менее полные разрезы. Нижняя часть перми (отэн, нижний ротлигенд) отличается еще сохранением угленосности и серой окраски части отложений, образованных во внутриконтинентальных водоемах. Выше (саксоний, или верхний ротлигенд) представлены красноцветы. Верхняя пермь залегают, обычно с несогласием в подошве, на угленосном карбоне или на поверхности древних (эпикаледонских, докембрийских) массивов. Вследствие широкого распространения позднепермской трансгрессии известняки цехштейна Германии и их аналоги нередко более тесно связаны с мезозоем, чем с подстилающим палеозоем. При этом граница перми с триасом в непрерывных разрезах также не известна.

Более полными являются некоторые платформенные разрезы Северной Америки, в особенности карбонатная последовательность западного Техаса, по своей истории в пермском периоде (известняковая платформа с рифовыми массивами на границе передового прогиба) сходная с предуральской пермью. Разрез западного Техаса в горах Гласс Маунтинс, принятый в качестве эталона стандартного расчленения пермской системы США, делится на четыре серии, из которых лишь в верхней (очоа) происходит переход к эвапоритам. Как кровля, так и подошва техасской перми сопровождаются несогласиями.

Пермские отложения Бореальной области (от Шпицбергена до севера Аляски) представлены морскими терригенными, частично угленосными фациями, которые в низах

системы, а иногда и посредине ее замещаются известняками. Эти фации отвечают северным шельфам и континентальным склонам пермской Пангеи, находившимся в условиях умеренного климата. В последние десятилетия ряд разрезов здесь стал хорошо известен: они успешно сопоставляются, по крайней мере на некоторых уровнях, с преуральскими, однако расчленяются лишь на региональные подразделения. Внутриконтинентальная часть Бореальной области (Ангарида, в основном Восточная Сибирь), как и противоположная ей Гондванская область Южного полушария, покрыта пермскими угленосно-терригенными отложениями, роль которых в построении стандартной хроностратиграфии невелика.

В Тетической области пермские разрезы сформированы на открытых шельфах пассивных окраин и микроконтинентов Мезотетиса в условиях тропического климата, но в нижней их части на окраинах Гондваны иногда находятся тиллиты. Тетическая пермь отличается наибольшей полнотой, особенно в верхней, переходной к триасу части, богатством и разнообразием морской фауны, что могло бы обеспечить некоторым из ее колонок роль мировых эталонов пермской системы. Однако в истории изучения системы тетическая пермь стала известна относительно позже. К настоящему времени хорошо исследованными можно считать пермские разрезы Закавказья и северного Ирана, Памира, Соляного Кряжа в северном Пакистане; в качестве опорных разрезов могут быть использованы пермские (особенно верхнепермские) известняки Техаса в США, Южного Китая, о. Тимор в Индонезии и других районов.

Пермь Центрально-Иранского массива, включая его районы в пределах Азербайджана и Армении, составляет часть шельфового комплекса на внутритетическом микроконтиненте. Она залегает трансгрессивно, с красноцветами и бокситами в основании и представлена преимущественно известняками; верхи нижнего и верхний отдел относительно полные и сменяются сходным по составу нижним триасом.

Отложения перми на Памире имеют неоднородное строение. В Дервазском хребте, где они были открыты и описаны еще в начале XX в., пермские отложения относятся к окраине позднепалеозойской Евразии и проявляют типичное для ее разрезов регрессивное строение: фаунистически охарактеризована лишь нижняя, морская песчано-сланцево-известняковая пермь, покрывающая известняки верхнего карбона. На Юго-Восточном Памире пермь принадлежит уже гондванскому шельфу и представлена почти полным морским разрезом, охватывающим отложения карбона—юры. Нижняя пермь — терригенная, верхняя — существенно карбонатная. Здесь находятся стратотипы некоторых ярусов тетической шкалы.

Подощва системы

Уровень подошвы перми решением МСК в 1992 г. принят в основании швагеринского горизонта, или ассельского яруса, и установлен в разрезе Айдаралаш (Башкирское Предуралье). Международная ратификация уровня подошвы проведена в 1996 г. с указанием ее точного физического положения, что отвечает требованиям к глобальному стандарту стратиграфической границы (рис. 16). Биостратиграфически этот рубеж соответствует первому появлению конодонтов группы *Streptognatodus* «wabaunsensis» или, менее точно, крупных фораминифер *Sphaeroschwagerina* (*S. vulgaris* и др.). Одновременно происходит смена оренбургского (позднегжельского) комплекса аммоноидей (зона *Shumardites* — *Vidrioceras*) ассельским комплексом (зона *Svetlanoceras* — *Juresanites*).

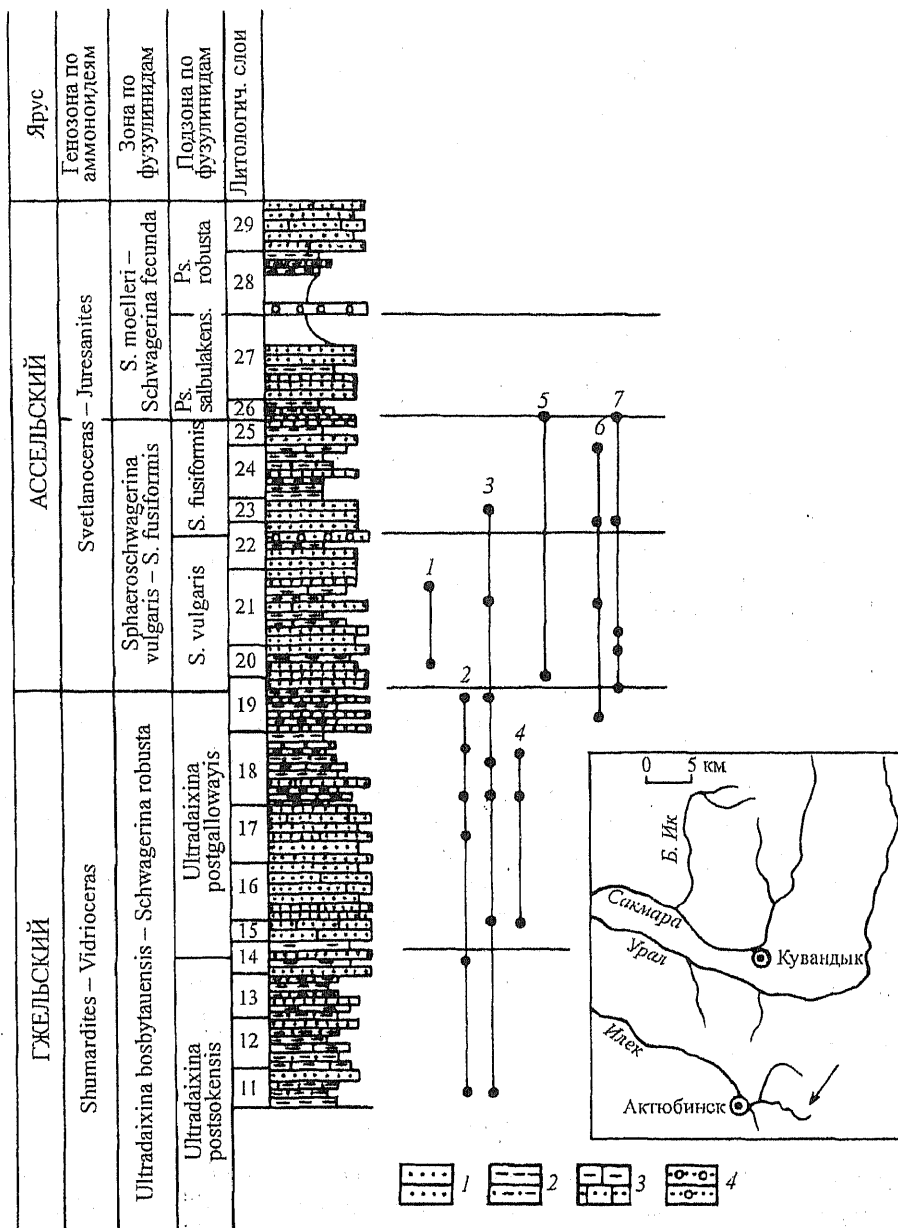


Рис. 16. Пограничные слои каменноугольной—пермской систем в разрезе Айдаралаш (Оренбургское Предуралье, см. врезку) и распределение в них некоторых ископаемых (по В. И. Давыдову и др., 1994). Вещественный состав: 1 — песчаники; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — глинистые и песчаные известняки; 4 — гравелиты, конгломераты. Аммоноидеи: 1 — *Svetlanoceras primore* Bog. et A. Pop. Фузулиниды: 2 — *Ultradaxina bosbytauensis* Bensch; 3 — *Occidentoschwagerina alpina* Kahl. et Kahl.; 4 — *Ultradaxina postgallowayi* Bensch; 5 — *Sphaerischwagerina vulgaris darvasica* (Lev. et Scherb.). Конодонты: 6 — *Streptognathodus acuminatus* Gunn.; 7 — *St. asselicus* Isak.

События, произошедшие на границе карбона—перми, и соответствующая ей перестройка ископаемых биоценозов не столь значительны; во всяком случае, они менее заметны, чем на уровне серпуховско-башкирской границы внутри карбона. Распространение фауны со *Schwagerina* все же связано с широко проявленной трансгрессией; некоторые авторы считают ее синхронной с фазой аридизации климата и резкого прироста той части поверхности суши, что была покрыта красными цветами и флорой с *Callipteris*.

Отметим два варианта положения этой границы, существовавших в недавнем прошлом:

1. Подошва сакмарского (s. str.) яруса, принятая в СССР до 1952 г. как начало перми. По мнению ряда авторов (Д. М. Раузер-Черноусова, В. Е. Руженцев и др.), она лучше соответствует завершению каменноугольного этапа эволюции морской фауны, особенно аммоноидей и отчасти фораминифер.

2. Подошва зоны *Daixina bosbytauensis* — *D. robusta*; с более ранними швагеринидами (*Occidentoschwagerina* и др.) по сравнению с типично ассельскими. До 1992 г. этот рубеж был принят МСК в качестве нижней границы ассельского яруса и пермской системы в целом, но в дальнейшем отвергнут как проходящий внутри единой зоны по аммоноидеям (*Shumardites* — *Vidrioceras*) и поэтому не обеспечивающий достаточно надежной корреляции. Зона *bosbytauensis* — *robusta* венчает теперь гжельский ярус.

Деление пермской системы

Мировой стандарт перми с 1996 г. включает три отдела. Однако российская шкала остается пока двучленной и следует в этом традиции, издавна принятой в России (СССР) и Западной Европе. Такая традиция не столько идет от двучленного строения германского разреза перми («диас»), сколько отражает последующую историю становления объема системы: нижний отдел — это «пермокарбон», или слои, отнесенные первоначально Р. Мурчисоном в России к карбону, а верхний отдел — собственно пермь в начальном ее варианте. В стратотипическом регионе такое деление отвечает крупной цикличности образования осадочных толщ Предуралья, которая в общем проявляется также в германских и английских разрезах перми, но почти не выражена в Альпийском поясе и более южных регионах.

Отметим, что и в прошлом использовались варианты с тремя или четырьмя основными подразделениями пермской системы. Например, некоторые западноевропейские геологи называли средней пермью, или саксонием, верхнюю часть красного лежня, которая теперь коррелируется с верхами нижней перми. В Северной Америке (преимущественно в США) с 1939 г. применялось подразделение системы на четыре серии (табл. 10). Это расчленение также отражает региональную цикличность образования пермских толщ и главнейшие перерывы. Некоторые американские стратиграфы уже давно называли первые два отдела (серии) нижней пермью, а гваделупский — средней пермью. Американская схема расчленения широко известна и используется для мировых корреляций, хотя большинство авторов все же отдают предпочтение стратотипической. Иногда указывают при этом, что фауна пермских бассейнов Северной Америки эндемична и вследствие этого подразделения американской морской средней—верхней перми с трудом коррелируются даже с фациально близкими разрезами евразийской части древнего Тетиса.

Биостратиграфически расчленение перми на два отдела обосновано главным образом широким распространением в поздней перми нового комплекса растений, с участием голосеменных, а в морской фауне — появлением среди аммоноидей цератитов и массовым развитием так называемых высших фузулинид.

Трехчленное деление системы впервые предложил О. Лаппаран в 1839 г. на основе общих, весьма приблизительных соображений об этапности в развитии пермских флор и фаун. Обособленный им средний (пенджабский) отдел или этаж применялся главным образом в Индостане. Попытки выделять среднего пермь в Предуралье в объеме уфимского яруса (А.А.Борисяк, 1922 г.) успеха не имели.

В современной мировой шкале (см. табл. 10) средний отдел перми выделен после изучения основных групп фауны (фораминиферы, аммоноидеи, а в самое последнее время и конодонты), обеспечивающих широкую корреляцию отложений прежде всего открытых морей. По-видимому, этот вариант лучше всего отражает этапность в эволюции перечисленных групп. Нижний (предуральский) отдел соответствует нижней перми России. Из традиционной российской верхней перми вычленен в качестве среднего гваделупский отдел в составе роадского — кептенского ярусов (см. табл. 10), а верхним (лопинским) отделом должны считаться отложения, отвечающие лишь верхней части татарского яруса и перерыву в его кровле. Морские верхнепермские отложения в таком объеме довольно сильно отличаются от подстилающих «гваделупских» по составу ископаемых: через их подошву не переходят биозоны многих аммоноидей, конодонтов, а также всех крупных фузулинид. Характерно и то, что морские отложения этого возраста в Бореальной области почти отсутствуют.

В конечном итоге такой вариант деления перми получил широкое признание и был одобрен в 1996 г. Международной подкомиссией по стратиграфии перми.

Меньше сторонников оказалось у четырехчленного деления системы, которое также обсуждалось в 90-х годах. В этом случае предлагалось обособить в качестве нижнего отдела уральскую морскую пермь (ассельский — артинский ярусы либо только часть последнего), кровля которой по времени отвечает кризису, охватившему в артинском веке как морскую, так и наземную биоту.

Двучленное деление перми, официально принятое для России, проведено по основанию уфимского яруса. Эта граница коррелируется с трудом и сама по себе не является рубежом первого порядка в истории пермских фаун и флор. Поэтому некоторые отечественные авторы предлагали начинать верхнюю пермь с подошвы кубергандинского яруса тетической шкалы (см. табл. 10) или синхронной ей подошвы роада в Северной Америке, чему соответствует начало или середина уфимского яруса Предуралья. Здесь начинается новый этап в истории аммоноидей. Стратиграфической службой СССР до 1980 г. употреблялась также граница отделов в основании казанского яруса, т. е. выше современного варианта, что обосновывалось главным образом резкой сменой фациальных обстановок, связанных с казанской трансгрессией в стратотипической области. В морских тетических разрезах эта граница опознается по фораминиферам, но в континентальных сериях Северной Евразии должна разделить единый растительный комплекс и поэтому сейчас большинством специалистов отвергается. Наконец, есть сторонники границы между отделами перми в основании кунгурского яруса, что означало бы принятие за нижнюю пермь старого «пермокарбона». Однако оказывается, что кунгурская фауна в морских разрезах очень мало отличается от артинской. Таким образом, артинско-кунгурская граница, которую Р. Мурчисон с коллегами принял как подошву перми, фактически является местной и сугубо фациальной.

Таблица 10. Корреляция основных вариантов ярусного деления пермской системы (Котляр, Ганелли, 1983; Зональная стратиграфия..., 1991; Cowie, Bassett, 1989; Левен и др., 1994, 1997)

Волго-Уральская (стратотипическая) область		Тетичская область		Северная Америка		Мировая ярусная шкала (проект 1996 г.)					
Оддел	Ярус	Зона по фузулицидам	Региорус	Оддел	Серия	шкала (проект 1996 г.)					
Верхний	?	(Зоны по аммонитам, остракодам, спороморфам и др.)	Дорашамский	Верхний	Джульф.	Чансинский					
	Татарский		Джувльфинский			Уцзянский					
	Казанский		Lepidolina kupaensis	Мидийский	Таджулукская	Оча	Кетгенский				
	Уфимский		Yabeina globosa	Муртабский			Вордский				
			Neoschwagerina (3 видовые зоны)				Кубергадинский	Родский			
Cancellina cutalensis		Кунгурский	Кунгурский								
Armenina	Misellina ovalis		Болорский	Леонардукская		Артинский					
Кунгурский	Misellina	(2 видовые зоны)		Яхташский	Нижний	Леонардукская	Артинский				
Артинский	Parafusulina solidissima	Chalaroschwagerina (2 видовые зоны)	Яхташский	Сакмарский			Сакмарский				
	Pseudofusulina concavatus			Сакмарский			Вольфрамшкская		Ассельский		
	P. ardalensis						Ассельский	Ассельский		Ассельский	
	P. vepueui, P. uralica							Ассельский		Ассельский	
Сакмарский	P. moelleri	Robustroschwagerina, Paraschwagerina	Сакмарский	Вольфрамшкская		Ассельский					
Ассельский	Schwagerina sphaerica, Pseudofusulina firma	S. vulgaris, S. fusiformis	Ассельский	Ассельский		Ассельский					
	S. moelleri, P. fecunda			Ассельский		Ассельский					
	S. vulgaris, S. fusiformis			Ассельский		Ассельский					

Будем надеяться, что международное решение положит конец, по крайней мере, формальным разногласиям и позволит в дальнейшем датировать события и рубежи пермской истории на более прочной хронологической канве.

Ярусная шкала

В России—СССР ярусная шкала перми официально существует в двух вариантах: стратотипическом (Волго-Уральском) и тетическом. Последний утвержден МСК в 1981 г. для районов Закавказья, Памира и Дальнего Востока. Согласно Стратиграфическому кодексу 1992 г., мы должны считать одну из этих шкал или же обе региональными и называть их подразделения региоярусами или горизонтами. Кроме того, существует множество неофициальных альтернативных вариантов ярусного деления: только для верхней перми предложено до 40 ярусных названий.

Стратотипическая шкала. Эта шкала, которая начала формироваться в конце XIX в., была принята затем в качестве общей на территории СССР—России и рекомендована как мировой стандарт решением XXVII сессии МГК (1984 г.), однако нуждается в серьезной доработке. Шкала в этом варианте состоит из семи ярусов (см. табл. 10, левая колонка), выделенных на основе регионально-геоисторических или (и) биостратиграфических данных. Формальные определения границ ярусов пока отсутствуют.

Ассельский ярус выделен первоначально как горизонт (швагериновый) в составе сакмарского яруса, а с 1954 г., по предложению В. Е. Руженцева, рассматривается как самостоятельный ярус в подошве пермской системы. Он начинается с фораминиферовой зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris* — *S. fusiformis* — одной из трех, составляющих биостратиграфическое содержание яруса. Отчетливая граница по аммоноидеям (завершение оренбургского этапа с *Schumardites*) проходит, после уточнения объема яруса, также в его подошве, что соответствует первоначальному определению этого яруса В. Е. Руженцевым. По швагеринам, а теперь и по конодонтам (стрептогнатовый комплекс) ассельский ярус допускает очень широкую корреляцию и получил мировое признание. Историческим стратотипом является разрез по р. Ассель (притоку р. Б. Ик) в Оренбургской области, образованный переслаиванием известняков, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Однако сейчас положение подошвы яруса указано в разрезе Айдаралаш (см. рис. 16).

Сакмарский ярус выделен В. Е. Руженцевым в 1936 г. из объема отложений, описанных Р. Мурчисоном с соавторами и затем А. П. Карпинским как артинские песчаники (горизонт), и введен в общую шкалу перми с 1950 г. Стратотипом его является разрез по р. Сакмаре, у дер. Кондуровка, сложенный песчаниками с прослоями сланцев и известняков. Пока что подошва яруса определена лишь биостратиграфически, как основание зоны *Pseudofusulina moelleri*, здесь же исчезают типичные *Schwagerina* и обновляется состав аммоноидей. По крупным фузулинидам (прежде всего *Pseudofusulina*) сакмарский ярус делится на три зоны, которым в Предуралье отвечают горизонты региональной схемы; их возрастные аналоги распознаются весьма широко. Глобальная корреляция яруса возможна также по аммоноидеям и конодонтам (неогондолелловый комплекс).

Артинский ярус в широком смысле, включая сакмарский, установлен еще Р. Мурчисоном и др. в 1841 г., однако сейчас понимается в составе лишь верхней части прежнего объема. Название яруса происходит от пос. Арти на р. Уфе, где имеются

отдельные выходы артинских отложений. Фактически же за стратотип принимается верхняя часть толщи полимиктовых морских песчаников, сланцев и глинистых известняков с аммоноидеями на р. Сакмаре у дер. Кондуровка. На западном борту Предуральского прогиба артинские отложения представлены рифовыми фациями. Ярус делится на три зоны по крупным фораминиферам (*Pseudofusulina*, *Parafusulina*) и на две зоны по аммоноидеям, образующим богатый родами комплекс; конодонты (в основном *Neostreptognathodidae*) также существенно отличаются от сакмарских. Однако корреляция артинских отложений за пределами стратотипического региона более затруднительна, чем для подстилающих ярусов перми. Наиболее вероятными аналогами артинского яруса являются верхний красный лежень (саксоний) Германии и леонардиен США.

Кунгурский ярус выделен А. А. Штукенбергом в 1890 г. в объеме доломитово-известняковых слоев, с которых Р. Мурчисон на р. Сакмаре начинал разрез пермской системы, а А. П. Карпинский помещал их в кровлю пермокарбона. Стратотип описан в районе г. Красноуфимск. Отсутствие в стратотипическом разрезе фузулинид и аммоноидей, фациальная природа обеих границ затрудняют широко корреляцию этого яруса. Пока что она возможна по остракодам (две зоны) либо через фауну рифовых и терригенных фаций уральского кунгура, а также Таймыро-Кольмской области, которые сами скоррелированы со стратотипом не вполне надежно. По этим причинам кунгурский ярус иногда объединяли как с артинским, так и с вышележащим уфимским либо пытались заменить другими, примерно одновозрастными, подразделениями.

Для удобства международной корреляции подошва кунгурского яруса, вероятно, будет понижена до совмещения ее с подошвой болора (см. ниже) и его аналогов в морских фациях, коррелируемых по началу конодонтовой зоны *Neostreptognathodus plevi*.

Ярусная шкала предуральской нижней перми признана в качестве международной решением Подкомиссии по стратиграфии перми, однако лимитотипы нижних границ ярусов на 1998 г. еще не избраны.

Уфимский ярус, начинающий верхнюю пермь Предуралья, введен в общую стратиграфическую шкалу СССР в 1960 г., хотя само название предлагалось А. В. Нечаевым еще в 1915 г. В стратотипической местности (берега р. Камы и нижнего течения р. Белой) ярус представляет собой, по существу, свиту красноцветных отложений карбонатно-терригенного состава с гипсами. Фауна их — в основном пресноводные остракоды, реже морские брахиоподы, моллюски и др. Хорошо изучена флора с *Callipteris* и спорово-пыльцевые комплексы. В XIX в. эти отложения считались нижнепермскими (см. выше), но и позже их часто объединяли, на основе флористического сходства, в один ярус с кунгурскими (вариант его названия — «прикамский»). Сопоставление уфимского яруса с морскими его эквивалентами затруднительно; некоторые надежды связаны со ступенчатой корреляцией через борельные морские разрезы, где уфимскому соответствует пайхойский региоярус с конодонтами, отличающимися от форм из вышележащих казанских отложений. Верхнеуфимские образования Борельной области теснее связаны уже с казанскими и татарскими.

Казанский ярус объединяет сероцветные морские глинисто-карбонатные отложения с прослоями гипсов, залегающие обычно трансгрессивно, в стратотипической местности — на сакмарских известняках. Сопоставление казанских отложений с германским цехштейном, подтвержденное разнообразной раковинной фауной (брахиоподы, гастроподы, двустворки и др.), восходит к наблюдениям, сделанным в стратотипической местности (р. Волга близ г. Казани) Р. Мурчисоном и его спутниками по русской

экспедиции. Название яруса ввел А. В. Нечаев в 1915 г., и в дальнейшем оно постоянно употреблялось в стратиграфической шкале русской перми, хотя выдвигались предложения объединить казанские и уфимские отложения в «камский ярус». Казанская фауна, несмотря на морское происхождение, относительно эндемична, и сопоставление ее с комплексами других провинций неоднозначно. Указывается на существенное изменение, по сравнению с нижней пермью, комплексов листовой флоры и миоспор.

Татарский ярус, последний в пермской части шкалы, назван так С. Н. Никитиным в 1887 г. Ярус представлен красноцветными песчано-глинистыми и карбонатными толщами, которые с перерывом налегают на морские казанские отложения. Перерыв в кровле яруса по объему еще больше. Стратотип не имеет точного определения, хотя опорными являются разрезы Самарской, Оренбургской областей и бассейна р. Вятки. Название утверждено МСК в 1960 г. несмотря на то, что первоначально в состав этого яруса включались и нижнетриасовые (ветлужские) отложения. Корреляция татарского яруса, охарактеризованного пресноводной фауной (в основном остракоды) и остатками пресмыкающихся (тетракоды), а также наземной флорой, с морскими разрезами Тетической области весьма затруднительна. Однако аналоги татарского яруса могут распознаваться в континентальных и морских бореальных отложениях Сибири и Арктики.

Ярусная шкала верхней перми в охарактеризованном выше варианте используется сейчас лишь на территории России и некоторых соседних стран. Мировой стандарт находится в стадии разработки; во всяком случае, ясно, что границы ярусов будут избраны в тех регионах, где имеются непрерывные морские разрезы. Пока что остается неизбежным использование параллельных региональных или поясных шкал, но их подразделения (горизонты, надгоризонты, региоярусы) также нуждаются в формальном определении. В частности, предложено несколько ярусных наименований для пермских отложений Бореальной области: пайхойский, новоземельский, свальбардский и другие региоярусы. Однако бореальные ярусы не получили широкого признания из-за неясности объема и недостаточной изученности стратотипов, так что в последнее время на севере Евразии чаще используются погоризонтные шкалы. При этом морские бореальные отложения, содержащие остатки конодонтов и аммоноидей, играют важную роль в мировой корреляции перми стратотипического региона.

Для разработки мирового стандарта пермской системы более подходят разрезы окраин Палеотетиса. К 90-м годам было сформировано несколько вариантов тетической пермской шкалы, два из которых мы кратко рассмотрим ниже.

1. Региоярусы Тетической палеогеографической области в шкале МСК. Этот вариант (см. табл. 10, средняя колонка) построен из нескольких, биостратиграфических по своей природе, подразделений, обособленных и скоррелированных главным образом советскими геологами в полных морских известняково-терригенных разрезах Памира и Закавказья.

Расхождение тетической шкалы с классической предуральской начинается с третьего яруса перми, названного здесь яхташским. Он примерно отвечает артинскому, но определен Э. Я. Левеном в 1980 г. как генозона крупных фораминифер *Chalaroschwagerina* и *Ramigina*. Стратотипический разрез, описанный в юго-западной части Дарвазского хребта, представляется непрерывным и состоит из песчаников и сланцев с прослоями известняков. К сожалению, он лишен органических остатков в нижней, существенно вулканогенной, части. В том же районе и в сходной фации выделен стратотип болорского яруса, содержание которого сводится к соответствию его зоне *Misellina*.

Следующий, кубергандинский ярус, начинающий верхнюю пермь, обозначает фактически зону *Atmepina*, *Cancellina* и привязан к разрезу сланцево-известняковой (очевидно, предрифовой) последовательности уже на Юго-Восточном Памире. В сходном разрезе там же описан стратотип мургабского яруса, который сейчас сужен до объема зоны *Neoschwagerina*, встречающихся в ней вместе с другими высшими фузулинидами. Мидийский ярус, выделенный Э. Я. Левеном в 1980 г., не имеет пока формально определенного стратотипа, а объем его вызывает разногласия в связи с тем, что нижняя и верхняя части яруса существенно различаются между собой по комплексам фораминифер и аммоноидей. Объем следующего, джультинского яруса также обсуждается: он должен состоять из 2–3 зон по аммоноидеям, которые удастся различить в маломощных (8–20 м), по-видимому, стратиграфически конденсированных известняково-глинистых отложениях этого яруса, вскрытых близ г. Джультин на р. Аракс в Южном Закавказье. Следующие пять зон той же последовательности составляют стратотип дорашамского яруса. От триаса он отделен перерывом.

Некоторые из обозначенных на Памире и в Закавказье ярусных границ после уточнения корреляции могли бы претендовать на общемировую роль (см. табл. 10). Джультинский и дорашамский ярусы, возможно, заполняют интервал между татарским ярусом и триасом. Для решения этого вопроса требуется прежде всего преодолеть противоречие между данными по конодонтам (частичное соответствие дорашамского яруса нижним слоям триаса с *Otoceras*) и по аммоноидеям (наоборот, присутствие еще четырех зон между дорашамом и триасом).

2. Проект Международной ярусной шкалы верхней (средней и верхней) перми. В последние годы обсуждается возможность построения мировой стратиграфической шкалы для верхней (надкунгурской) перми, которая состояла бы из ярусных наименований североамериканской и китайской номенклатуры (см. табл. 10).

Верхняя пермь юго-востока США (Гласс Маунтинс, или Стекланные, а также Гваделупские горы) имеет полные разрезы в фациях пелагических глинистых известняков и сланцев, хорошо охарактеризованных конодонтами и аммоноидеями. Выделенные здесь три яруса — роадский, вордский и кептенский (капитанский), — составляющие гваделупскую серию, уже давно входили в региональные стратиграфические шкалы и коррелировались с низами российской верхней перми. В ныне принятой трехчленной мировой шкале название «гваделупский» присвоено среднему отделу. Начальные точки этих ярусов определены по уровням появления некоторых видов конодонтов и, иногда, аммоноидей. Подошва роадского яруса довольно точно отвечает основанию кубергандинского региона яруса тетической шкалы и проходит внутри уфимского яруса. Вордский ярус по конодонтам коррелируется (частично?) с казанским.

Самые верхи североамериканской перми представлены, как и в Предуралье, в красноцветных фациях (серия очоа). Поэтому данный интервал, образующий верхнюю пермь в узком смысле, или «лопинский» отдел, мог бы состоять из джультинского и дорашамского ярусов советской шкалы Тетического региона. Однако более конкурентоспособными признаются, кажется, китайские названия, ранее предложенные Цзин Юган и др. для подразделений из Южного Китая. Подошва нижнего, уцзяпинского (учжапинского), яруса принята по появлению конодонтов зоны *Clarkina crofti* — *S. postbitteri* и оказывается ниже подошвы джультинского яруса тетической шкалы. Определенное преимущество этого уровня заключается в совмещении его со сменой палеомагнитных гиперзон, которая позволяет проводить корреляцию и с основанием верхнетатарского подъяруса.

Окончательный вариант мировой ярусной шкалы пермской системы требует определения лимитотипов (граничных уровней), из которых на 1998 г. избрана, как уже отмечалось, лишь подошва ассельского яруса.

Биостратиграфическая характеристика

Основное значение для расчленения и корреляции морских отложений пермской системы имеют фораминиферы и аммоноидеи, а в последнее время — конодонты. Для фаций изолированных эпиконтинентальных бассейнов на первый план выходят сопоставления по остракодам, брахиоподам, а также наземной флоре.

Фораминиферы в пермском периоде продолжают быстро эволюционировать. Их история проходит три этапа: 1) раннепермский, псевдофузулино-швагериновый, продолжающий поздний карбон; 2) этап высших (многоапертурных) фузулинид, охватывающий конец ранней — начало поздней перми; 3) этап вымирания фузулинид во второй половине поздней перми, который, однако, завершается еще до конца периода. Полностью эти этапы отражены лишь в непрерывных разрезах Тетической области, где выделено до 16 зон в интервале от ассельского до мидийского яруса; в более молодых отложениях встречаются мелкие фораминиферы, коррелирующее значение которых невелико. За пределами Тетиса, в морских отложениях Бореальной области, названные три этапа также прослеживаются, но родовой состав фораминифер после сакмарского века здесь существенно иной.

Аммоноидеи представлены в ранней перми агониатитами и гониатитами, в поздней — главным образом цератитами. В их пермской эволюции различают до девяти этапов. Первые три отвечают ассельскому, сакмарскому и артинскому ярусам. Кунгурские (болорские) аммоноидеи близки к артинским, но считаются более древними, чем роадские в Северной Америке: последние ближе к кубергандинским. Следующие два этапа — вордский и кептенский — известны преимущественно по американским материалам, в Евразии их выделение затруднительно. Зато позднепермский (в узком смысле, т. е. джувльфинский—дорашамский) этап быстрой эволюции цератитов хорошо коррелируется и положен в основу данного интервала тетической шкалы перми, где различают до 7–9 зон.

Конодонты, как и в допермском палеозое, позволяют делать очень далекие и, вероятно, точные сопоставления, однако в пермских отложениях они изучаются лишь недавно. Новейшие данные И. С. Барскова, А. Н. Реймерса (1992 г.) указывают как будто на возможность расчленения ранней перми на три этапа в истории конодонтов, почти точно отвечающих ассельскому, сакмарскому и артинскому—кунгурскому ярусам. Конодонты остальной части перми позволяют различать в области Тетиса еще от 10 до 17 комплексных зон, основанных в среднем (гваделупском) отделе на эволюции рода *Mesogondolella*, а в верхнем (лопинском) отделе их сменяют видовые зоны *Clarkina*. Соотношения конодонтовой шкалы перми с аммонитовой и тем более с последовательностью фораминиферовых зон еще не определились, но энергично изучаются.

Морские остракоды, хорошо изученные на востоке Русской платформы, проходят в пермском периоде три этапа эволюции: позднеассельско-сакмарский, артинско-уфимский и казанский. Затем они сменяются в основном пресноводными, которые также широко используются для региональной стратиграфии, но с морскими комплексами, известными в джувльфинском—дорашамском ярусах, не сопоставляются.

Пермские брахиоподы тоже образуют существенно различные экологические ассоциации в рифогенных известняках Тетической области, с одной стороны, и в шельфовых слоистых известняках и терригенных склоновых отложениях более северных областей — с другой. Последовательность Тетиса, более полная, включает до пяти этапов в истории этой группы. Характерно, что первый из них отвечает позднему карбону — началу артинского века и соответствующий ему комплекс брахиопод мало меняется на границе карбона и перми. С концом пермского периода (дорашамский век) связано обеднение состава брахиопод, хотя последние представители палеозойских семейств доживают в зональном интервале Отосегас, которым начинается триас.

Пермская наземная растительность проявляет столь же резкие различия между Ангарской, Евразийской, Катазиатской и Гондванской провинциями, какие были свойственны второй половине карбона. Это обстоятельство сильно затрудняет дальнейшие сопоставления континентальных фаций перми. Пермская флора Гондваны вообще не сравнима с флорой северных материков: в частности, комплекс с *Glossopteris*, обычно считающийся для Гондваны пермским, может, по мнению С. В. Мейена, начинаться уже с московского века. К тому же систематический состав наземных растений, особенно в самой северной Ангарской области, менялся медленно и без резких скачков.

Радиоизотопная хронология

Нижняя граница пермской системы датирована рядом надежных определений из вулканических и интрузивных пород Казахстана, Португалии, Франции, Австралии. Радиометрический возраст подошвы перми в последнее время принимается равным около 290 млн. лет, с возможной ошибкой до 5 млн. лет. Имеющиеся определения возраста для границ отделов и некоторых ярусов перми пока что не позволяют указать более точные цифры, чем получаемые путем интерполяции; нужно иметь в виду, что большинство проб относятся к континентальным сериям и геологический их возраст определен недостаточно точно. Продолжительность пермского периода составляет около 45–50 млн. лет.

Палеомагнитные данные

Пермская система включает основную часть гиперзоны обратной полярности Киама и начало эпохи Иллаварра: последняя охватывает также часть триаса и характеризуется уже переменным знаком магнитного поля Земли. Граница этих двух магнитостратиграфических подразделений соответствует середине татарского яруса. Та же палеомагнитная граница в Северной Америке проходит в верхней части гваделупской серии. Верхнетатарский подъярус, с переменной полярностью остаточного магнитного поля, эквивалентен по этому признаку учжапинскому ярусу и нижней части красноцветной серии очоа в Северной Америке. Подошве пермской системы соответствует короткий эпизод прямой полярности внутри гиперхрона Киама, подтверждающий корреляцию ассельского яруса и нижней части вольфкампа (см. табл. I, 10).

Заключение

Первоначальный объем пермской системы (кунгурский ярус — нижний триас) соответствовал естественному этапу геологической истории Предуралья и других областей

Европы, Северной Америки и Центральной Азии. Это время горообразовательных процессов в аридном поясе Пангеи после герцинских коллизий, отразившихся в накоплении мощных красноцветных серий с эвапоритами. Границы данного этапа, впрочем, не столь определены, его длительность в разных частях аридного пояса непостоянна. Для остальной климатических поясов и провинций Земли естественная периодизация геологических событий конца палеозоя — начала мезозоя может быть иной.

Пермский органический мир, конечно, существенно отличается от каменноугольного и от триасового, однако изменение происходит через серию последовательно проявленных, относительно малых скачков, время которых для разных групп фауны и флоры очень часто не совпадает и столь же часто не совмещается с принятыми границами перми и ее отделов. В первом приближении, пермский период завершает развитие палеозойской биоты. Однако это касается главным образом лишь морского бентоса, среда обитания которого сужалась и упрощалась из-за осушения и частичной ликвидации шельфов в процессе образования Пангеи, что происходило в течение времени, соизмеримого с самим пермским периодом. Начало перми, примерно в объеме ассельского — сакмарского ярусов, морская фауна которых отличалась еще относительным единством, с этой точки зрения логично было бы включать в каменноугольную или «пермокарбовую» (средний карбон — сакмарский ярус) систему.

Фактически, как мы видим, пермская система и ее отделы в принятых ныне границах определены условно. Поскольку, однако, это деление традиционно, нет смысла его пересматривать применительно к построению общемировой хроностратиграфической шкалы. Задачей остается стандартизация подразделений перми, в особенности ярусной шкалы, с выбором для нее пограничных уровней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горский В. П., Алексеева И. А., Богомазов В. М. и др. Пермская система стратотипической местности // Стратиграфия фанерозоя СССР. Л., 1983.
2. Давыдов В. И., Барсков И. С., Богословская М. Ф. и др. Граница карбона и перми в стратотипических разрезах Южного Урала и ее корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994, т. 2, № 3.
3. Котляр Г. В. Расчленение и корреляция верхней перми Тетиса и Циркумпацифики // Тихоокеанская геол. 1993, № 4.
4. Котляр Г. В., Ганелин В. Г. Основные достижения и проблемы в изучении пермской системы СССР // Стратиграфия фанерозоя СССР. Л., 1983.
5. Котляр Г. В., Левен Э. Я., Богословская М. Ф. и др. Ярусы пермских отложений Тетической области и их глобальная корреляция // Сов. геол. 1987, № 7.
6. Лапкин И. Ю., Кац Ю. И. Геологические события на рубеже карбона и перми // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990, № 8.
7. Левен Э. Я., Грунт Т. А., Давыдов В. И. и др. Международный симпозиум по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми (г. Гуйянь, Китай, 1994) и важнейшие проблемы стратиграфии пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995, т. 3, № 6.
8. Левен Э. Я., Леонова Т. Б., Котляр Г. В. Второй гваделупский симпозиум по стратиграфии перми и его итоги // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997, т. 5, № 1.
9. Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л., 1963.
10. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л., 1977.
11. Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. Л., 1991.
12. Стратиграфия СССР. Пермская система. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л., 1991.
13. Baars D. L. Permian chronostratigraphy in Kansas // Geol. 1990, vol. 18, № 8.

ОБЩАЯ ЛИТЕРАТУРА ПО ПАЛЕОЗОЮ

1. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М., 1991.
2. *Леонов Г. П.* Историческая геология. Палеозой. М., 1985.
3. Практическая стратиграфия. Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ / Под ред. И. Ф. Никитина, А. И. Жамойды. Л., 1984.
4. *Рублев А. Г.* Современное состояние изотопно-геохронологической шкалы фанерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996, т. 4, № 6.
5. *Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др.* Шкала геологического времени. М., 1985.
6. *Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др.* Палеомагнитология. Л., 1982.
7. *Harland W. B., Armstrong R. L., Cox A. W. e. a.* A geological time scale 1989. Cambridge, 1990.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойская (греч. *mesos* — средний) эратема, или группа, впервые выделена У. Филлипсом в 1841 г. для объединения отложений, располагавшихся между пенсильванской системой Ж. Б. д'Омалиуса д'Аллуа (позже пермской по Р. Мурчисону) и третичной системой (табл. 11). Новое название этого интервала разреза земной коры призвано было заменить «вторичные слои» Д. Ардуино (*D. Arduino*) и основывалось на установленной уже к тому времени общей последовательности остатков организмов в фанерозойских толщах. В них мезозойская биота уверенно обособлялась по присутствию раковин аммоноидей и белемнитидей, а также скелетов динозавров, которые были широко распространены в породах, залегающих между палеозойскими (первичными) и кайнозойскими (третичными) образованиями.

В то же время подошва мезозоя У. Филлипса не соответствовала основанию «вторичных слоев», выделенных Ж. Б. д'Омалиусом д'Аллуа в 1831 г. в «свиту отложений с аммонитами», поскольку английский «магнезиальный известняк» и германский «цехштейн» содержали еще типично палеозойскую фауну, и была поднята У. Филлипсом выше по разрезу.

Системы, составляющие мезозойскую эратему, были установлены раньше и в дальнейшем претерпели лишь некоторые номенклатурные изменения.

МСШ мезозоя в настоящее время наиболее дробная, и границы стратонов, составляющих ее, имеют достаточно точное палеонтологическое обоснование. Причины такого исключительного положения рассматриваемой эратемы главным образом субъективны, но частично и совершенно объективны.

Первые объясняются тем, что именно мезозойские, а точнее юрские и отчасти нижнемеловые отложения (Англии) послужили объектом для создания и разработки биостратиграфического метода. Его автор, В. Смит, впервые показал, что остатки древних организмов, которые он назвал «руководящими», позволяют детально расчленять разрезы осадочных пород и надежно их коррелировать. Соответственно формации, выделенные В. Смитом в Англии, сразу же стали обнаруживать в континентальной Европе, Азии, Северной Америке и др. Кроме того, юрские отложения послужили также основой для выделения ныне важнейших понятий в стратиграфии — ярус и зона, введенных А. д'Орбиньи в 1850 г., и появления зонального метода корреляции, предложенного А. Оппелем (*A. Oppel*) в 1856 г.

Объективно же наибольшая разработанность МСШ мезозоя обязана тому, что это эра существования и расцвета аммонитов (рис. 17) — животных, свойства которых полностью соответствуют термину «руководящие ископаемые». Именно краткие эволюционные этапы развития этих моллюсков, как отмечали О. Шиндевольф и Й. Видман (*J. Wiedmann*), создают прочную основу международному геохронологическому стандарту мезозойской эры. Аммониты широко распространены в формирующихся океанах и связанных с ними морях. В результате, в отличие от палеозоя, мезозойская эратема

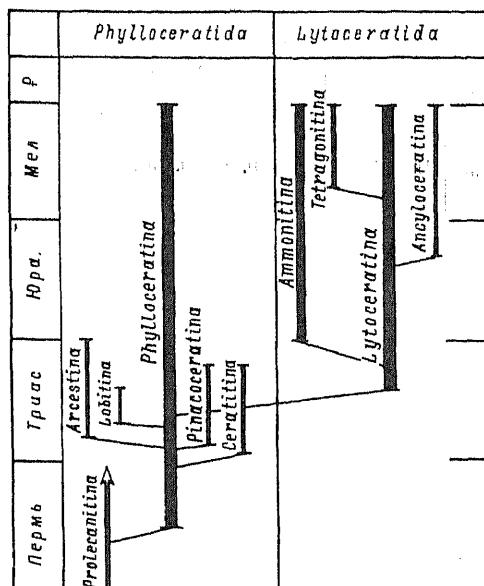


Рис. 17. Распространение основных аммонитовых отрядов в мезозое (по И. А. Михайловой, 1983).

и ее системы увереннее выделяются не только в Европе, где они были первоначально установлены, но и на других континентах, а также в современных океанических осадках.

Тем не менее провинциализм фауны, особенно свойственный этапам широкого проявления коллизионных процессов в зонах взаимодействия литосферных плит, а также дискуссионность ряда положений систематики аммонитов находят выражение в том, что многие вопросы, связанные с пониманием стратиграфических объемов стратонев МСШ, палеонтологических критериев их выделения, положения границ и т. п., еще не решены однозначно. В частности, резкий рубеж между палеозойской и мезозойской эратемами в огромном большинстве мест определяется не передельным моментом в развитии биоты, а приуроченностью к поверхности несогласия. Там же, где переходы относительно согласные (Гималаи, центральная часть Западной Европы), положение данной границы дискуссионно и отдельные варианты ее проведения отражают принципы, исповедуемые теми или иными специалистами. Одни при определении конкретного места границы отдают предпочтение палеонтологическим критериям: появлению, расцвету или вымиранию определенной группы органического мира. Другие признают в качестве ведущего признака соответствие какому-либо широко распространенному седиментологическому или тектоническому событию, например трансгрессии или регрессии.

Граница между мезозоем и кайнозоем менее определена в силу большой растянутости во времени смены мезозойской биоты кайнозойской: она охватывает, если не учитывать исчезновение аммонитов, белемнитов и некоторых других типично мезозойских форм в маастрихтском веке, значительные смежные части поздне меловой и палеоценовой эпох. В настоящее время рассматриваемый рубеж совмещается с подошвой прослоев иридиеносных глин, венчающих маастрихтский ярус, генезис которых тоже

Таблица 11. Оформление МСШ мезозойской эратемы

Современное деление			Ардуино, 1769	Гумбольдт, 1822		Конибир, Филипп, 1822						
Эратема	Система	Отдел		Третичные породы	I. Третичные глины и песчаники с лигнитом	Третичные образования	I. Формации (преимущ. песчаные и глинистые), залегающие выше мела	Верхний порядок				
Мезозойская	Палеогеновая	Верхний	Вторичные породы						IV. Мел 5. Железистые и зеленые пески и песчаники; вторичные песчаники с лигнитом	Песчаные и известковые отложения между Цехштейном и мелом	Вторичные породы	2. а. Мел b. Пески и глины ниже мела
		Нижний										
	Юрская	Верхний		4. Известняк Юры (Лейас, Мергели и Оолитовые отложения Англии)	с. Известковый рухлик (оолит) и глинистые слои							
		Средний										
		Нижний										
	Триасовая	Верхний		3. Квадерный (Кёнигштейнский) песчаник 2. Раковинный (Гёттингенский) известняк. 1. Пестрая глина и песчаник (песчаник Небра)	d. Новый красный песчаник, конгломерат и магнезиальный известняк							
		Средний										
		Нижний										
	Палеозойская	Пермская		Верхний	II. Цехштейн или Альпийский известняк (Магнезиальный известняк): гипс; каменная соль.	3. Каменноугольные породы, включающие угленосную толщу	Средний порядок					
				Нижний								
Каменноугольная		Верхний	I. Красные песчаники и вторичный порфир; угленосные отложения									
		Средний		Первичные породы								
			Переходные образования									

(по Г. П. Леонову, 1973, с изменениями)

д'Омалиус д'Аллау, 1831				Лаппаран, 1906		Ог, 1908-1911			
Отл. третичные	Третичные отложения	Верхние	От Крага до Лондонской глины и Парижского известняка	Третичная эра (неозой)		Нуммулитовая система			
		средние нижние							
Свита отложений с аммонитами	Меловые	Верхние	Флиш и уголь Больтигена туф Маастриха Белый мел	Меловая система	Неомел	Меловая система	Неомел		
		Средние	Гольт Шанглинский песок, песчаник Кёнигштейна					Эомел	Мезомел
		Нижние	Вельдская глина Гастингский песок Пурбекский известняк						
	Юрские	Верхние средние нижние	От Портландского камня до Нижнего оолита британского разреза	Юрская система	Неоюра	Юрская система	Верхний Средний Нижний		
	Лейас	Верхние средние нижние			Мезотора			Лейас	Лейасская подсистема
				Триасовая система	Неотриас	Триасовая система	Верхний Средний		
	Кейперские	Верхние средние нижние	Пестрые мергели раковинный известняк песчаник Небра, песчаник Вогез	Триасовая система			Триасовая система	Нижний	
	Отл. гембиенские	Пенеенские	Верхние			Цехштейн			Пермская система
			средние нижние	медистый сланец мертвый лежен.					
	Отложения каменноугольные								

не бесспорен. Однако эти прослойки распространены не повсеместно и преимущественно встречаются в Атлантическом бассейне. За пределами же их развития определение границы мезозой/кайнозой вызывает серьезные затруднения.

Следует подчеркнуть, что принимаемые сегодня границы мезозоя являются результатом соглашений на представительных совещаниях. Они строго не отвечают ограничениям естественного этапа развития литосферы или жизни на Земле.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Название «триасовая» (по делению ее на три части) для системы, начинающей мезозойскую эратему, было предложено в 1834 г. немецким горным инженером Ф. Альберти (F. Alberti) для объединения широко распространенных в Западной Европе толщ (рис. 18). Так он предложил обозначать три литостратона, последовательно залегающих друг на друге в провинции Вюртенберг (Германия) снизу вверх:

- 1) пестрый песчаник (Buntsandstein);

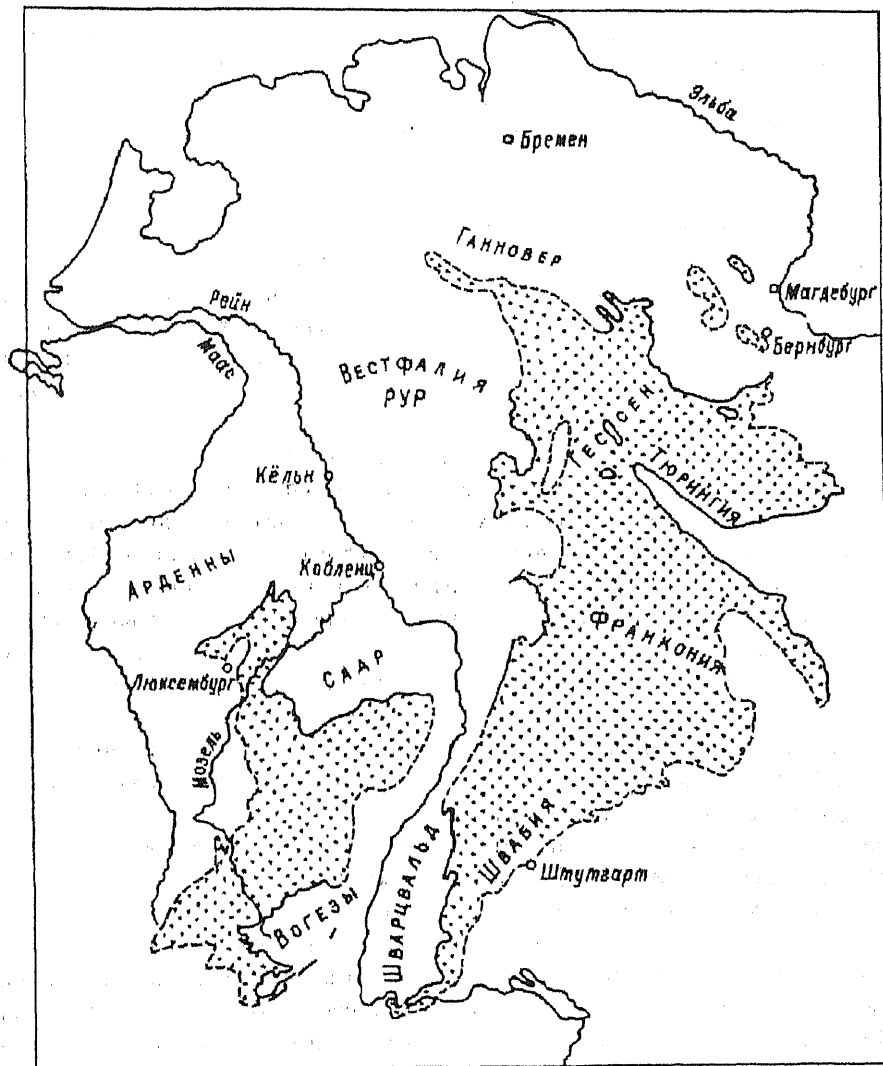


Рис. 18. Распространение триасовой системы (точки) в Центральной Европе (по М. Жиньо, 1952, упрощено).

- 2) раковинный известняк (Muschelkalk);
- 3) радужные мергели, или кейпер (видоизменение немецкого слова «пестрый»).

По мнению Ф. Альберти, их тесно связывает распространение общих окаменелостей.

Однако еще раньше, в 1831 г., Ж. Б. д'Омалиус д'Аллау объединил «песчаник Небра», вышележащий «раковинный известняк» и венчающий эту триаду «кейпер» провинции Кобург (Германия) в общую группу, названную им кейпером. Стратиграфический объем и положение границ кейпера Ж. Б. д'Омалиуса д'Аллау и триаса Ф. Альберти полностью совпадали.

Вот что пишет по этому поводу Г. П. Леонов: «Альберти, таким образом, через три года после д'Омалиуса д'Аллау вторично объединяет пестрый песчаник, раковинный известняк и кейпер в один стратиграфический комплекс, предлагая для него новое название — триас. Перечислив в предисловии к своей работе имена ученых, имевших отношение к предмету его исследования, Альберти не упоминает имени д'Омалиуса д'Аллау... представляется все же маловероятным, что Альберти не был знаком с этими (д'Омалиуса д'Аллау по выделению кейпера. — В. П.) работами» (Леонов, 1973, с. 362–363).

Таким образом, автор триасовой системы, Ф. Альберти, первым нарушил одно из основных номенклатурных правил — правило приоритета (заметим, правда, что обязательным оно стало после решений VIII сессии МГК, состоявшейся в Париже в 1900 г.). Тем не менее название «триасовая» быстро вытеснило наименование «кейперская», возможно, потому, что последнее раньше, в 1822 г., предлагалось Л. фон Бухом (L. von Buch) для пестрого мергеля в провинции Кобург (верхнего триаса) и в таком значении им широко пользовались немецкие геологи.

Связь комплексов, объединенных Ф. Альберти в триасовую систему, на самом деле далеко не такая уж тесная. Все три подразделения имели лишь два общих вида двустворок, проходящих к тому же и в более молодые слои. Восемь видов двустворок встречаются в пестром песчанике, раковинном известняке и нижнем кейпере. Три вида двустворок и хвощ *Calamites arenacens* известны из пестрого песчаника и кейпера и т. п. С другой стороны, помимо указанных, пестрый песчаник содержал 21 вид биофоссилий, свойственных только ему; раковинный известняк — 51 вид; кейпер — 17. Таким образом, части триаса и палеонтологически достаточно самостоятельны, а Ф. Альберти в своей работе по-иному не объясняет объединение их в одну систему. Тем не менее именно германская фация триаса до сих пор олицетворяет ее. Позже она претерпела ряд уточнений, подверглась более подробному делению, но ни разу не испытала серьезной ревизии и дошла до нас в первозданном виде.

Однако распространение германской стратиграфической схемы за пределы Центральной Европы было практически невозможно в связи с преимущественно лагунно-континентальным генезисом составляющих ее пород и эндемичностью встречающихся в них органических остатков. Поэтому основой ярусного деления системы стали морские отложения триаса других регионов, и прежде всего Альп, где они широко представлены.

Австрийские геологи В. Вааген (W. Waagen), К. Динер (C. Diner), Э. Мойсисович (E. Mojsisovics) в 1895 г. предложили стратиграфическую шкалу триаса, состоящую из двух отделов, четырех серий и восьми ярусов (табл. 12), различавшихся главным образом комплексами аммоноидей. В качестве эталона нижней части триаса предлагались соответствующие отложения Соляного Кряжа и Гималаев, так как в Альпах нижняя

Таблица 12. МСШ триасовой системы (по E. Mojsisovics, W. Waagen, C. Diner, 1895)

Система	Отдел	Серия	Ярус
Триасовая	Верхний	Баварская	Рэтский
			Юлавский
	Тирольская	Карнийский	
		Норийский	
	Нижний	Динарская	Апизийский
			Гидаспийский
Скифская		Якутский	
		Браминский	

часть системы бедна аммонитами. А. Биттнер (A. Bittner) сопоставил шкалу «аммонитового триаса» с германским разрезом (табл. 13). Проведенная корреляция показала, что независимыми остались стратонаы начиная с ранга яруса, общий же стратиграфический объем системы и ее членение на отделы определялись подразделениями германского триаса. В начале нашего века А. Гейт (A. Hyatt), Дж. П. Смит (J. P. Smith) и Г. Артхабер (G. Arthaber) уточнили стратиграфическую схему морского триаса. Они предложили делить его на три отдела и исключить из схемы серии вообще. При этом Г. Артхабер нижний отдел назвал скифским ярусом; гидаспийский ярус он разделил на две части: нижнюю отнес к нижнетриасовому отделу, включив в состав скифского яруса, а верхнюю — к среднему, не выделяя геологические соотношения толщ. Он же переименовал норийский ярус Э. Мойсисовича в ладинский (выделенный А. Биттнером), а юлавский ярус Э. Мойсисовича — в норийский. Одновременно Ф. Фрех (F. Fresch) в 1911 г. показал, что цератитовые слои Соляного Кряжа или скифский ярус Г. Артхабера являются стратиграфическим эквивалентом пестрого песчаника Германии или верфенского яруса Альп.

Таким образом, разработанная уже в самом начале XX в. МСШ триасовой системы сохранила стратиграфический объем, равный германским ее фациям. При этом каждый из трех ее отделов соответствует одной из трех основных частей колонки германского триаса.

Ярусы, составляющие отделы, основаны на местонахождениях аммонитовых остатков в разных частях Альпийского складчатого пояса: нижнетриасовые аммоноидеи установлены в Пакистане, средне- и верхнетриасовые — в Австрии. При выделении ярусов их авторами было допущено, с точки зрения современных требований, множество номенклатурных нарушений: под одними названиями фигурировали разные стратиграфические интервалы, изменялись стратиграфические объемы без изменения названия стратона и т.п. Кроме того, практически для всех выделенных ярусов не были указаны их стратотипы, потому что ярусы отождествлялись с биофонами соответствующих аммонитовых комплексов. Данное обстоятельство до сих пор служит причиной дискуссии положения некоторых границ между ярусами.

Французские стратиграфы Э. Ог (E. Haug) и М. Жинью (M. Gignoux) в 1952 г. немного изменили положение границы между средним и верхним триасом. Они подняли ее в основание среднего (или гипсоносного) кейпера в связи с присутствием в нижнем (или буроугольном) кейпере нескольких представителей фауны, характерной для раковинного известняка. Это предложение вызвало резкий протест австрийцев — А. Биттнера и др.

Таблица 13. Сопоставление расчленения триасовой системы Альп и Центральной Германии по А. Битнеру (из Г. П. Леонова, 1973)

	Основные естественные группы альпийского триаса	Северные Альпы	Южные Альпы	Ярус	Расчленение германского триаса
V	Верхняя, бедная известняками (кёссенская)	Кёссенские слои и верхний дахштейнский известняк Гюмбеля	Кёссенские слои	Рэтский	Рэтский кейпер
IV	Верхняя известняковая (Главного доломита или дахштейнского известняка)	Плитный известняк (дахштейнский известняк Нижней Австрии) Главный дахштейнский известняк или главный доломит Коралловый известняк с включениями хальштаттского известняка Известняк Опоница; устричный известняк слоев с <i>Cardia</i>	Главный доломит или дахштейнский известняк Торерские слои и слои Святого Креста	Норийский	Главный кейпер Средний или пестрый кейпер Гипсоносный кейпер
III	Средняя, бедная известняками (лунц-райблская)	Слои {песчаник Лунца, Лунц-райнграбенский сланец Сланец с <i>Trachyceras aon</i>	Райблские слои и слои плато Шлерн	Карнийский	Буроугольный кейпер
II	Нижняя известняковая (раковинного известняка)	Веттерштейнский известняк, партнахские слои, рейфлингерский известняк Цефалоподовый пласт Рейтге и группы Рейфлинга Гутенштейнский и рейхенхальский известняк	Слои Венгена-Сен-Кассиан и Бухштейна, включая известняк Есино, известняк Мармолаты, шлернский доломит и др. Известняки Преццо и Рекоаро Бедный ископаемыми нижний раковинный известняк Юдикариана и др.	Ладницкий Рекоаро } альпийского раковинного известняка	Раковинный известняк
I	Нижняя, бедная известняками (верфенская)	Верфенский сланец	Верфенские слои Кампильские слои Сейские слои	Пестрого песчаника	Пестрый песчаник

Наконец, до сих пор некоторые геологи придерживаются мнения о том, что рэтский ярус следует переместить в основание юрской системы, поскольку в Центральной Германии он начинает трансгрессивную серию, перекрывающую разные горизонты кейпера. Между тем еще в 50-х годах XIX в. А. Оппель и Э. Зюсс строго доказали одновозрастность кёссенских слоев Альп (стратотип рэта) и костеносных слоев (базальных образований трансгрессивной юрской серии) Швабии, впервые показав возможность детальной корреляции отложений, сформировавшихся в различных условиях.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что существуют две точки зрения на стратиграфические объемы и состав среднего и верхнего отделов триаса: 1) точка зрения А. Биттнера (ее придерживаются большинство немецкоязычных геологов), по которой рубеж между указанными отделами следует проводить по границе раковинного известняка и кейпера, и 2) точка зрения французских геологов, предлагающих несколько поднять этот уровень (табл. 14).

Таблица 14. Сопоставление стратиграфических схем триасовой системы Западно-Европейской платформы (по Г. П. Леонову, 1973, с изменениями)

Расчленение триасовой системы					
по французским авторам			по немецким авторам		
Отдел	Серия	Части серий	Местные стратоны	Ярус	Отдел
Нижн. юра	Рэт		Юрская система		
			Верхний кейпер	Рэт	
Верхний	Кейпер	Верхний кейпер Средний кейпер Нижний кейпер	Средний кейпер		Верхний
Средний		Буроугольный кейпер	Нижний кейпер	Ладинский	Средний
	Раковинный известняк	Верхний раковинный известняк Средний раковинный известняк Нижний раковинный известняк	Верхний раковинный известняк Средний раковинный известняк Нижний раковинный известняк	Анзвийск.	
Нижний	Пестрый песчаник	Пестрый песчаник Вогезские песчаники	Верхний пестрый песчаник Средний пестрый песчаник Нижний пестрый песчаник	Скифский	Нижний
Пермская система			Пермская система		

Что касается положения рэтского яруса, то формально оно решено в 1963 г. на Международном коллоквиуме в Люксембурге в пользу триасовой системы. Имевшиеся разночтения во многом были обусловлены недостаточной изученностью и сложностью геологического строения Альп (рис. 19).

В последние десятилетия XX в. геологи Австрии, Италии, Германии (ГДР и ФРГ) переизучили большинство типичных для ярусов районов, выделили и детально исследовали их стратотипы. Одновременно канадцем Э. Т. Тозером (E. T. Tozer) был разработан триасовый стратиграфический стандарт Северо-Американского континента

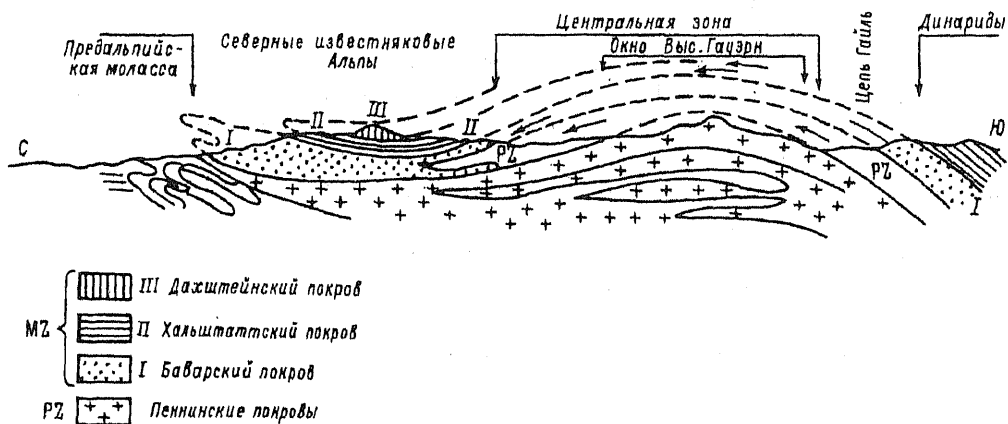


Рис. 19. Схематический геологический разрез через Восточные Альпы (по Улигу из М.Жинью, 1952).
MZ — мезозой; PZ — палеозой.

(табл. 15). Корреляция с последним разрезом Альп позволила уточнить стратиграфическое положение ряда альпийских аммонитовых зон верхнего триаса, ранее принимавшихся в неправильной временной последовательности. В результате был вновь восстановлен эталонный статус альпийского стратиграфического стандарта для подавляющей части триасовой системы. Он наиболее полно отражает в одном регионе Тетической палеобиогеографической области последовательность таксонов аммоноидей триаса.

Основные опорные разрезы

Из сосредоточенных преимущественно в пределах Северного полушария основных опорных разрезов триасовой системы стратотипическим, как отмечалось выше, является разрез Центральной Германии (рис. 20), где каждому из отделов соответствует определенная серия.

Несогласно перекрывая подстилающие отложения, триас здесь начинается серией «пестрого песчаника» (Buntsandstein), образованной континентальными или лагунными конгломератами, песчаниками или сланцами красного или фиолетового цвета. Снизу вверх наблюдается такая последовательность горных пород:

1) «тигровый песчаник» (Tigersandstein), развитый в основном на юге Германии, представленный глинистыми образованиями с рассеянными гальками, имеющий пятнистую — темные участки на светлом фоне — окраску; распространен прерывисто;

2) «главный пестрый песчаник» (Hauptbuntsandstein) — грубые песчаники с прослоями конгломератов, мощностью 200–300, иногда 600 м;

3) рёт (Roth) — песчано-глинистые отложения с прослоями доломитов и гипсов, мощностью до 150 м; в карбонатных и глинистых прослоях встречаются многочисленные двустворки, беззамковые брахиоподы, единичные аммоноидеи — *Beneckeia tenuis*.

По стратиграфическому объему «пестрый песчаник» соответствует нижнетриасовому отделу.

Таблица 15. Стратиграфическая шкала триасовой системы
Северной Америки (по Е. Т. Tozer, 1994)

Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	
Верхний	Норрийский	Верхний	cryckmeu	
			amoenum	
			cordilliranus	
		Средний	columbianus	
			rutherfordi	
			magnus	
	Карнийский	Верхний	dawsoni	
			kerri	
			macrolobatus	
		Нижний	welleri	
			dilleri	
			nanseni	
Средний	Ладинский		obesum	
			desatoyense	
			sutherlandi	
			maclearni	
			meginae	
	Анзвийский	Верхний		poseidon
				matutinum
		Средний		chischa
				deleeni
				minor
		Нижний		hayesi
				hagei
Нижний	Спэтский		caurus	
			mulleri	
	Смятский		subrobustus	
			pillatus	
			tardus	
	Динперский		romunderi	
			hedenstroemi	
	Грисбахский	Верхний		sverdrupi
				candidus
		Нижний		strigatus
commune				
		boreale		
		concauum		



Рис. 20. Соотношения триасовых фаций (точки — морские фации) Западной Европы (по М. Жинью, 1952, упрощено).

Выше располагается среднетриасовая серия «раковинного известняка» (Muschelkalk), широко распространенная на территории Западной Европы между Рейнскими Сланцевыми горами, Шварцвальдом на западе и Чешским массивом на востоке. В типичных местонахождениях она имеет мощность 200–400 м и включает следующие подразделения (снизу вверх):

1) «волнистый известняк» (Wellenkalk), мощностью 70–80 м, состоящий из чередования известняков и мергелей с волнистыми поверхностями напластований; в нем широко распространены остатки брахиопод, двустворок, криноидей и единственный представитель цератитов — *Beneckeia buchi*;

2) ангидритовую группу (Anhydritgruppe), мощностью 30–100 м, представленную сложным чередованием мергелей и доломитов с прослоями гипсов, ангидритов, каменной соли; органические остатки встречаются редко и не отличаются по составу от биофоссилий подстилающей толщи;

3) «главный раковинный известняк» (Hauptmuschelkalk), мощностью 40–120 м, образованный внизу криноидными известняками, а выше глинистыми известняками с многочисленными двустворками и цератитами. Распределение последних позволяет выделить здесь две биостратиграфические зоны: *Ceratites nodosus* (внизу) и *C. semipartitus* (Жинью, 1952). Основание и средняя часть верхней зоны переполнены раковинками крупных теребратуллид.

Завершает разрез германского триаса серия «кейпер». Ее образуют (снизу вверх):

1) «буроугольный кейпер», мощностью 10–50 м, представленный чередованием слоев морского происхождения с окаменелостями раковинного известняка, лагунных и континентальных с растительными остатками и пластами угля; в верхней части — доломитовые слои (Grenzdolomit);

2) «средний или гипсоносный кейпер», мощностью до 450 м, образованный чередующимися зелеными или красными, очень твердыми пористыми доломитами либо ноздреватыми доломитовыми известняками с прослоями гипса, ангидрита и песчаника,

иногда с многочисленными отпечатками растений и рептилий; в нижней части фрагментарно распространены морские слои с остатками двустворок, встречающихся в райблских слоях Альп (нижняя часть карнийского яруса);

3) рэтский кейпер, мощностью 10–30 м, представленный в основании ракушечниками из раковин прибрежно-морских двустворок, выше — красно-коричневыми мергелями с линзами костеносных рыбных брекчий.

Германский разрез со специфическим набором пород и биофоссилий не мог служить основой дробного деления триасовой системы, которая приурочена к морским, преимущественно карбонатным, отложениям Альпийского пояса, богатым остатками амmonoидей. Подавляющая часть стратотипов ярусов и зон (среднего и верхнего отделов) сосредоточена в Восточных Альпах. Однако сложное покровное строение этой горной области, а также чрезвычайная пестрота фаций, свойственная большинству тектонических пластин, создают значительные трудности в восстановлении здесь последовательности слоев.

М. Жинью, вслед за швейцарскими и австрийскими авторами, выделяет в Восточных Альпах четыре типа триаса (рис. 21).

Триас Баварского покрова (рис. 21, I), или предальпийский, часто называют нормальным, вследствие его широкого распространения. В основании системы здесь расположен скифский или верфенский ярус — песчаники, конгломераты и сланцы, почти палеонтологически не охарактеризованные. Средний триас представлен глубоководными цефалоподовыми, мелководными брахиоподовыми или рифовыми известняками, находящимися в сложных взаимоотношениях. Верхний триас образован внизу мелководными песчаниками и мергелями, а на востоке — песчаниками с флорой; выше преобладают доломиты.

В триасе Хальштаттского покрова (окрестности Зальцбурга, рис. 21, II) верфенский ярус представлен своим типичным разрезом — пестроцветными песчаниками и сланцами с промышленными залежами каменной соли. Среднетриасовые отложения образованы доломитами без окаменелостей или цефалоподовыми известняками. Верхний триас — глубоководные красные и зеленые хальштаттские известняки с амmonoидеями и двустворками (*Daonella*, *Halobia*).

В Дахштейнском покрове — высоких крутых горах у Зальцбурга (рис. 21, III), поднимающихся над понижениями, соответствующими Хальштаттскому покрову, известен только разрез верхней половины триаса. Средний триас образован рифовыми доломитами. Верхний представлен внизу мергелями и песчаниками с остатками двустворок, выше — дахштейнскими рифовыми известняками.

Триас Доломитовых Альп начинается переслаиванием сланцев, песчаников и мергелей с редкими находками цератитов верфенского яруса. Средний и нижняя часть верхнего триаса начинаются песчаными цефалоподовыми известняками, на которых залегают доломиты. Большая верхняя часть отдела резко полифациальна: здесь распространены цефалоподовые слоистые известняки и доломиты, рифовые системы, мергели, вулканические туфы и проч. с исключительно богатой ископаемой карликовой фауной. Завершают разрез триасовой системы мощные доломиты, слагающие многие горные вершины.

Триасовые отложения, подобные альпийским, образованные преимущественно карбонатными породами, широко распространены в пределах Апеннинского полуострова и Сицилии. Они прослеживаются на восток в Карпатах, в Баконском лесу, на восточном

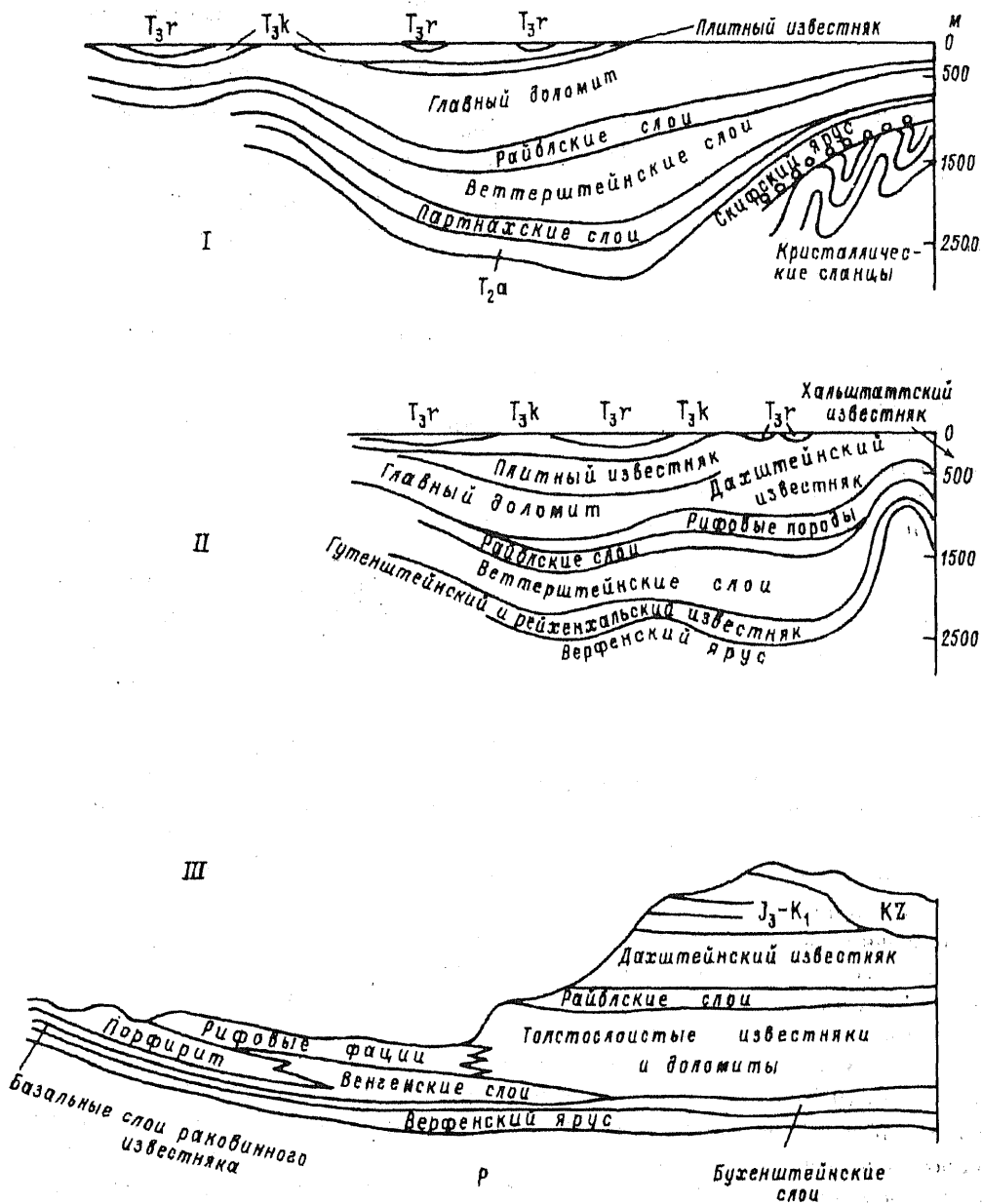


Рис. 21. Первичные соотношения местных стратонов триаса Восточных Альп по С. Бубнову (из Г. П. Леонова, 1973).
 I — Западная Бавария; II — Восточная Бавария и Зальцкаммергут; III — Южные известняковые Альпы.

берегу Адриатики, на островах Эгейского моря, на Северном Кавказе, в Нахичеване, на Памире, а также в Соляном Кряже и в Центральных Гималаях. Последние местонахождения отличаются обилием остатков цефалопод в нижней части триаса, благодаря чему эти разрезы (Соляного Кряжа и Гималаев) являются стратотипами двух нижних ярусов триаса.

Строение системы, принципиально подобное германскому, распространено юго-западнее, в Испании, на Сардинии и в Западной Африке.

На Русской платформе преобладают песчано-глинистые отложения континентального генезиса. Они участвуют в строении осадочного чехла синеклиз: нижний триас преимущественно красноцветный, средний и верхний — угленосные.

Восточнее, на Урале и в пределах Западно-Сибирской плиты, триасовые отложения слагают отдельные разрезы преимущественно меридионально расположенных грабенов или небольших депрессий. Они характеризуются широким распространением эффузивов (базальтов, долеритов, липаритов) и их туфов, особенно в нижней (нижне- и средне-триасовой?) части. Выше обычно залегают сероцветные угленосные образования с большим количеством ископаемой флоры. Особенно широко распространены вулканогенно-осадочные терригенные породы нижнего и среднего триаса в Кузбассе (мальцевская серия, сосновская, яминская свиты).

В пределах Сибирской платформы триас широко распространен в Тунгусской синеклизе. Это континентальные вулканогенные образования трапповой формации. Наблюдается многократное чередование лавовых покровов и потоков с вулканогенно-обломочными прослоями и линзами.

На востоке Северо-Американской платформы триасовые отложения напоминают развитые в центральных районах Русской. Это континентальные, преимущественно красноцветные, песчано-глинистые осадки.

Триасовая система широко распространена также в пределах Тихоокеанского кольца и на арктическом побережье Ледовитого океана. Она представлена здесь мощными разрезами песчано-сланцевых, иногда эффузивных и эффузивно-осадочных пород, часто содержащих многочисленные остатки аммоноидей и конодонтов. Разрезы Северо-Востока и Дальнего Востока, Азии, Арктической Канады и Скалистых гор позволяют выделять не только ярусы и подъярусы триаса, но и многочисленные зоны.

В чехле платформ гондванского ряда (Бразилия, Южная Африка, Мадагаскар, Индостан, Австралия) триасовые отложения представлены главным образом континентальными фациями, несколько сходными с европейским кейпером. Лишь на северо-востоке Мадагаскара распространены глины Анаборано с нижнетриасовыми цератитами, подобными гималайским.

Подошва системы

Большинством специалистов подошва триаса проводится по кровле верхней зоны (*Paratirolites kittli*) дорашамского яруса пермской системы и соответственно по подошве нижней зоны триасовой системы (*Otoceras woodwardi*). Однако в связи с тем, что указанные зоны установлены в разных районах и в одной последовательности не обнаружены, некоторые специалисты считают их частично или полностью разновозрастными. Так, Х. Коцур (H. Kozur) и Д. Уотерхауз (D. Waterhouse), отстаивающие последнюю точку зрения, относят отложения обеих зон еще к пермской системе.

Как отмечалось выше, биоты палеозоя и мезозоя отчетливо различаются, характеризуя крупные этапы истории органического мира. Однако смена этих этапов происходила постепенно, в течение значительного интервала времени, отвечавшего позднепермской эпохе и началу раннего триаса или даже поздней перми и почти всему триасу. Различные группы организмов имели свои переломные рубежи развития, не совпадающие с другими рубежами (табл. 16).

Таблица 16. Варианты проведения границы между пермской и триасовой системами (по А. А. Шевыреву, В. Р. Лозовскому, 1998)

Ярус	Подъярус	Аммонитовые зоны	Конодонтовые зоны
Оленек	Нижний	5 Meekoceras	Neospathodus pakistanensis
Инд	Верхний	Prionolobus	N. cristagalli
		Gyronites	N. kummeli
	Нижний	Ophiceras	Clarkina carinata
			Isarcicella isarcica
		Otoceras	Hindeodus parvus
Дорашам (чансин)		2 Pseudotirolites — Pleuronodoceras	Clarkina changxingensis
		Paratirolites	C. subcarinata
		Shevyrevites	
		Dzhulfites	
		Iranites	
		1 Phisonites	

Й. Видман предлагал определять границы систем мезозоя палеонтологическими цезурами (пресечениями, пропусками) в последовательности аммоноидей. Пермско-триасовый рубеж представляет яркий пример подобной цезуры. Тем не менее кризис в эволюции аммоноидей здесь не является истинной революцией. Цератиты, ведущие руководящие остатки триаса, известны уже в поздней перми, и таксоны нижних триасовых зон отражают прямое развитие пермских семейств, существуют даже общие роды в смежных интервалах разреза. Собственно триасовые головоногие начали свою историю с оленекского века.

Сокращение разнообразия аммоноидей в конце пермского периода главным образом обусловлено, вероятно, палеогеографическими причинами — крупными регрессиями, связанными с созданием суперматерика (Пангея-2) в результате герцинских коллизий. Последние привели к резкому сокращению шельфов и, соответственно, массовому вымиранию их жителей. Последующие трансгрессии, начавшиеся в триасе, способствовали появлению новых, сравнительно мелководных водоемов с их биоценозами. Вторым обстоятельством, обусловившим неоднозначность и дискуссионность положения границы между пермью и триасом, является практически полное отсутствие непрерывного разреза в морских отложениях, который охватывал бы их пограничные ярусы и подъярусы.

В качестве стратотипа границы пермской и триасовой систем Международная подкомиссия по стратиграфии триаса приняла основание слоя аргиллитов и глин с линзами известняков (слой 52) в разрезе ущ. Гуркул в Кашмире (Гималаи), который был описан К. Наказавой (K. Nakazawa) и др. (Общая шкала..., 1984). В нем впервые появляются

остатки *Otoceras*, *Ophiceras*, *Glyptophiceras*, а также *Claraia stachei* и «пермские брахиоподы», характерные для подстилающей части разреза.

Деление триасовой системы

Как отмечалось выше, отделы триасовой системы и их стратиграфические объемы определяются «формациями» центральной части Германии.

Французские стратиграфы нижнюю пачку пестрого песчаника часто относят еще к пермской системе, исходя из литологического сходства ее с фацией веррукано, на которой она местами залегает согласно (?).

Нижний отдел. Расчленение нижнетриасового отдела основано на разрезах морских отложений. Существует несколько вариантов нижнетриасовой стратиграфической шкалы. Первоначально типичным для этого стратиграфического интервала признавался разрез Восточных Альп. Он начинается глинистыми сланцами с прослоями известняков, которые Э. Мойсисович назвал в 1879 г. верфенским ярусом, охватывающим зону *Tirolites cassianus*. Однако еще в 1860 г. Э. Рихтгофен (E. Richthofen) разделил эту толщу на «сейские» и «кампильские» слои.* Первые представляют собой базальные конгломераты и залегающие на них серо-зеленые сланцы, песчанистые известняки и доломиты с редкими остатками двустворок и гастропод. Кампильские слои — это залегающие выше пестроцветные сланцы и песчаники с прослоями известняков, доломитов, гипсов, каменной соли. В карбонатных слоях многочисленны ядра аммоноидей и двустворок.

Австрийские авторы стратиграфической шкалы триаса назвали нижний его отдел скифским, вероятно, потому, что наиболее хорошо палеонтологически охарактеризованные его разрезы находились в Азии. Это название сохранилось и до сих пор употребляется как синоним верфенского яруса, когда считается, что более подробно данную часть разреза делить не рационально. Э. Мойсисович же со своими коллегами нижнетриасовый отдел, на основании изучения разрезов Соляного Кряжа и Гималаев, разделяли на два самостоятельных яруса: браминский (внизу) и якутский. Первый охватывал отоцерасовые слои Гималаев,** нижний цератитовый известняк и цератитовые мергели Соляного Кряжа (этот ярус состоял из четырех цератитовых зон). Второй соответствовал цератитовому песчанику Соляного Кряжа (зоны здесь не выделялись); его название отражает адекватность данного яруса оленекским слоям севера Сибири, аммониты из которых были собраны А. Л. Чекановским и определены Э. Мойсисовичем.

Дж. Смит (J. Smith) в 1932 г. предложил основывать расчленение мезозойских, и в частности триасовых, отложений на последовательностях аммонитовых сообществ, различающихся родами, — родовых зонах. Эта идея, сохранившая свою актуальность до настоящего времени, была подхвачена одним из крупнейших знатоков мезозойских головоногих, Л. Спэтом (L. Spath). Последний, восприняв терминологию О. Лаппарана, назвал нижний триас зотриасом, в котором установил наличие двух цератитовых сообществ, не имевших между собой общих родов. В нижнем и верхнем зотриасе им было выделено по три родовые зоны, расчлененные в свою очередь каждая на ряд видовых цератитовых зон.

* Русские и советские стратиграфы использовали эти названия для обозначения подъярусов скифского яруса (Н. Н. Яковлев) или самостоятельных ярусов (А. Н. Мазарович).

** Несколько позже Ф. Нейтлинг (F. Noetling) включил эти слои в пермскую систему на основании сходства остатков цератитов из них и из подстилающих продуктусовых (безусловно пермских) слоев. Такая точка зрения и в настоящее время разделяется некоторыми специалистами.

Дальнейшее развитие взглядов Дж. Смита и Л. Спэта в большей или меньшей степени ощущается у всех последующих стратиграфов, занимавшихся разработкой МСШ нижнего триаса. Прежде всего это предложение Л. Д. Кипарисовой и Ю. Н. Попова (1956 г.) о выделении в составе нижнетриасового отдела индского (=нижний зотриас) и оленекского (=верхний зотриас) ярусов. Нижний соответствовал в своем стратотипе (на р. Инд в Соляном Кряже) отоцерасовым слоям, нижнему цератитовому известняку, цератитовому мергелю и цератитовому песчанику, т. е. отличался по объему от браминского яруса (в названии которого отсутствует указание на место стратотипа). В нем было установлено распространение трех родовых аммонитовых зон (снизу вверх): *Otoceratan*, *Gyronitan*, *Flemingitan*. Стратотип оленекского яруса был предложен в низовьях р. Оленек, где распространены глинистые сланцы с прослоями мергелей и шаровыми конкрециями, переполненными раковинами и ядрами цератитов. Стратиграфический объем этого яруса определялся родовыми зонами *Owenitan* и *Columbitan*.

Предложение наших соотечественников оказалось чрезвычайно удачным. Устойчивость ярусов Л. Д. Кипарисовой и Ю. Н. Попова объясняется очень широким распространением комплексов аммонитовых зон в соответствующих образованиях Северного полушария. И их точка зрения была подтверждена в 1991–1992 гг. решением Международной подкомиссии по стратиграфии триаса. Однако такая шкала имеет и очень существенный недостаток, заключающийся в том, что стратотипы ярусов располагаются в разных палеобиогеографических областях, и это сильно затрудняет корреляцию пограничных отложений и выявление общей последовательности разреза и биофоссилий.

Тем не менее новые палеонтологические материалы из Северной Америки и восточных районов Азии заставили упомянутых авторов несколько изменить свою схему. Во-первых, в оленекский ярус была включена в качестве терминальной зоны *Prohwngaitan* и этим достигнуто полное соответствие его с верхним зотриасом Л. Спэта. Во-вторых, оказалось, что зоны *Flemingitan* и *Owenitan* представляют собой полные стратиграфические аналоги. Наиболее же существенное обновление цератитов происходит в основании зоны *Owenitan*, где и было теперь предложено проводить границу между ярусами нижнего триаса.

Чтобы ликвидировать недостаток стандартной шкалы нижнего триаса, связанный с положением стратотипов его ярусов в различных палеобиохориях, К. О. Ростовцев и А. С. Дагис в 1984 г. предложили заменить название оленекский ярус джеламским (по р. Джелам в Соляном Кряже). Однако это не было принято, и позже сами авторы отказались от своего предложения.

Помимо признания двухъярусного состава нижнего отдела триаса, были и другие предложения. Так, Э. Т. Тозер на основании детального изучения богатого материала по цератитам Арктической Канады и Британской Колумбии пришел к четырехъярусному делению отдела на (снизу вверх): грисбахский, динерский, смитский и спэтский ярусы. Сгруппированные по два, они полностью отвечают стратиграфическим объемам инда и оленека. Б. Каммел (B. Kammel), В. Р. Лозовский, М. Н. Вавилов, Ю. Д. Захаров пришли к выводу, что в нижнетриасовом стратиграфическом интервале располагаются два уровня существенного обновления систематического состава аммоноидей и птеропод. Эти уровни соответствуют границам индского и оленекского ярусов, а также нижне- и верхнеоленекского подъярусов. На этом основании М. Н. Вавилов предложил следующие подъярусы: индский, верхоянский и оленекский (последний равен верхнеоленекскому подъярусу шкалы Л. Д. Кипарисовой и Ю. Н. Попова и потому не может быть принят).

Ю. Д. Захаров пытался обосновать выделение индского, уссурийского и русского ярусов. Стратотипы двух последних находятся, как и индского яруса, в отложениях океана Тетис — на побережье Уссурийского залива Охотского моря и на о. Русском. Позже, в 1994 г., не встретив поддержки у специалистов, Ю. Д. Захаров согласился с двухъярусным составом нижнетриасового отдела, но предложил лектостратотипы для нижнеиндского подъяруса (в Соляном Кряже, на р. Чидру) и обоих подъярусов оленекского яруса (в Сибири, а также в Приморье), где последние назвал аялским (нижнеоленекским) и русским. Ю. Д. Захаров предложил, кроме того, также место для лимитотипа подошвы оленекского яруса на побережье Уссурийского залива.

Однако существовало и другое предложение о трехъярусном делении нижнего триаса. Оно принадлежало Ж. Ге (G. Guex), который считал возможным объединить динерский и смитский ярусы Э. Т. Тозера в наммальский ярус — нижние цератитовые известняки, цератитовые мергели, песчаники и верхние цератитовые известняки Гималаев, т.е. примерно верхнеиндский и нижнеоленекский подъярусы Л. Д. Кипарисовой и Ю. Н. Попова. Шкала нижнетриасового отдела по Ж. Ге состояла бы из (снизу вверх): грисбахского, наммальского и спэтского ярусов. Эту точку зрения поддержал Э. Тозер, причем он разделил грисбахский ярус на гангетский и эллсмирский подъярусы. Но такое предложение почти не нашло сторонников в связи с тем, что, во-первых, объединяются в один ярус отложения с двумя резко различными комплексами руководящих фоссилий (индский и нижнеоленекский); во-вторых, наименование «наммальский» раньше использовалось для обозначения эоценовых образований Соляного Кряжа.

Завершая рассмотрение МСШ нижнетриасового отдела, надо отметить, что дискуссионность его ярусного деления в значительной степени обусловлена разнообразием фаунального состава отложений и палеобиоценозов аммоноидей этой части разреза литосферы. Она формировалась на заключительных стадиях герцинского тектоно-магматического цикла, в результате которого были созданы новые структуры, значительно изменены очертания континентов, что нарушило существовавшие связи между разными акваториями. Не менее важным обстоятельством являлся и традиционный, чисто биостратиграфический подход к стратиграфическим построениям. Стратиграфические единицы выделялись в основном по степени различия состава цератитовых ориктоценозов, хотя границы стратонем при этом совмещались в ряде случаев с литологическими разделами (см., например, сведения о разрезах Гималаев и Соляного Кряжа). Вопросам выбора конкретных стратотипов ярусов и лимитотипов их границ стали уделять существенное внимание лишь во второй половине XX в.

Судя по разобранным материалам, налицо явное несоответствие между этапностью седиментации и цератитовой эволюцией. Первая, вероятно, позволяет большинству специалистов отстаивать двухъярусное деление нижнего триаса или даже не разделять этот отдел на ярусы (Альпы). Вторая свидетельствует о последовательности трех крупных сообществ аммоноидей (В. Р. Лозовский доказывает соответствие им трех комплексов позвоночных в континентальных отложениях разных частей Пангеи-2).

Естественно, еще хуже положение с последовательностью зон, составляющих ярусы.

Как отмечалось выше, Международная подкомиссия по стратиграфии триасовой системы на заседаниях в Лозанне в 1991 г. и Киото в 1992 г. приняла точку зрения российских стратиграфов, изложенную в «Постановлениях МСК» (1980, № 20) и «Общей шкале триасовой системы СССР» (1984). По ней нижний триас объединяет два яруса — индский (внизу) и оленекский, а каждый из них делится на два подъяруса. Утвержденная на пленуме МСК стратиграфическая шкала нижнего триаса представлена в табл. 17.

Таблица 17. МСШ триасовой системы
(Постановления МСК..., 1982, № 20; 1992, № 26; Общая шкала триасовой системы СССР, 1984)

Отдел	Ярус	Подъярус	Зона по аммонитам		Зона по конодонтам		
Верхний	Рэтский		Choristoceras marshi		Misikella posthernsteini		
			Vandaites sturzenbaumi		M. hernsteini		
			Rhabdoceras suessi				
	Норинский	Верхний (севат)		Sagenites quinquepunctatus		Parvigondolella andrussovi	
				Himavatites columbianus		Metapolygnathus bidentatus	
		Средний (алаун)		Curtopleurites bicrenatus			
				Juvavites magnus			
				Malayites paulckeii			
	Нижний (лац)		Mojsisovicsites kerri		M. spatulatus		
			Слон с Anatropites		M. nodosus		
			Верхний (туваль)	Tropites subbulatus		Gondolella carpathica	
				T. dilleri		G. noah	
Нижний (юлий)	«Слон с Sirenites»			Gladygondolella tethydis			
	Trachyceras austriacum		Metapolygnathus diebeli				
	T. aonooides						
	T. aon						
Средний	Ладинский	Верхний (лангобард)	Protrachyceras archelans		M. mungoensis		
					M. hungaricus		
	Ангийский	Нижний (фассиан)		P. curionii		M. truempyi	
				Верхний (иллир)		Xenoprotrachyceras reitzi	
		Aplococeras avisianum				G. pseudolonga	
		Paraceratites trinodosus				G. costricta	
		Средний	пельсон		Balatonites balatonicus		G. bifurcata
							Nicoraella kockeli
			вифинский		Anagymnotoceras ismidicus		N. germanica
		Nicomedites osmani					
	Нижний (эгейский)					Gondolella regalis	
				Aegeiceras wega		G. (?) timorensis	
Нижний	Оленекский	Верхний	Olenekites spiniplicatus	Keyserlingites subrobustus	G. jubata		
				Parasibirites grambergi	Platyvillosus		
			Dienoceras demokidovi				
			Нижний		Wasatchites tardus		Gondolella milleri
					Hedenstroemia hedenstroemi		Neospathodus conservatus
	Индский	Верхний		Prinolobus rotundatus		Parachirognathus-Furnishius	
						Neospathodus pakistanensis	
						N. cristsgalli	
		Нижний		Gyronites frequens		N. dieneri	
				Ophiceras tibeticum		N. kimmeli	
		Otoceras woodwardi		Gondolella carinata			
				Isarcicella isarcica			
				Anchignathodus parvus			

Единого стратотипа индского яруса не установлено.* Рекомендовано использовать два стратотипа (рис. 22), отдельно для каждого из подъярусов. Для нижнего подъяруса это разрез в ущ. Гуркул в Кашмире; дополнительные данные содержатся в парастратотипах около Лапанга в Спити и на северном склоне горы Джомолунгма (Гималаи). Стратотипом верхнеиндского подъяруса является разрез Соляного Кряжа (Пакистан), первоначально описанный В. Ваагеном в 1895 г. и переписанный Б. Каммелом и К. Тейхертом (С. Teichert) в 1966 г.

Сохраняется трудность в выяснении точного положения кровли индского яруса (подшвы оленека). Для оленекского яруса также нет единого стратотипического разреза. Суждение об особенностях его строения и последовательности комплексов аммоноидей можно получить только на основе изучения всех обнажений в бассейне нижнего течения р. Оленек и на побережье Оленекского залива. Здесь нижнеоленекский подъярус представлен чекановской свитой, образованной внизу аргиллитами, а выше битуминозными известняками с прослоями аргиллитов (30–65 м); свита с размывом залегает на лагунно-континентальных отложениях индского (?) яруса и содержит остатки многочисленных цератитов, двустворок и конодонтов. Верхнеоленекский подъярус представлен внизу ыстанахской (аргиллиты и глинистые алевролиты, 170 м), а сверху — пастахской (чередование песчаников, глинистых и песчаных алевролитов, 150 м) свитой. В нем широко распространены глинистые конкреции с многочисленными остатками аммоноидей.

Средний отдел. Выше уже говорилось, что среднетриасовый отдел соответствовал вначале формации раковинного известняка Германии. С разрезом «немецкого» (классического по Г. П. Леонову) среднего триаса А. Биттнер в 1896 г. сопоставлял анизийский и ладинский ярусы Восточноальпийского разреза. Однако в вышележащей толще — бурогольном кейпере (начинающем формацию кейпер) — в верхней ее части, в «пограничных доломитах», на территории Лотарингии были обнаружены остатки *Ceratites semipartites*.

Это обстоятельство французские стратиграфы рассматривали, вполне справедливо, как обоснование корреляции платформенного Германского разреза с пелагическим Восточноальпийским. Соответственно, кровля среднего отдела триаса поднималась ими в нижнюю часть кейпера: М. Жинью даже переименовал «бурогольный кейпер» в «бурогольные отложения» (*Zettekohle*). Эта часть раковинного известняка (по М. Жинью), мощностью 10–50 м, представлена чередованием «морских слоев с окаменелостями раковинного известняка и лагунных или континентальных отложений с растительными остатками и даже пластами угля... В верхней части находятся доломитовые слои (*Grenz-dolomit* — пограничные доломиты)...» (Жинью, 1952, с. 249). Чтобы снять номенклатурные противоречия, французские стратиграфы ввели бурогольный кейпер в раковинный известняк как его четвертый член. Так появилось еще одно, «французское» (унифицированное по Г. П. Леонову), понимание объема среднего и верхнего отделов триаса (см. табл. 14).

Нельзя не согласиться с Г. П. Леоновым (1973, с. 372) в том, что данная дискуссия возникла в результате смешивания участвовавшими в ней учеными (особенно французскими) различных по своей сути вопросов МСШ и региональной стратиграфической шкалы (РСШ) или местной стратиграфической шкалы (МШ). Пестрый песчаник, раковинный известняк и кейпер являются местными единицами преимущественно герман-

* Точное определение положения ярусных границ (выделение лимитотипов) позволит, как представляется, снять проблему установления стратотипов ярусов.

ского разреза (свиты или серии). Их функция сводится прежде всего к расчленению земной коры в данном участке и обособлению в пространстве толщ близкого литологического облика. Средний и верхний отделы триаса — подразделения МСШ, они предназначены прежде всего для корреляции отложений, занимающих одинаковое положение в разрезе литосферы, где бы соответствующие образования ни были развиты и породами какого генезиса ни были бы представлены. Однако, к сожалению, подобное смешивание понятий далеко не единственное.

Ярусный состав среднетриасового отдела был предложен А. Гейтом и Д. П. Смитом в 1905 г. и уточнен Г. Артхабером в 1906 г. Первоначально отложения, примерно соответствующие в Восточных Альпах анизийскому ярусу, были выделены Э. Мойсисовичем в 1869 г. под названием альпийского раковинного известняка (*Alpiner Muschelkalk*) как известняковая толща, залегающая между пестрым песчаником или верфенскими слоями с *Tirolites cassianus* и «норийскими» (=ладинскими) отложениями с *Protrachiceras reitzi*.

Анизийский ярус* (от латинского названия р. Энс в Австрии — Anisus) был предложен В. Ваагеном и К. Динером в 1895 г. в качестве стратона, объединяющего балатонийские (зона *Ceratites binodosus*) и боснийские слои (зона *C. teinodosus*). Он был включен А. Гейтом и Д. П. Смитом в динарскую серию вместе с подстилающим гидаспийским ярусом. Г. Артхабер в 1905 г. расширил анизийский ярус, прибавив к нему снизу зону *Dadocsinus gracilis*, которая не содержала остатков аммоноидей, но залежала между кампильскими слоями верфенского яруса и зоной *Ceratites binodosus*. Дж. Пиа (*J. Pia*) в 1930 г. придал зонам ранг подъярусов, присвоив им следующие наименования (снизу вверх): гидасп, пельсон и иллир. Л. Спэт в 1934 г. подверг критике гидаспийский подъярус, показав, что его стратотипом являются верхние цератитовые известняки Соляного Кряжа, относящиеся к нижнетриасовому отделу и не имеющие четкой палеонтологической характеристики. Он разделил анизийский ярус на бейрихитовые слои Измира и ропаноцерасовые слои Калифорнии.

Первую компилятивную зональную схему анизия предложил Б. Каммел в 1957 г. Современная МСШ анизийского яруса была создана трудами Р. Ассерето (*R. Assereto*) в 1969–1974 гг. Он разделил ярус на четыре подъяруса (снизу вверх): эгейский, вифинский, пельсонский и иллирский, каждый из которых состоит из определенного количества цератитовых зон. До сих пор для МСШ среднего триаса остаются дискуссионными вопросы соотношения эгейского подъяруса и перекрывающих образований, а также положение границы с ладинским ярусом. Некоторые проблемы связаны и с пониманием места подошвы анизийского яруса, они вызваны обоснованием нижележащего оленекского яруса в Бореальной палеозоогеографической области.

Стратотип анизийского яруса находится в бассейне р. Энс у Гросс Райфлинга (Австрия) и содержит биофоссилии, позволяющие обосновать первоначальный объем яруса (пельсоний и иллир). Роль стратотипа в значительной степени сводится к функции носителя наименования подразделения.

Р. Ассерето в 1974 г. предложил стратотипы подъярусов анизия или гипостратотипы яруса (см. рис. 22). Для эгейского подъяруса это гора Марафовуно в восточной части о. Хиос (Турция). Там на массивных известняках нижнего триаса залегают толща красных известняков хальштаттских фаций мощностью 14,5 м. Нижние 12 м охарактеризованы многочисленными аммоноидеями нижнего триаса (субколумбиты); верхние 2,5 м —

* Иногда его называют вирглорийским ярусом — по ущ. Вирглория в Баварии (Германия).

Рис. 22. Размещение стратотипов ярусов и их частей триасовой системы. I: И — точка глобального стратотипа основания триаса и индского яруса (ущ. Гуркул Соляного Крижа, бассейн р. Джелам); И₁ — дополнительный стратотип индского яруса (северный склон г. Джомолунгма); И₂: О — стратотипическая местность оленекского яруса (нижнее течение р. Оленек); III: 1а — стратотип нижней части ангийского яруса (о.Хнос в Эгейском море); 1б — стратотип второй зоны ангийского яруса (побережье Измирского залива, Турция); IV: 1в — стратотип верхнеангийского подъяруса (бассейн р. Эне, Гросс Райфлинг, Штирия, Австрия); 2 — стратотипы карнийского и норийского ярусов (горы Зальцкаммергут, Восточные Альпы, Австрия); 3 — стратотипическая местность рэтского яруса (район Кёссена и Кендельбахский грабен, Восточные Альпы, Австрия); 4 — стратотип ладинского яруса (Доломитовые Альпы, Италия).



аммоноидеями среднего триаса (слои с *Paracrochordiceras* — *Japonites*).^{*} Граница нижнего и среднего отделов проводится в подошве конденсированного прослоя (0,1 м), содержащего смешанную фауну цератитов. Палеонтологическим критерием границы нижнего и среднего триаса по М. Н. Вавилову служит исчезновение субколумбитовых аммоноидей и появление представителей родов *Paracrochordiceras* и *Japonites*.

Стратотип вифинского и пельсонского подъярусов находится на п-ове Коджаэли северного побережья Измитского залива у г. Гебзе (Турция). На серых известняках и доломитах нижнего триаса здесь залегают комковатые известняки (115 м), нижние 33 м которых условно считаются эгейскими. Выше (32 м) распространены аммоноидеи, позволяющие выделить зоны вифинского подъяруса. Завершается разрез толщи слоями с многочисленными представителями фауны пельсонского подъяруса. Однако, как считают многие специалисты, для верхнего стратона более предпочтительным является разрез Ранбауеркогель в Восточных Альпах (Австрия), где в 145-метровой толще темноцветных известняков распространены типичные аммоноидеи пельсонского подъяруса и перекрывающих его зон иллира.

Верхнеанизийский (иллирский) подъярус состоит из трех зон, каждая из которых имеет свой стратотип в Ломбардии и Доломитовых Альпах (Северная Италия). Р. Ассерето установил правильную последовательность двух нижних зон, исправившую ошибочность построений Э. Мойсисовича. Что же касается верхней зоны *Protrachyceras* или *Xenoprotrachyceras reitzi*, то положение ее дискуссионно.

Выделивший верхнюю зону иллира Э. Мойсисович включил ее в основание своего «норийского» (=ладинского) яруса, что в начале 80-х годов нашего века было поддержано Ш. Ковачем, Л. Кристином и Х. Коцуром. Р. Ассерето обосновал стратиграфическое соответствие альпийской зоны *X. reitzi* североамериканской зоне *Nevadites occidentalis*, и Э. Тозер включил их в анизийский ярус. Следует подчеркнуть, что по составу аммоноидей этой зоны она ближе к более древним их представителям, чем к типичным формам нижней части ладинского яруса. Судя по данным П. Брака и Г. Рибера (Р. Brack, G. Riber), в нижних горизонтах бухенштейнских слоев Ломбардии, в кровле зоны *Xenoprotrachyceras reitzi*, обнаружен прослой туфов, который разделяет слои с невадитами и трахисцератидами, что, по мнению этих исследователей, наилучшим образом характеризует границу между анизийским и ладинским ярусами.

Триасовая комиссия МСК СССР присоединилась к последней точке зрения. Утвержденная в 1982 г. МСШ анизийского яруса (см. табл. 17) состоит из трех подъярусов (без собственных названий), а между верхней зоной нижнего и основанием среднего подъяруса оставлен промежуток, требующий в дальнейшем заполнения.

Ладинский ярус (название дано по Ладинским Альпам), установленный А. Биттнером в 1892 г., был предложен им для замены названия норийский ярус (Э. Мойсисович понимал норий как интервал разреза между альпийским раковинным известняком и карнийским ярусом). А. Биттнер доказал, что на самом деле Э. Мойсисович назвал норием хальштатские известняки, залегающие выше карнийского яруса, а новый, ладинский, ярус охватывал бухенштейнские, венгенские и кассианские слои Э. Рихтгофена Итальянских Альп. Нижняя граница яруса совпадала с подошвой бухенштейнских слоев. Стратотип яруса указан не был.

^{*} Позже Л. Кристин (L. Krystyn) заменил эти слои зоной *Aegeiceras wega*, которая и фигурирует в современной МСШ триаса.

Первоначальное подъярусное и зональное деление ладинского яруса было предложено Э. Мойсисовичем в 1893, 1902 гг.: нижний, фассианский, подъярус охватывал две зоны (*Protrachyceras curionii* и *Arlococeras avisianum*); верхний, лангобардский, — одну (*Protrachyceras archelans*). Кассианские слои были отнесены к верхнему триасу. Подошва яруса устанавливалась в кровле зоны *P. trinodosus*, кровля — по основанию зоны *Trachyceras aon*.

В дальнейшем положение границ ладинского яруса, его зональный состав и стратиграфический объем длительное время были предметом острых дискуссий, в которых принимали активное участие Г. Артхабер, Л. Спэт, Дж. Пиа, Ю. Н. Попов и многие другие. К нему то относили кассианские слои или целиком или частично, то опускали подошву яруса в основание бухенштейнских слоев, то поднимали высоко вверх. И лишь в 70-х годах XX столетия Р. Ассерето определил прежде всего нормальную первичную последовательность биостратиграфических зон. После работ П. Брака и Г. Рибера в 1986 г. было установлено, что ладинский ярус делится на два подъяруса (фассианский и лангобардский); нижний соответствует одной зоне (*Eoprotrachyceras curionii*), верхний — двум (*Protrachyceras archelans* и *Frankites regoledanus*). Однако Х. Кодур и Ш. Ковач верхние две зоны анизийского яруса включают в состав ладина.

Триасовая комиссия МСК приняла в общем точку зрения Р. Ассерето, но при этом верхнеладинский подъярус понимается ею как одна зона (см. табл. 17).

Стратотипической местностью ладинского яруса являются Доломитовые Альпы (Северная Италия). В их разрезе ладину соответствуют верхняя часть бухенштейнских, венгенские и нижняя часть кассианских слоев. Первые представлены известняками (до 130 м) с многочисленными аммоноидеями, позволяющими выделить одну зону — *Protrachyceras curionii*. Выше согласно залегают венгенские и кассианские слои, образованные туфопесчаниками, мергелями и известняками (550 м).

Подходящим районом для установления лимитотипа границы анизийского и ладинского ярусов может служить восточная часть Ломбардии. Там на верхнеанизийских известняках Преццо согласно залегают бухенштейнские слои (34 м), образованные внизу известняками, туфопесчаниками и алевролитами с пепловыми прослоями; в верхней части известняки комковатые с кремневыми конкрециями. В нижней части бухенштейнских слоев установлен маркирующий горизонт с остатками аммоноидей. Выше него обнаружен представитель вида-индекса нижней зоны ладинского яруса, а ниже найдены невадитесы анизийского яруса. По У. Б. Харленду и др. (1990 г.) этой границе соответствует значение абсолютного возраста 239,5 млн. лет, установленное в североамериканских разрезах.

Верхний отдел. Напомним, что французские геологи буроугольный кейпер относят к среднему триасу, а рэтским кейпером начинают юрскую систему (Жинью, 1952). К последней точке зрения присоединялись и некоторые отечественные ученые, например Н. М. Страхов и В. И. Славин.

В современном объеме верхний отдел триасовой системы в нормально морских фациях первоначально был выделен А. Биттнером в 1896 г. на основании корреляции райблских слоев Динарид и кассианских слоев Восточных Альп с буроугольным кейпером внеальпийской Западной Европы. Адекватность же кессенских слоев Восточных Альп рэтскому кейперу была надежно обоснована в 50-х годах прошлого века Э. Зюссом и А. Оппелем.

Таким образом, верхнетриасовый отдел по стратиграфическому объему и положению в разрезе земной коры соответствует разрезу кейпера — германской группы триасовых фаций (см. табл. 14).

А. Биттнер является также первым, кто расположил верхнетриасовые ярусы в современной последовательности. Однако на протяжении целого столетия МСШ верхнетриасового отдела служила предметом острых дискуссий, не завершившихся и в настоящее время. Объективной причиной этого положения является чрезвычайная пестрота фациального состава, представленного морскими образованиями абиссали, шельфа, часто рифов, литорали и прибрежных лагун, а также очень сложное покровно-складчатое строение Альп — стратотипической местности для данного отдела.

Карнийский ярус выделен Э. Мойсисовичем в 1893 г. и назван, вероятно, по Карнийским Альпам (автор названия не объяснил). Первоначально Э. Мойсисович полагал, что карнийский и норийский ярусы охватывают интервал стратиграфического разреза между раковинным известняком и рэтским ярусом, причем карнийский ярус он считал верхним. Мест расположения стратотипов указано не было, но Э. Мойсисович подчеркивал, что выделение ярусов базируется им в первую очередь на разрезах области Зальцкаммергут (Норийские Альпы), которую теперь следует рассматривать как стратотипическую. Карнийский ярус вначале охватывал многие местные стратоны — от веттерштейнского известняка Северных Альп (ладинский или даже анизийский ярус) до дахштейнского известняка Южных Альп (венчающего современный норий).

В 90-х годах прошлого века Э. Мойсисович уточнил стратиграфический объем яруса, разделив его на три подъяруса, каждому из которых соответствовала своя зона (снизу вверх): кардеваллийский — *Trauscheras aon*, юлийский — *T.aonoides*, тувалийский — *Tropites subbulatus*. В основании карния выделялись кассианские слои.

А. Биттнер в 1892 г., выделив ладинский ярус, включил в него кассианские слои (нижний карний по Э. Мойсисовичу) на основании литологического сходства их с подстилающими венгенскими слоями. Однако Э. Мойсисович, К. Динер, Л. Спэт и В. Якобсхаген обосновывали старый объем карнийского яруса близостью состава аммоноидей трех подъярусов, а также правом приоритета. В настоящее время, благодаря трудам Э. Тозера, Н. Зильберлинга, Л. Кристина и др., победила последняя точка зрения. Тем не менее близкое сходство аммоноидей двух нижних зон привело Э. Тозера к предложению объединить нижние два подъяруса в один и рассматривать карнийский ярус в составе двух подъярусов — юлийского и тувалийского. Эта позиция сейчас общепринята, лишь Х. Коцур по-прежнему настаивает на выделении трех подъярусов. Л. Кристина в 1978 г., изучив разрезы Северных и Южных Альп, выделил и проследил в составе яруса шесть зон по аммоноидеям.

Таким образом, несмотря на различные точки зрения (многие из них сохраняют лишь исторический интерес), МСШ карнийского яруса принята в составе двух подъярусов и пяти хронозон (см. табл. 17).

Общий стратотип для всего карнийского яруса не указан, отмеченный Э. Мойсисовичем в качестве стратотипического район Зальцкаммергута имеет очень сложное тектоническое строение. Тем не менее в нем находится ряд разрезов, считающихся эталонными для отдельных частей яруса.

Для нижней зоны (*Trauscheras aon*) стратотипом служат верхнекассианские слои Стуорес-Визе у Сант-Кассиана (Южные Альпы). Они представлены толщей мергелей с прослоями известняков (250 м), которая содержит многочисленные аммоноидеи; особенно часто встречается вид-индекс зоны.

Стратотипом вышележащей зоны (*T. aenoides*) является разрез у Рашберга (также в окрестностях Зальцкаммергута), образованный известняками (0,5–1 м) с многочисленными видами рода *Trachyceras*, неизвестными в других частях разреза.

Типичный разрез верхней зоны (*T. austriacum*), по предложению Л. Кристина, находится в этом же районе у Фойеркогеля (именно здесь в 1893 г. Э. Мойсисович обнаружил линзу с представителями вида-индекса зоны; в нем почти полностью заканчивается распространение род *Trachyceras*. Но в данном разрезе достаточно полно отражена лишь нижняя часть зоны (подзона *T. austriacum*), верхняя ее подзона (или «слои с *Sirenites*»*) установлена только в разрезе около г. Грамоча (Югославия).

Стратотип верхнекарнийского подъяруса (туваля) предложен Л. Кристином на северном склоне Фойеркогеля в Ретельштайне вместо указанного Э. Мойсисовичем местонахождения, где стратиграфическая последовательность слоев не ясна. Это толща красноцветных известняков, в которых установлена тройная смена комплексов аммоноидей, соответствующая трем зонам. Нижняя зона (*Tropites dilleri*) встречается фрагментарно (стратотип зоны расположен в Калифорнии), ее подошва совпадает с уровнем появления рода *Tropites*. Средняя зона (*T. subbulatus*) характеризуется появлением остатков новых родов, а также представителей «долгоживущих» аммоноидей, свойственных более молодым отложениям (*Arcestes*, *Cladiscites* и др.). Верхняя зона (*Anatropites spinosus* или слои с *Anatropites*) выделяется на основании распространения в ней представителей рода *Anatropites*, неизвестного в более молодых слоях (Постановления МСК..., 1982, № 20).

Норийский ярус выделен Э. Мойсисовичем в 1869 г. и назван по имени римской провинции Норикум, где располагался его типичный разрез — Зальцкаммергут (Норийские Альпы). Первоначально в этот ярус включались рейхенхальский известняк анизийского яруса, часть ладинского яруса (слои с *Daonella lommeli* и партнахский известняк), собственно норийские отложения (печенкальк и слои с *Pinacoceras metternichi*), а также рэтские и цлимбахские слои. В других районах, помимо различных частей среднего и верхнего триаса, к норию Э. Мойсисович относил даже пермские образования. Неясность и противоречивость самого понятия «норийский ярус» привели к тому, что оно долгие годы претерпевало «невероятные и непрерывные изменения...» (Общая шкала..., 1984, с. 79).

Уже через четыре года (в 1873–1874 гг.) сам Э. Мойсисович несколько сузил стратиграфический объем норийского яруса в Зальцкаммергуте, примерно до современного, сохранив при этом в его составе цлимбахские слои. Однако последовательность отложений в разрезе норийского яруса понималась им неверно. В то же время в других районах к данному ярусу относились ладинские толщи. Указанные сложности корреляции, вероятно, и явились причиной первоначального помещения Э. Мойсисовичем в шкале триаса норийского яруса под карнийским. Когда ошибка была обнаружена, то ее автор в 1895 г. для отложений, подстилающих (как ему казалось) карнийские, предложил название ювавский ярус. Однако А. Биттнер показал, что по сути своей палеонтологическое обоснование норийского и ювавского ярусов идентично, это синонимы и потому термин «ювавский ярус» должен быть упразднен.

Э. Мойсисович в 1893, 1902 гг. предложил делить норийский ярус на три подъяруса: лацкий, алаунский и севатский, а их, в свою очередь, на ряд аммонитовых зон.

* В принятой МСК СССР МСШ триаса «слои с *Sirenites*» выделяются в качестве самостоятельной зоны и являются четвертым подразделением нижнекарнийского подъяруса (см.: Постановления МСК..., 1982, № 20, с. 37).

Другие австрийские стратиграфы (Е. Киттл, К. Динер и проч.) уже вскоре после публикаций Э. Мойсисовича показали, что многие его зоны выделяются лишь в единичных местонахождениях, поэтому их стратиграфические соотношения далеко не всегда ясны. В результате зональная шкала яруса неоднократно пересматривалась. Изучение Э. Тозером последовательностей аммоноидей триаса в Северной Америке способствовало установлению очередности распространения зон и в Альпах. Выполненные же в 70-х годах нашего века детальные биостратиграфические работы в стратотипической области норийского яруса (Зальцкаммергут) привели к созданию современной его зональной шкалы. Ярус делится на два подъяруса (примерно соответствующих лацкому и алаунскому), нижний из которых объединяет три, а верхний — две зоны аммоноидей.

Отмеченная выше чрезвычайная сложность геологического строения Альп, разнообразие фаций верхнего триаса и не всегда хорошая их обнаженность сильно затрудняют корреляцию разновозрастных толщ. Эти обстоятельства, вместе с недостаточно четким описанием критериев выделения стратотипов ярусов (подъярусов и зон) среднего и верхнего триаса их авторами, явились причиной обостренной дискусионности в понимании их стратиграфических объемов и положения границ. В частности, вначале Э. Тозер в 1980 г., а затем и триасовая комиссия МСК расширили норийский ярус до основания юрской системы. «В связи с отсутствием данных, однозначно свидетельствующих о разновозрастности отложений, относимых в стратотипической местности к верхам верхненорийского подъяруса (севата) и рэтского яруса, комиссия посчитала возможным исключить рэтский ярус из общей шкалы и причленить зону *Choristoceras marshi* к верхнему ярусу» (Постановления МСК..., 1982, № 20, с. 37).

Однако позже, после проведения специальных стратиграфических исследований в Рэтских Альпах, самостоятельность рэтского яруса была восстановлена, а норийский ярус сверху был ограничен севатским подъярусом (подробнее см. ниже).

Таким образом, в настоящее время даже в сравнительно недавно опубликованной литературе можно встретиться с самыми различными представлениями о стратиграфическом объеме норийского яруса. Для понимания последнего необходимо в каждом конкретном случае анализировать приводимый стратиграфический его состав.

Стратотипической местностью норийского яруса, как отмечалось выше, является Зальцкаммергут в Австрии. Но и в ней пока неизвестно ни одного разреза, где бы наблюдалась непрерывная последовательность всех зон. Наиболее подходящими для эталонной цели местонахождениями австрийские специалисты считают два пункта.

Первый находится на северном склоне Фойеркогеля, недалеко от Бад-Аусзе. Там на верхнекарнийской зоне *Anatropites spinosus* согласно залегают: 1) светло-розовые известняки (0,7 м) с характерным комплексом аммоноидей нижней зоны норийского яруса (*Mojsisovicsites kerri*); 2) светло-розовые известняки (0,4 м) с аммоноидеями, типичными для следующей зоны нория (*Malayites paulckeii*).

Второй разрез, в Зоммераукогель, охватывает, вероятно, весь разрез норийского и нижнюю часть рэтского яруса. На красных и серо-фиолетовых известняках с биофоссилиями нижнего карния и ладина здесь несогласно залегают: 1) светлые массивные известняки (60–65 м), в которых установлен пласт ракушников с нижненорийскими конодонтами и двустворками; 2) красные слоистые известняки (9–13 м) с многочисленными аммоноидеями, позволяющими установить наличие последовательно сменяющихся друг друга зон — верхней для нижнего нория и обеих зон верхненорийского подъяруса.

Рэтский ярус выделен в 1861 г. К. Гюмбелем «как верхний кейпер Альп или Рэтские образования», залегающие между кейпером (s. s.) и лейасом. Название, скорее

всего, произошло от Рэтийских Альп или от горной цепи Рэтикон, в которых широко развиты фации карбонатных пород верхней части триаса, указываемые К. Гюмбелем в качестве типичных для данного яруса.

Стратиграфия рэтского яруса, являющегося пограничным подразделением системы, дискуссионна, что обычно для подобных стратонов. Однако споры относительно принадлежности рэтского яруса одной из смежных систем, его стратиграфического объема, положения его границ и т. п. во многом превосходят аналогичную полемику по другим частям МСШ. Этот ярус то рассматривали, помимо терминального триасового, как базальный для юрской системы, то включали в состав норийского яруса, то к нему присоединяли весь севатский подъярус, то его сокращали до одной цератитовой зоны. Причины столь активной «эволюции» понимания рэтского яруса кроются как в отсутствии указания на место и содержание конкретного стратотипа при выделении яруса, в сложности фациального состава триаса и тектонического строения его в Альпах, так и в том, что переломные моменты геологической истории совершаются обычно отнюдь не одновременно даже на ограниченном участке земной коры. Если в Альпах на конец рэта приходится регрессия, то севернее, на Западно-Европейской платформе, его подошве соответствует начало трансгрессии.

Первоначально К. Гюмбель относил к рэтскому ярусу «плитные» и дахштейнские известняки Швейцарских Альп. Последние характеризовались сложно замещающимися друг друга толщами чередования слоистых известняков и мергелей с прослоями брекчий (кёссенские слои) и рифовых известняков (дахштейнские известняки). Конкретный стратотип указан не был.

Что касается палеонтологической характеристики, то преимущественно в кёссенских слоях встречаются довольно многочисленные остатки гастропод, двустворок, брахиопод, кораллов, рыб, флоры; амmonoидеи отсутствуют. Э. Мойсисович предложил в качестве вида-индекса рэтского яруса представителя двустворчатых моллюсков *Rhaetavicula contorta* и стратиграфический интервал разреза от первой встречи его до подошвы юрской системы считал эквивалентом рэта.

Восточнее, в Австрийских Альпах, стратиграфическими аналогами кёссенских слоев являются цямбахские слои — равномерное чередование глинистых известняков и мергелей, в верхней части с прослоями темно-серых сланцеватых глин, в которых распространены линзы органогенных известняков. В указанной толще встречаются норийские амmonoидеи и конодонты, а начиная с появления прослоев глин — цератиты *Choristoceras marshi*, позже обнаруженные в верхней части кёссенских слоев Рэтийских Альп. Эта форма была признана видом-индексом одноименной зоны, которую большинство современных стратиграфов отождествляли с рэтским ярусом.

Таким образом, стратиграфический объем терминального яруса триаса в его стратотипической области, в Альпах, понимался то как слои с *Rhaetavicula contorta* (рэт s. l.), то как зона *Choristoceras marchi* (рэт s. s.). Учитывая, что верхи триасовой системы сложены в Альпах различными фациями известняков, часто сменяющих друг друга, и что эти фации приурочены к серии шарьяжей, характеризующих геологическое строение данной горной страны (см. рис. 19), можно представить, насколько сложной является проблема корреляции одновозрастных отложений в подобных условиях.

Севернее, в Германии, рэтский ярус образован «швабской фацией» — пестроцветными, преимущественно континентальными отложениями с остатками позвоночных,

двустворок и гастропод, которые Ф. А. Квенштедт (F. Quenstedt) предложил называть «костеносными слоями». Они на юге Западно-Европейской платформы структурно связаны с вышележащими образованиями юрской системы.

Наконец, изначальной неопределенности понятия «рэтский ярус» способствовало еще и то, что норийский ярус был выделен позднее, в другой структурно-фациальной зоне. Однако автор последнего, Э. Мойсисович, к его верхнему подъярусу отнес и цямбахские слои. Таким образом, к севату были отнесены Э. Мойсисовичем весь или большая часть рэтского яруса К. Гюмбеля. Этот факт затем был подтвержден многими исследователями.

Необходимо подчеркнуть, что ненадежность корреляции обуславливалась отчетливо фациальным характером биофоссилий верхней части триаса в Альпах. Так, Й. Видман показал, что остатки двустворок и брахиопод, с одной стороны, и аммоноидей, с другой, практически не встречаются вместе. И даже находки аммоноидей, принадлежащих разным родам, были приурочены к различным фациям. Представители *Rhabdoceras*, типичные для верхнего нория, характерны для известняков; рэтские же *Choristoceras* распространены преимущественно в обломочных отложениях. Те и другие, по мнению Й. Видмана, могут быть одновозрастными.

Близкие мысли высказывали и другие специалисты. О возможной одновозрастности севатских и рэтских аммоноидей еще в 1903 г. писал Е. Киттл. Позже Цапфе (Zapfe) отмечал, что стратиграфическое соответствие верхненорийских и рэтских биофоссилий можно объяснить или тем, что норийские формы, даже аммоноидеи, жили в рэтском веке, или что «севатская фауна» является рэтской.

Кроме того, на примере триасового разреза Альп можно видеть ясные несоответствия лито- и биостратиграфических подразделений. Так, по данным М. Ульриха (M. Ulrich), смена норийских аммоноидей рэтскими происходит внутри кёссенских слоев. Это существенно противоречило традиционным взглядам европейских стратиграфов, которые придерживались «комплексного обоснования» стратон, по сути своей сводившегося к определению положения в разрезе стратиграфической единицы по палеонтологическим данным, а проведению ее границ — по литологическим.

Совокупность вышеперечисленных особенностей рэтского яруса и характерного для него комплекса органических остатков обусловила возникновение трех конкурирующих друг с другом тенденций построения МСШ верхней части триасовой системы (Общая шкала..., 1984):

1. Норийский ярус, включая его верхний подъярус (севатский), и рэтский ярус — самостоятельные стратоны. Наиболее старая, первоначальная точка зрения.
2. Рэтский ярус — самостоятельный стратон, однако необходимо расширить его стратиграфический объем снизу до кровли средненорийского (алаунского) подъяруса.
3. Рэт — фация верхней части норийского яруса и его следует включить в верхненорийский (севатский) подъярус. Зональный состав последнего надо увеличить за счет присоединения к нему верхней зоны *Choristoceras marchi* (впервые такая точка зрения была высказана Э. Тозером в 1979 г.).

При обсуждении предложенных возможностей в конце 70-х — начале 80-х годов нашего столетия большинство специалистов сходились на признании стратиграфического соответствия рэтского яруса и верхненорийского (севатского) подъяруса. Пленум Постоянной комиссии по стратиграфии триасовой системы МСК СССР в конце января 1981 г., после подробного обсуждения вопроса, принял вторую точку зрения — о

включении в стратиграфический объем рэта зоны *Rhabdoceras suessi* (ниже *Choristoceras marshi*). Но при этом понизил ранг рэта до подъяруса и включил его в норийский ярус вместо севата.

Активное развитие стратиграфические исследования верхней части триасовой системы получили в последнее время. Особо необходимо отметить изучение Л. Кристином биостратиграфии по аммоноидеям и конодонтам цямбахских слоев Альп. Оно показало, что выше севатского подъяруса норийского яруса в диапазоне рэта (*s. s.*), т.е. без перекрытия с севатом, можно выделить две последовательные биостратиграфические зоны (*Choristoceras marshi* внизу и *Vandaites sturzenbaumi*), каждая из которых состоит еще из двух подзон. Этому же стратиграфическому интервалу соответствуют четыре дискретные конодонтовые зоны. А. С. Дагис и А. А. Дагис в 1990 г. на основе корреляции цямбахских и кёссенских слоев по конодонтам установили, что значительная часть стратотипа рэта... моложе севата. Л. Кристин указал также на вероятность встречи в заведомо рэтских отложениях характерных видов норийских аммоноидей, что не может служить обоснованием для поглощения рэтского яруса норийским.

Анализ вертикального распределения различных таксонов ископаемых организмов показал, что рэтскому ярусу отвечает появление и широкое распространение гетероморфных цератитов; исчезновение к его основанию двустворок родов *Monotis* и *Halobia* (очень широко представленных в норийском ярусе); возникновение и широкое распространение родов *Rhaetavicula*, *Rhaetmegalodon*; наличие специфического набора родов брахиопод; наконец, среди конодонтов этот стратиграфический интервал практически отвечает биоzone рода *Misikella*.

В результате статус рэтского яруса был восстановлен. Большинство современных стратиграфов признали его самостоятельность и включение в триасовую систему (Постановления МСК..., 1992, № 26). Вместе с тем в севатском подъярусе нория зона *Rhabdoceras suessi* также была разделена на две подзоны (или самостоятельные зоны), характеризующиеся специфическими комплексами аммоноидей. Однако если самостоятельность рэтского яруса в настоящее время практически не вызывает сомнений, то положение его подошвы и зональный состав по-прежнему дискуссионны.

Дело в том, что рэтские или норийско-рэтские отложения очень широко распространены в пределах Северного полушария. Но обоснованная корреляция со стратиграфическими разрезами Альп отложений, развитых за их пределами, крайне затруднительна. Основание рэтского яруса в кёссенской или цямбахской фации не удастся надежно установить ни во внесальпийских регионах Средиземной, ни в Бореальной, ни в Нотальной областях и Пацифике. Главной причиной подобного положения, как отмечал еще Цапфе, является адекватность распространения различных групп биофоссилий, и в частности бентосных комплексов и аммоноидей. Последние в данном интервале времени обычно имеют более древний облик. Так, в разрезах Индокитая вместе с типично кёссенскими многочисленными двустворками встречаются представители норийских аммоноидей. На Чукотке выше монотисовых слоев (характерного комплекса верхнетриасовых двустворок) Ю. Н. Попов и И. И. Тучков определили типично верхненорийских аммоноидей. Э. Тозер для разрезов Северной Америки подчеркивает распространение норийских аммоноидей до самой кровли триаса и потому по-прежнему считает нецелесообразным выделение рэтского яруса и т. п.

Указанные обстоятельства приводили к неоднократному появлению самых различных предложений по изменению МСШ верхнего триаса (см. выше). Кроме уже отмечен-

ных, укажем вариант В. И. Славина, который в 1961 г. предлагал выделять (снизу вверх): 1) лабинский ярус (или подъярус, примерно равный севату), объединявший слою со смешанным норийско-рэтским комплексом фауны; 2) рэтский ярус — кёссенские слою и верхняя часть дахштейнских известняков Альп и Карпат, — завершающий триасовую систему; 3) баварский ярус — рэт германских разрезов и самая верхняя часть кёссенских слоев Карпат, с перерывом перекрывающая подстилающие отложения, — это уже юрская система.

А. С. Дагис и А. А. Дагис в 1990 г. предложили другой вариант положения подошвы рэтского яруса, который, по их мнению, обеспечивает возможность его выделения в большинстве палеобиохорий крупного ранга и не противоречит правилу приоритета. Если подошву рэтского яруса Альп в трактовке Л. Кристина не удастся обосновать в других регионах, так как практически повсеместно отсутствуют палеонтологические аналоги нижней зоны рэта (по Л. Кристину *Vandaïtes sturzenbaumi*), то основание нижележащей зоны (верхней подзоны севатской зоны *Cochloceras suessi*) *Rhabdoceras suessi* легко устанавливается не только в областях развития верхнего триаса в Северном полушарии, но и в Новой Зеландии. Поэтому, считают А. С. Дагис и А. А. Дагис, целесообразно включить последнюю зону в рэтский ярус, а верхненорийский подъярус (севат) ограничить зоной *Sagenites quinquepunctatus* (нижняя подзона прежней севатской зоны *Rhabdoceras suessi*). При этом «разрез цлямбахских слоев Зальцкаммергута является аналогом кёссенской и карпатской фаций» и по конодонтам они могут быть сопоставлены со швабской фацией кёссенского разреза (т. е. соблюдается принцип приоритета). Таким образом сохраняется один из древнейших и наиболее известный ярус в мезозое. Именно эта точка зрения принята в настоящее время МСК России (Постановления МСК..., 1992, № 26) (см. табл. 17).

Однако предложение А. С. Дагис и А. А. Дагис вносит еще большую неопределенность в толкование термина «рэтский ярус». Следовало бы, как представляется, стараться максимально ограничить различие в понимании стратиграфического объема стратона, а не добавлять еще одно его толкование. Вряд ли современная сложность корреляции с разрезами стратотипической местности может служить серьезным основанием для такого предложения. Ведь еще в начале 80-х годов нашего века сопоставление с построениями К. Гюмбеля, Э. Мойсисовича, К. Динера было невозможным. В настоящее время положение существенно изменилось. Не исключено, что в будущем, возможно недалеко, коррелятивы с подошвой зоны *Vandaïtes sturzenbaumi* будут установлены, следовательно, рациональнее был бы поиск методов сопоставления с современно охарактеризованным стратотипом.

Стратотип рэтского яруса (s. s.) располагается в Кендельбахском грабене, в районе Зальцбурга. Этот разрез первоначально изучен еще Э. Зюссом и Э. Мойсисовичем в 1868 г. В нем на плитчатых известняках средненорийского подъяруса (алауна) залегают:

- 1) чередование мергелей и сланцев с *Rhaetavicula contorta* и брахиоподами — швабская фация (63 м);
- 2) известняки (13 м);
- 3) чередование мергелей и сланцев с *R. contorta* и брахиоподами — карпатская фация (45 м);
- 4) главный литодендровый известняк (30 м);
- 5) чередование мергелей и сланцев — кёссенская фация (12 м);

6) чередование известняков и мергелей с *Choristoceras marshi* — зальцбургская фация (37 м);

7) предпланорбисовые слои с *Neophyllites antecedens* (5 м);

8) известняки с *Psiloceras planorbis*.

Слои 7) и 8) относятся к геттангскому ярусу юрской системы.

Лектостратотип рэтского яруса находится на берегу руч. Вайслофер около г. Кёссена, на северо-востоке Тироля. Этот разрез начинается:

1) пачкой мергелей с *Rhaetavicula contorta*, другими двустворками и брахиоподами — швабская фация (50 м);

2) мергелями с прослоями известняков с двустворками и аммоноидеями *Rhabdoceras suessi*, *Choristoceras amonitiforme* — нижняя часть кёссенской фации (30 м);

3) переслаиванием мергелей и известняков с *C. marshi*, другими аммоноидеями и брахиоподами — верхняя часть кёссенской фации (20 м).

Помимо приведенных разрезов, исключительно важна находка в нижней части кёссенских слоев в грабене Ляневизе представителей *C. marshi*. Она позволила расширить биозону вида почти до полного диапазона распространения *Rhaetavicula contorta*, или кёссенских слоев в полном объеме.

Принятая в 1991 г. МСК России трактовка рэтского яруса в большем, чем раньше, стратиграфическом объеме требует использования в качестве его эталона и разреза, соответствующего зоне *Cochloceras suessi* (нижней подзоне *Rhabdoceras suessi*), нарастающей данный ярус. Этот разрез находится на горе Заммеркогель у Зальцкаммергута и охватывает хальштаттские известняки и мергели, в которых полно представлены нижняя зона рэта и верхняя зона норийского яруса (в понимании А. А. Дагис и А. С. Дагис).

Завершая рассмотрение МСШ триасовой системы, можно отметить следующее:

1. С момента выделения системы в разработку ее МСШ достигнуты большие успехи и в ней установлена зональная последовательность.

2. Только в последнее время для определения стратиграфического объема ярусов и зон стали использовать стратотипы.

3. Вместе с тем все образующие триасовую систему отделы и большинство ярусов представляют собой относительно самостоятельные стратиграфические подразделения, обычно не связанные эволюцией вещественного состава или биоценозов. Непосредственно вытекающее отсюда следствие — часто разрозненное положение стратотипов для отдельных частей ярусов.

4. Основным стратотипом триасовой системы уже в настоящее время является зона (хронозона) или, в лучшем случае, подъярус.

5. Дальнейший прогресс разработки МСШ триасовой системы и снижение дискусионности ряда ее положений могут быть достигнуты выделением точек глобальных границ (оснований) хронозон, строгой фиксацией их на местности и установлением надежных палеонтологических критериев этих лимитотипов.

Биостратиграфическая характеристика

Руководящими ископаемыми организмами триасового периода являются аммоноиды, смены родовых или видовых комплексов которых в разрезе обосновывают выделение зон, подъярусов и ярусов. Исследования Дж. Смита и Л. Спэта обусловили ис-

ключительное значение родовых таксонов аммоноидей для обособления стратонов МСШ триаса в морских образованиях.

В триасовых морях доживают последние представители палеозойских аммоноидей, переживают свой расцвет и вымирают типично триасовые цератиты и появляются первые настоящие аммониты. Из перми подшву триаса переходят малочисленные агониатиты, завершившие свое развитие в начале позднего триаса. Что же касается гониатитов, то из палеозоя в мезозой поднялись представители лишь одного рода, но они окончательно вымерли в индском веке.

Цератиты, возникшие от агониатитов в артинском веке, пережили на своем кратком историческом пути два этапа. Первый охватил вторую половину пермского периода и начало индского века. Второй соответствует триасовому периоду. Смена этапов произошла в начале инда, когда последние представители палеозойских цератитов (*Otoceras* и некоторые другие) сменились мезозойскими цератитами (рис. 23), которые в течение одного геологического периода достигли столь большого разнообразия, что превзошли в этом всех палеозойских аммоноидей. В конце норийского века представители отряда цератитов испытали резкое сокращение, основание рэтского века пережили лишь 5 из 84 родов, а в рэте появился лишь один род — *Eopsiloceras*. К началу юрского периода все цератиты полностью вымерли.

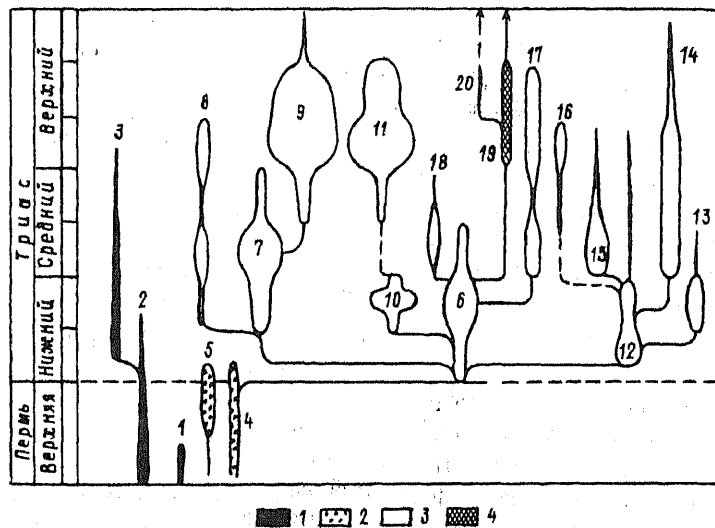


Рис. 23. Филогенетическое развитие надсемейств позднепалеозойских и триасовых аммоноидей (по А. А. Шевыреву, 1973).

1 — агониатиты; 2 — позднепалеозойские цератиты; 3 — триасовые цератиты; 4 — аммониты. Цифры на схеме: 1 — *Prolecanitaceae*, 2 — *Medlicottiaceae*, 3 — *Sagecerataceae*, 4 — *Xenodiscaceae*, 5 — *Tocerataceae*, 6 — *Meckocerataceae*, 7 — *Ceratitaceae*, 8 — *Hungaritaceae*, 9 — *Clydonitaceae*, 10 — *Dinaeitaceae*, 11 — *Tropitaceae*, 12 — *Propylitaceae*, 13 — *Hedenstroemiaceae*, 14 — *Arustaceae*, 15 — *Ptychitaceae*, 16 — *Lobitaceae*, 17 — *Pinacocerataceae*, 18 — *Noritaceae*, 19 — *Phyllocerataceae*, 20 — *Lytocerataceae*.

Специалисты выделяют этапы, примерно соответствующие распространению семейств цератитов и обосновывающие установление эпох триаса. Внутри них разграничение веков контролирует развитие родовых фаз. Однако количество и палеонтологическая характеристика этапов у разных авторов существенно варьируют. Кроме того, стремление (вероятно, не всегда осознанное) совместить литостратиграфические единицы — основу деления триасовой системы на отделы — и биостратиграфические далеко не всегда удается и приводит к нескончаемым дискуссиям о положении их границ.

В триасовом периоде, в начале анизийского века, впервые появились и первые представители настоящих аммонитов (*Phylloceratina*). Однако их триасовые семейства полностью вымерли, не дожив до юры.

Начиная с 50-х годов нашего века к архистратиграфическим группам триаса присоединились конодонты, с успехом используемые в стратиграфии палеозоя. Это завершающий этап развития конодонтов, и в рэтском веке они полностью вымирают по неизвестной пока, как писал И. С. Барсков в 1985 г., причине, испытав в конце нория резкое сокращение систематического разнообразия. Раннетриасовые конодонты характеризуются относительным однообразием на больших пространствах. Средне- и познетриасовые их остатки отличаются резкой пространственной дифференциацией, что позволяет успешно осуществлять внутрипровинциальное деление разрезов, но сильно осложняет их корреляцию между собой.

Несмотря на то, что современная конодонтовая зональность триаса весьма детальна и превосходит для нижнего и верхнего отделов аммонитовую (см. табл. 17), принципы выделения зон для разных частей системы различны. Для нижнего триаса в основном использован эволюционный принцип их обособления, когда подошва зоны проводится по первому появлению вида-индекса. Большинство же зон среднего и верхнего триаса являются комплексными и не могут пока претендовать на роль стандартных.

Кроме представителей архистратиграфических групп, морские отложения триаса содержат остатки многочисленных двустворчатых моллюсков и брахиопод. Первые достаточно тесно связаны с пермскими и особенно с юрскими комплексами. Роды ряда палеозойских семейств распространены в раннем триасе, а многие юрские семейства возникли в средне- или познетриасовую эпохи. В целом наблюдается увеличение родового разнообразия двустворок во времени. Выделяются нижне-, средне- и верхнетриасовые сообщества, характеризующиеся преобладанием представителей определенных родов (*Claraia* и *Eumorphotis* — для нижнего; *Gervillia*, *Myophoriopsis* — для среднего; *Halobia*, *Monotis* — для верхнего). Однако смена их в разрезе обычно постепенна и, кроме того, в триасе появляется резкая фациальная и палеобиогеографическая изменчивость.

Брахиоподы в триасе достаточно специфичны своим гораздо более разнообразным систематическим составом, чем в более молодых системах мезозоя. В триас из перми переходят многие представители спирифирид, атрипид и др. В то же время ряд семейств тетебратулид и ринхонеллид продолжает свое развитие в юре. Одновременно есть практически собственно триасовые таксоны — надсемейства *Retziacea* и *Koninckinacea*. Родовые и видовые комплексы брахиопод могут довольно уверенно определять принадлежность горных пород к отделам, ярусам, а иногда и подъярусам триаса.

Для континентальных фаций триаса наиболее характерны остатки растений, остракод, конхострак и позвоночных.

Триасовый период, по мнению С. В. Мейена, — время смены палеофита мезофитом. Однако значительный провинциализм флор по-разному выражает этот рубеж в разных палеофитохориях. В одних частях поверхности Земли он достаточно резок, но может проявиться на разных стратиграфических уровнях; в других — растянут на более или менее длительный промежуток времени и не очень заметен. В раннем триасе и анизийском веке сохраняются Гондванская и Ангарская области, разделенные Лавразийской с «вольщевой» флорой. Для последней характерны плеуромен, хвойные, членистостебельные, папоротники и цикадофиты. Гондванская область в общем сохраняет состав глоссоптериевой флоры; в Ангарской преобладают кордаиты, каллиптериды у родов мезофитного облика (*Rhipidopsis*, *Ginkgoites* и др.).

Более поздние триасовые флоры все сильнее приближаются по составу к юрским. Можно выделять Экваториальную и Сибирскую, а также Гондванскую области. В первой наблюдается сцитофилловая флора, примерно соответствующая ладинскому и карнийскому векам, и лепидоптериевая, характерная для норийского и рэтского веков. В Сибирской области преобладали хвощевые, папоротники, пельтаспермовые, гинкговые. Для Гондванской области типична дикроидиевая флора (остатки доминирующего рода *Dicroidium*), а также хвойные, членистостебельные, папоротники и, несколько меньше, цикадофиты и гинкговые.

Триасовые остракоды изучены пока преимущественно из нижнетриасовых (?) отложений. Специфические ассоциации дают возможность обособить несколько (до шести) частей разреза: нижние две или три обычно сопоставляют с индским ярусом, верхние — с оленекским. Многочисленные остатки филлопод или конхострак позволяют расчленять континентальные толщи преимущественно нижнего триаса на местные биостратиграфические подразделения.

Среди позвоночных наибольшее стратиграфическое значение для триасовой системы имеют остатки амфибий и рептилий. Исчезли господствовавшие в перми парейзавры, горгонопсии и др. Продолжали развиваться лабиринтодонты, котилозавры, дицинодонты, проторозавры, но все они существенно видоизменились по сравнению с пермскими. В начале триаса появились архозавры, ринхоцефалы и ящерицы, первые черепахи. В позднем триасе обособились тритилодонты и ихтиозавры.

Важным изменением в жизни амфибий и рептилий был переход ряда сухопутных их представителей в море. Это касается некоторых лабиринтодонтов. В начале триаса от ареосцелид произошли *Sauropterygia* — предки юрских плезиозавров. В среднем триасе появляются ихтиозавры.

В. Г. Очев и М. Г. Миних (Триасовая система, 1973) считают, что в эволюции позвоночных триасовый период играет важную прогрессивную роль. Для районов бывшего СССР намечаются четыре последовательных этапа их развития: 1) раннетриасовый, наиболее своеобразный (ветлужская серия Русской платформы); 2) вторая половина раннетриасовой эпохи (комплекс бузулукской серии и ее стратиграфических аналогов, юго-восточные районы Русской платформы); 3) среднетриасовый (находки в Южном Приуралье); 4) конец среднего — начало позднего триаса (находки в Башкирии и Соль-Илецкой Защите).

Радиоизотопная хронология

Хроностратиграфический стандарт триасовой системы в настоящее время разработан еще недостаточно. Точки, используемые в качестве реперных для установления

изотопного возраста границ системы и ее частей, выбраны не в местах нахождения стратотипов триасовых ярусов, а в разрезах Северо-Восточной Канады. Положения ограничений ярусов и отделов триаса предложены Э. Т. Тозером в 1967 г. на основании биостратиграфической корреляции с гималайскими и альпийскими подразделениями. Датированных опорных точек крайне мало.

За основание триасового периода принята точка, располагающаяся в подошве формации Блайну-Фиорд (северо-запад о. Акселя-Хейберга, Канадская Арктика), со значением 245 ± 5 млн. лет (по Harland *et al.*, 1989 г.). Однако в Арктической Канаде, скорее всего, отсутствуют стратиграфические аналоги нижней зоны индского яруса (*Otoceras woodwardi*), и потому эта точка вряд ли может приниматься за начало триасового периода.

Достаточно надежная датировка получена в последнее время для границы нижнего и среднего триаса по сопряженным значениям, определенным по единичным цирконам из прослоев вулканических туфов и по полевым шпатам в Южных Альпах. Она равна 238 млн. лет.

Продолжительность триаса оценивается У. Б. Харлендом с соавторами в 37 млн. лет. Это один из наиболее коротких периодов фанерозоя. Однако «ранняя шкала (триаса. — В. П.) построена по принципу равномерного распределения по ярусам временных объемов, установленных между датированными опорными точками» (Харленд и др., 1985, с. 38).

Палеомагнитные данные

В палеомагнитной мировой шкале положение триаса установлено только на основании расчетных, статистических данных. Оно соответствует смежным частям двух суперхрон смешанной полярности (Харленд и др., 1985), разделенных значительным перерывом (на который в основном приходится данный период): пермско-триасовому (РТг — М, начавшемуся на отметке 250 млн. лет назад) и юрско-меловому (ЖК — М, завершившемуся 124 млн. лет назад). По номенклатуре Д. М. Печерского и А. Н. Храмова (1973 г.) это илловарский и нью-йоркский интервалы смешанной полярности.

Заключение

Триасовая система отражает период в развитии Земли, соответствующий началу распада Пангеи-2 и заложению Атлантического и Индийского океанов. В эволюции жизни он характеризовался главным образом сменой палеозойских организмов мезозойскими, когда первые постепенно вымирали, а вторые испытывали быстрый прогресс или только появлялись. Отмеченные преобразования происходили постепенно, не одновременно в разных частях земной поверхности, поэтому, как правило, неотчетливые рубежи перестроек не могут служить основанием для проведения границ системы или составляющих ее ярусов, подъярусов, зон и т. п.

Лучше всего триасовый период совпадает со вторым этапом развития цератитов, однако и моменты появления и смены их юрскими аммонитами очень трудно зафиксировать в конкретных местонахождениях.

Наиболее точно границы триаса совпадают с основанием формации пестрого песчаника (нижняя) и кровлей кейпера в разрезе Германии, где эти уровни ограничивают распространение слабо связанных друг с другом трех циклов седиментации Западно-Ев-

ропейской платформы. Неморские образования, для которых не типичны руководящие ископаемые, и приуроченные к их границам перерывы сильно затрудняют корреляцию с ними разрезов других областей.

Следовательно, триасовая система, как и большинство остальных, является лишь единицей достаточно крупного ранга МСЦ, традиционно всеми признанной и не требующей замены. Стратиграфическое положение ее границ и пределов стратонов более низкого ранга, слагающих ее, необходимо уточнять, выделяя их лимитотипы в районах, где согласно смыкаются слои с аммоноидеями или конодонтами, руководящими для смежных подразделений. Для триаса подобная работа уже началась.

ЛИТЕРАТУРА

1. Границы геологических систем. М., 1976.
2. Жинью М. Стратиграфическая геология. М., 1952.
3. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973.
4. Общая шкала триасовой системы СССР / Под ред. К. О. Ростовцева, А. И. Жамойды. Л., 1984.
5. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1982, № 20; 1992, № 26.
6. Триасовая система // Стратиграфия СССР / Под ред. Л. Д. Кипарисовой, Г. П. Радченко, В. П. Горского. М., 1973.
7. Харленд У. В., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М., 1985.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система, по словам В. Д. Аркелла (W. J. Arkell), представляет собой «настоящий кладез» стратиграфической премудрости. Именно она послужила тем объектом, изучение которого стало основой для создания и применения ведущих стратиграфических методов и понятий. Именно на данный период приходится максимум расцвета типично «мезозойских признаков»: крупных рептилий, голосеменных растений и особенно наружнораковинных головоногих моллюсков. И потому юрские отложения удастся наиболее подробно и однозначно расчленять и наиболее доказательно коррелировать.

Тем не менее, как будет показано ниже, МСШ юрской системы имеет целый ряд нерешенных, более или менее дискуссионных проблем самого разного характера. Для рационального их решения автор уникальной монографии «Юрские отложения земного шара» В. Д. Аркелл предложил три принципа, ставших общепотребительными в стратиграфии при выборе названий и объемов стратотипов: приоритет, пригодность и удобство, которые сам В. Д. Аркелл считал прежде всего разумно компромиссными.

Автором стратиграфического подразделения юрская система официально считается А. Броньяр (A. Brongniart), а годом выделения — 1829, как следует из последних изданий «Геологического словаря» (1955 и 1973 гг.). Однако Г. П. Леонов справедливо отмечает, что это «является чистым недоразумением. Как крупная стратиграфическая единица комплекс отложений, отвечающий по своему стратиграфическому объему современной юрской системе, был выделен А. Гумбольдтом (A. Gumboldt) и одновременно У. Конибиром и У. Филлипсом в 1822 г. Впоследствии именно за оолитовой серией последней схемы и ее стратиграфическими эквивалентами утвердилось название “юрская”, предложенное еще в 1795 г. А. Гумбольдтом как “известняк Юры”» (Леонов, 1973, с. 190).

В чем же причина подобной неопределенности авторства едва ли не самой надежной системы фанерозоя?

Первоначально юрские отложения (в современном смысле) были довольно подробно изучены и расчленены на 19 формаций в Англии основоположником биостратиграфии В. Смитом в конце 90-х годов XVIII — начале XIX столетия. Выделенные им «формации» не потеряли своего значения до сих пор. Но тогда объединение этих мелких стратотипов в более крупные единицы проводилось английскими естествоиспытателями по-разному и базировалось на различных принципах. Так, в 1822 г. названные юрскими отложения были объединены в «оолитовую серию» У. Конибиром и У. Филлипсом (табл. 18). Тогда же этот стратиграфический интервал разреза континентальной Западной Европы А. Гумбольдт назвал «юрской формацией» вместо употреблявшегося им же названия «юрский известняк» для стратиграфически не определенных отложений Швабской, Франконской и Швейцарской Юры (рис. 24).

Само название происходит от Юрских гор — невысокой горной системы, расположенной на границе Франции, Швейцарии и Германии и образованной типичными для данной системы породами.

Несколько позже, в 1831 г. Ж. Б. д' Омалиус д' Аллуа, вероятно, на основании резкого литологического различия нижней (карбонатно-глинистой) и верхней (карбонатной) частей оолитовой серии У. Конибира и У. Филлипса, обособил первую как «лей-

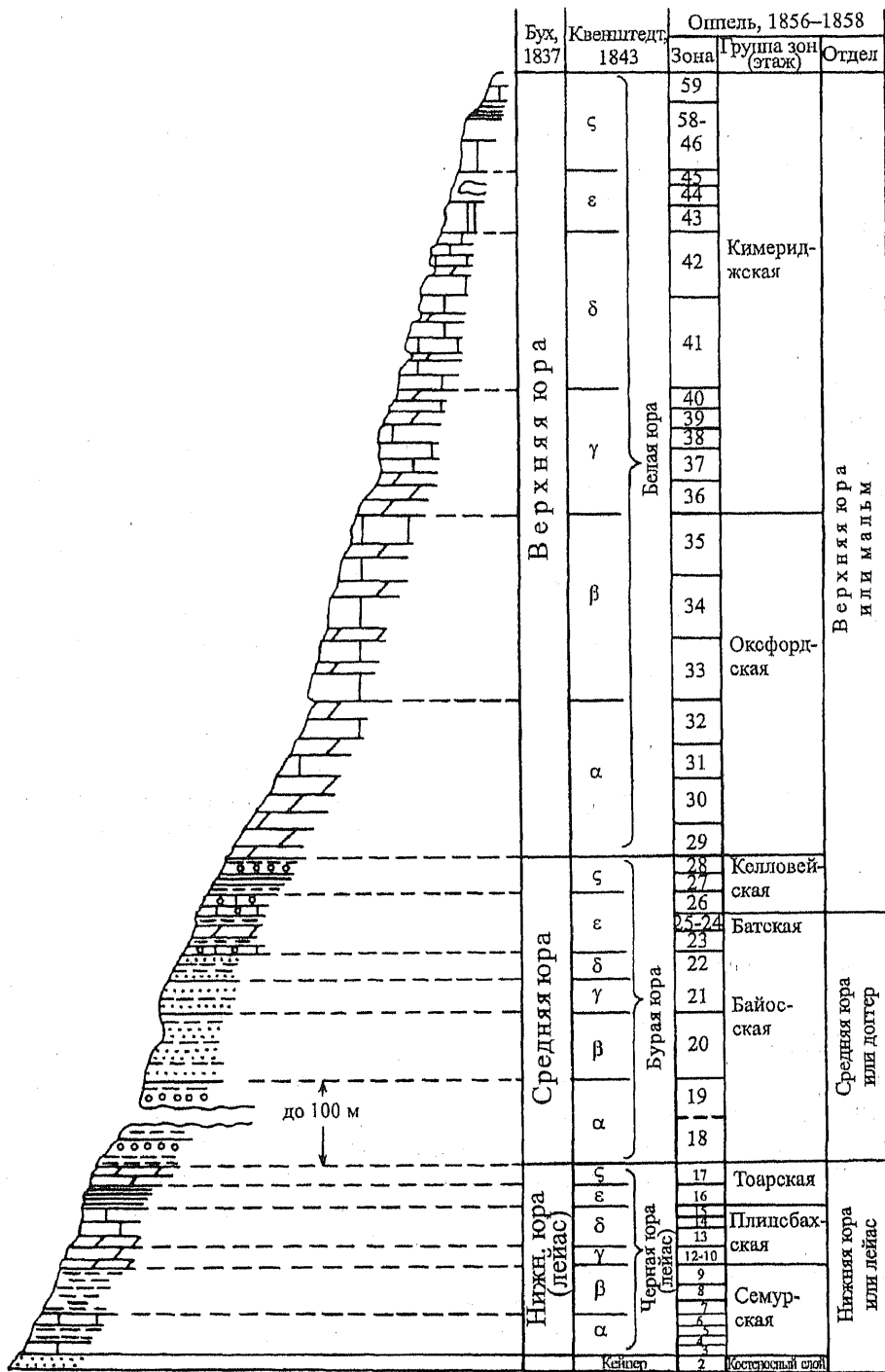


Рис. 24. Сводный разрез юрской системы Швабской Юры и ее расчленение (по Г. П. Леонову, 1973, с добавлением из Постановлений МСК..., 1978, № 18).

асские отложения».* Эти отложения он разделил на нижние, средние и верхние и поместил под юрскими образованиями (А. Броньяр в 1829 г. установил юрскую систему именно в объеме верхней части оолитовой серии). При этом Ж. Б. д' Омалиус д' Аллуа не только сократил оолитовую серию снизу, но и изъяс из нее сверху пурбекские слои.

Таблица 18. Общая схема классификации осадочных формаций по У. Д.- Конибру и У. Филлипсу, 1822 (из Г. П. Леонова, 1973, частично)

Порядок	Характер отложений	Местные подразделения	
Суперсредний	b. Пески и глины ниже мела	D. Железистый песок	
	c. Известковистый (оолит) и глинистые слои	1. Верхняя оолитовая система	Пурбекские слои оолитовые слои Портланда, Тисбери, Эйлебери известковистый песок и конкреции формация Киммериджа и долины Беркс
		2. Средняя оолитовая система	Оолитовые слои и коралловый известняк (рэт) известковистый песок оксфордская глина
		3. Нижняя оолитовая система	Оолитовые слои корнбраш лесной мрамор слоистый оолит и песок Стоунфильда и Хантока большой оолит нижний оолит известковистый песок лейас
	d. Новый красный песчаник, конгломерат и магнезиальный известняк		

Таким образом, в 30-х годах XIX в. сформировались два представления об объеме юрской системы: А. Гумбольдта, У. Конибра и У. Филлипса — широкое, соответствующее современному пониманию, и А. Броньяра и Ж. Б. д' Омалиуса д' Аллуа — узкое, отвечающее преимущественному развитию в Западной Европе карбонатного разреза юры. Учитывая сказанное, а также рекомендации III сессии МГК в Берлине (1885 г.) об объединении под общим названием лейаса и оолита, автором юрской системы следует считать А. Гумбольдта, а годом ее установления — 1795 или 1822.

В 1838 г. Ч. Ляйелль разделяет рассматриваемую часть геологического разреза Великобритании на лейасовую и оолитовую группы, расчленив последнюю на три части (табл. 19) и создав тем самым прецедент четырехчленного деления юры.

Примерно в то же время, в 1837 г., появилась стратиграфическая схема Швабской и Франконской Юры Л. фон Буха. Он предложил трехчленное деление системы, исходя из литологической характеристики горных пород и положения их в рельефе (сверху вниз):

белая юра (Weisjura) — известняки с кораллами, слагающие крутые обрывы;
бурая или коричневая юра (Braunjura) — песчаники на крутых склонах;
черная юра (Schwarzjura) — известняки и сланцы, развитые у подножий и поднимающиеся до небольшой высоты склонов.

Эти два варианта крупного расчленения юрской системы, предварявших обособление отделов, долго соперничали друг с другом и сохранили свое значение как регио-

* Лейас (lias) — старый термин английских каменотесов, произошедший от гальского слова «лей» (leai — плита) и соответствующий французскому «льес» (lais — плитняки) (см.: Жинью, 1952, с. 310).

нальные (или местные) стратоны преимущественно в некоторых странах Западной Европы. И тот и другой варианты основывались главным образом на литологических особенностях разреза, отражающих последовательность местных условий седиментации.

Таблица 19. Стратиграфическая схема юрских отложений Великобритании по Ч. Лийелло (из Г. П. Леонова, 1973)

Группа	Часть	Местные подразделения
Оолит	Верхний	a. Портландский камень и песок
		b. Кимериджская глина
	Средний	c. Коралловый известняк
		d. Оксфордская глина
	Нижний	e. Корнбраш и лесной мрамор
		f. Большой оолит и Фуллерова земля
	g. Нижний оолит	
Лейас		

Однако Л. фон Бух отмечал, что его деление определяется не только вещественным составом пород. Так, кровлю черной юры (или лейаса) он проводит внутри черных глинистых сланцев (в отличие от некоторых других немецких геологов, относивших все черные сланцы к нижней юре) на основании присутствия в их верхней части остатков *Trigonia navis*, *Gervillia aviculoides*, *Ammonites murchisoniana*, *A. apalenus* и др., типичных в бурой юре. Тем самым Л. фон Бух коррелирует разрез юры Южной Германии с английским разрезом по палеонтологическим данным и, отмечая адекватность понятий «нижняя юра», «черная юра» и «лейас», делает попытку перехода от выделения местных стратиграфических подразделений к установлению региональных.

В дальнейшем, в 1843 г., немецкая стратиграфическая схема была существенно уточнена исследованиями профессора Тюбингенского университета Ф. Квенштедта. Каждое из трех подразделений Л. фон Буха он расчленил на 6 частей, обозначенных буквами греческого алфавита α , β , γ , δ , ϵ , ζ . Каждая из 18 частей охарактеризована литологически и палеонтологически. В составе многих, кроме того, указано присутствие отдельных пластов с определенными формами руководящих ископаемых.

Предложенная Ф. Квенштедтом схема оказалась наиболее детальной для того времени, удобной в практической деятельности и потому, должно быть, сохранила свое значение до сих пор, являясь основой стратиграфических работ по юре Центральной Европы. Однако за пределами этого региона, где юрские отложения Германии замещались другими по составу породами, например в Англии, схема Ф. Квенштедта не годилась.

В 1851 г. вышла знаменитая работа А. д'Орбиньи (A. d'Orbigny), в которой он предложил в качестве основной стратиграфической единицы ярус, определяемый прежде всего по палеонтологическим данным. Каждый ярус А. д'Орбиньи рассматривал как законченный этап развития Земли и жизни на ней. Эти созидательные этапы разделялись эпохами катастроф, в связи с чем никакой преемственности ни в специфике литологии, ни в составе руководящих окаменелостей в общей последовательности ярусов нельзя было ожидать. В юрской системе А. д'Орбиньи выделил 10 ярусов (сверху вниз):

портландский;
кимериджский;
коралловый;

оксфордский;
келловейский;
батский;
байосский;
тоарский;

лейасский (несколько раньше, в 1819 г., вместо лейасского Ч. Майер-Эймар (Ch. Maug-Eumar) предложил название шармутский ярус (по горе Шармут на юге Англии), но оно охватывало также и часть синемюра и поэтому не привилось); синемюрский.

Названия ярусов в большинстве случаев явились производными от географических пунктов, около которых располагались типичные их местонахождения. Исключение представляли лишь коралловый и лейасский ярусы, названные по характерному вещественному признаку. А. д'Орбиньи, приведя типичные формации для ярусов преимущественно из английских разрезов (что следует из ярусных названий), специфический состав биофоссилий для каждого яруса (основной его признак) указал из лучше ему знакомых французских местонахождений. Стоявший на позициях катастрофизма, А. д'Орбиньи не видел в таком подходе противоречий. Однако они быстро проявились и стали предметом ожесточенных дискуссий специалистов по поводу стратиграфических объемов и положения границ ярусов, в определенной степени продолжающихся до сих пор. Недаром, кстати, если названия большинства выделенных юрских ярусов сохранились, то понимание их и соотношения между ними изменились очень существенно.

Тем не менее сам принцип расчленения системы на ярусы и установления последних главным образом на основании присутствия определенного комплекса руководящих биофоссилий оказался чрезвычайно прогрессивным. До сих пор именно ярус признается основным стратонем фанерозоя — стратиграфическим метром, по выражению В. Л. Егояна. Вместе с тем выделение ярусов в конце прошлого — начале нашего столетия стало модой, и только для юрской системы до 1930 г. было предложено около 120 ярусов, причём один Ч. Майер-Эймар прибавил 50 из них.

Однако основы современной стратиграфической систематики были заложены учеником Ф. Квенштедта, А. Оппелем, создателем зонального метода в стратиграфии. Именно он, используя термины А. д'Орбиньи «ярус» и «зона»,* дал им совсем иное толкование. Под зоной А. Оппель понимал «палеонтологически определяемые комплексы слоев» (цит. по: Леонов, 1974, с. 27), с помощью прослеживания которых создается возможность сопоставления удаленных разрезов. Ярусы при этом понимались им как произвольные группы или суммы зон, а не как о вещественные этапы геологического развития Земли. Соответственно отделы — это также условно объединяемые группы ярусов. Следовательно, зоны, ярусы и отделы (а вероятно, и более крупные стратиграфические таксоны) представляют собой лишь рангово-соподчиненные единицы, служащие главным образом для удобства корреляции отложений и выделяющиеся на основании применения палеонтологического метода.

Ко всем вышеотмеченным выводам А. Оппель пришел на базе детального изучения и подробной корреляции юрских разрезов Англии, Франции и Юго-Западной Германии. Он разработал зональные последовательности для каждого яруса юрской системы. При этом он использовал в основном ярусы, выделенные его предшественниками, считая,

* А. д'Орбиньи не делал принципиального различия между терминами «ярус» и «зона». Последняя, по его представлениям, являлась конкретной палеонтологической характеристикой выделяемых ярусов.

вероятно, что если это искусственные группировки зон, то не стоит усложнять номенклатуру и придумывать новые названия для их сумм (см. рис. 24). Сравнивая четырехчленное английское деление системы и трехчленное немецкое, А. Оппель вслед за своим учителем Ф. Квенштедом остановился на последнем. Однако, применяя, вероятно первым, принцип разумного компромисса, провозглашенный позднее В. Аркеллом, он границу между средним и верхним отделами понизил до средней части корнбраша, включив в верхний отдел келловейские глину и камень. Сами отделы он предложил называть лейасом, доггером и мальмом,* используя для среднего и верхнего отделов местные термины горнорабочих в произвольно расширенном толковании. (В результате уже в середине прошлого века понимание и стратиграфические объемы отделов юрской системы оказались сильно запутанными, что еще больше усугубилось в последующем. Поэтому совершенно справедливо первый же Международный коллоквиум по юре (Люксембург, 1962) рекомендовал не применять собственные имена для обозначения отделов этой системы в стратиграфическом смысле.) Лейасский ярус А. д'Орбиньи А. Оппель заменил плинсбахским, изъял из употребления коралловый ярус и ограничил гору кровлей кимериджа.

Некоторые дополнения в схему А. Опделя были внесены в 1864 г. Е. Реневиэ (E. Renevier), который, основываясь на существенной разнице родового состава аммонитов в синемюрском ярусе, предложил разделить его на два и назвать нижний из них геттангским. Ч. Майер-Эймар (вероятно, на том же основании) отделил от байосского яруса нижнюю часть и предложил назвать ее ааленским ярусом.

Сам А. Оппель в 1865 г. дополнил юрскую систему титонским ярусом. К нему, по словам В.В. Друцица и В.А. Вахрамеева, он отнес «слои, залегающие между кимериджем и самыми нижними слоями неосома...». Однако у нового яруса отсутствовал характерный разрез (в отличие от всех других юрских ярусов) и в основу его выделения был положен своеобразный комплекс аммонитов, происходящих из нескольких местонахождений. Поэтому и название яруса было выбрано не географическое, а мифологическое.** Сам прием выделения титонского яруса вполне соответствовал взглядам А. Опделя, так как представлял собой условное объединение некоторой суммы зон, имевших четкую палеонтологическую характеристику. Но, казалось бы, формальное отклонение от общепринятого принципа на самом деле привело к серьезным последствиям и дискуссиям, оживленно протекающим до сих пор (см. ниже).

П. Шоффа (P. Schoffat) в 1885 г. на основании своеобразия биофоссилий в карбонатном разрезе верхней юры Западного Средиземноморья выделил лузитанский ярус (названный по Лузитании — древнему наименованию Португалии), преимущественно включив в него верхнюю часть оксфорда. Ж. Бонарелли (G. Bonarelli) в 1894 г. предложил выделить верхнюю часть плинсбахского яруса в самостоятельный домерский ярус (названный по горе Домера-Домара в Ломбардских Альпах, Северная Италия). Э. Ог в 1911 г. обособил верхнюю часть синемюрского яруса, назвав ее лотарингским ярусом (по Лотарингии, области в Восточной Франции).

* Доггер — местное наименование железистых песчаников с конкрециями или доггерами, ааленского яруса в Йоркшире, Англия (см.: Геологический словарь, 1973, т. 1, с. 235; Жиньо, 1952, с. 312). Мальм — местное наименование мергелей и песчаников альб-сеноманских нерасчлененных отложений в Англии (см.: Геологический словарь, 1973, т. 1, с. 410).

**Титон — возлюбленный богини Авроры, для которого она выпросила у Юпитера бессмертие, не попросив вечной молодости. Сжалившись над одряхлевшим и покинутым Титоном, Юпитер затем превратил его в цикаду.

Если палеонтологическая характеристика большинства юрских ярусов позволяла достаточно обоснованно распространять стратиграфическую схему юры на обширное пространство, то для верхней части юрской системы дело обстоит значительно сложнее. Новокиммерийские движения привели к почти полному разобщению акваторий Средиземного и Борзального палеобиогеографических поясов (или областей). В результате на громадной территории Восточной Европы, Сибири, Северной Америки совершенно отсутствовали представители титонских аммонитовых сообществ. Зато морские отложения терминальной юры и базального мела этих областей были богаты своеобразными комплексами головоногих моллюсков, неизвестных в Средиземноморье. Соответственно, исходя из указанных особенностей, С. Н. Никитин в 1881 г. выделил волжскую формацию (по р. Волга, в бассейне которой эта формация широко распространена), поместив ее между оксфордским ярусом и подошвой неокома (мела). Так еще в 80-х годах прошлого века появились по сути своей региональные параллельные ярусные подразделения, позже узаконенные высокими международными соглашениями.

Рассмотренный в составе юрской системы перечень ярусов охватывает наиболее употребительные подразделения. Большинство из них в представленном А. Оппелем порядке были рекомендованы в качестве МСШ юрской системы решением III сессии МГК (Берлин, 1885).

В дальнейшем МСШ юры продолжала эволюционировать. Э. Ог в 1921 г., на основании ревизии последних работ по стратиграфии юры, предложил свой вариант ее МСШ, который, помимо отделов и ярусов, оригинально скомпонованных, содержал бы и подсистемы (своеобразный возврат к взглядам Ж. Б. д'Омалиуса д'Аллау и Ч. Лийелля) (см. табл. 19). В 1941 г. вышла статья С. В. Мюллера (S. V. Muller) «Стандарт юрской системы», в которой МСШ предлагалась на основе биостратиграфического сопоставления всех существовавших юрских схем. Стандартами единиц шкалы были признаны местонахождения биофоссилий, обладающие наилучшей палеонтологической характеристикой. Таким образом, предложенные ярусы МСШ не отвечали сопоставлениям юрских фаун, последовательно сменяющих друг друга по вертикали. В стандарте нижнеюрский отдел (или лейас) состоял из трех ярусов: геттангского, синемюрского и плинсбахского (лотарингский ярус упразднен); среднеюрский (или доггер) — из четырех ярусов: домерского, тоарского, ааленского и байосского; верхнеюрский (или мальм) — из пяти ярусов: батского, келловейского, оксфордского, кимериджского и титонского (табл. 20). При этом С. В. Мюллер увеличил количество зон почти в каждом ярусе.

Крупнейший знаток стратиграфии и аммонитов юры В. Аркелл в 1946 г. опубликовал свой стандарт юрской системы. В нем он провозгласил отмеченные выше три принципа разумного компромисса и на их основании предложил собственный вариант МСШ юрской системы (см. табл. 20). Последний максимально приближался к расчленению системы Л. фон Бухом. В частности, были исключены значительно позже появившиеся лотарингский, домерский, ааленский, лузитанский и титонский ярусы; келловейский ярус был возвращен в среднеюрский отдел. Однако, в отличие от построений Л. фон Буха, подошва верхней юры была предложена в основании оксфордского яруса, а не внутри него.

В 1957 г. один из наиболее крупных отечественных специалистов по стратиграфии юры, В. Ф. Пчелинцев, привел свои предложения об ее МСШ. В отличие от В. Аркелла, он апеллировал к схемам А. Оппеля и Э. Ога и обосновывал свой вариант корреляцией аммонитовых зон и подзон Северо-Западной, Юго-Восточной и Восточной Европы

Таблица 20. Соотношения МСШ юрской системы по разным авторам

Сис-тема	Ог, 1921			Мюллер, 1941			Аркелл, 1946			Грелиндев, 1957																		
	Подде-стема	Отдел	Ярус	Кол-во зон	Отдел	Ярус	Подъярус	Кол-во зон	Отдел	Ярус	Кол-во зон	Отдел	Ярус	Кол-во зон														
Юрская	Оолитовая	Верхний	Португальский	3	Верхний, или малым	Титонский	Аквилон	5	Верхний	Пурбежский	4	Верхний	Титонский	5														
				Банон			3																					
		Средний	Кимериджский	Лузитанский	2	Оксфордский	7	Оксфордский	Оксфордский	6	Верхний	Оксфордский	6	Верхний	Кимериджский	3												
					4																							
			Оксфордский	3																								
					3																							
		Лекосвая	Верхний	Келловейский	2	Средний, или лотер	Келловейский	2	Келловейский	4	Средний	Келловейский	7	Средний	Келловейский	4												
					2																							
	Верхний		Батский	2	Батский	2	Батский	2	Батский	1	Средний	Батский	2	Средний	Батский	2												
																	4											
	Верхний		Ааленский	4	Ааленский	2	Ааленский	2	Ааленский	6	Средний	Байосский	6	Средний	Байосский	5												
																	4											
			Верхний	Тоарский													3	Тоарский	2	Тоарский	2	Тоарский	4	Тоарский	4	Средний	Тоарский	4
	Средний	Домерский	2	Плинсбахский	3	Плинсбахский	3	Плинсбахский	5	Нижний	Плинсбахский	5	Нижний	Плинсбахский	6													
																3												
Средний		Лотарингский	3													Синеморский	6	Синеморский	6	Синеморский	6	Синеморский	4	Нижний	Лотарингский	4		
																											2	
Нижний	Геттангский	3	Геттангский	2	Геттангский	2	Геттангский	2	Нижний	Геттангский	2	Нижний	Геттангский	3														
															3													

(СССР) (см. табл. 20). При этом В. Ф. Пчелинцев признавал использование, кроме стандартных, параллельных (местных или региональных) ярусов и подъярусов. Так, для Средиземной области рекомендовался лузитанский ярус, примерно адекватный верхнеоксфордскому подъярису; для Бореальной области — нижний и верхний волжские ярусы, сопоставляемые с титонским. Нижнеюрский отдел составлялся из пяти ярусов: геттангского, синемюрского, лотарингского, плинсбахского и тоарского; среднеюрский — из трех: ааленского, байосского и батского; верхнеюрский — из пяти: келловейского, оксфордского, лузитанского, кимериджского и титонского.

Как видно, после решений первых сессий МГК дискуссии относительно стратиграфических объемов, состава и содержания МСШ юры продолжались, не ослабевая. Ее варианты, предлагавшиеся разными авторами, отличались принципами подхода, традициями и региональными привязанностями.

Одновременно ряд спорных вопросов юрской МСШ обсуждался на более или менее представительных собраниях. В частности, важное место в эволюции ее понимания принадлежит I Международному коллоквиуму по юрской системе, который состоялся в 1962 г. в Люксембурге. Обсуждая МСШ юрской системы, участники приняли рекомендации, основанные преимущественно на правиле приоритета, предложении В. Аркелла и мнении большинства. Вариант утвержденной шкалы совпадал главным образом со схемой В. Аркелла 1946 г. Кроме того, было решено: 1) отнести рэтский ярус к триасу; 2) считать целесообразным разделять юрскую систему на три отдела, границу нижнего и среднего отделов проводить в основании ааленского яруса, в соответствии с приоритетом Л. фон Буха; 3) нижний отдел юры объединяет четыре яруса: геттангский, синемюрский, плинсбахский и тоарский; 4) границу между средним и верхним отделами следует проводить между келловейским и оксфордским ярусами, наиболее приближенной к построениям Л. фон Буха; 5) верхнеюрский отдел охватывает оксфордский, кимериджский и титонский ярусы.

Перечисленные рекомендации были приняты отнюдь не единогласно. Наибольшие возражения встретило предложение коллоквиума о положении границы между средним и верхним отделами юры в основании оксфордского яруса. Особенно активно против него выступала Постоянная комиссия по стратиграфии юрской системы МСК СССР. В качестве контрдоводов ее члены отмечали:

1. Если уж принимать приоритет Л. фон Буха, то эту границу надо проводить внутри оксфордского яруса, а не в его основании. Но тогда отдел не будет соответствовать сочетанию целых ярусов. В то же время работа Л. фон Буха не может считаться приоритетной, так как была опубликована до 1850 г., когда еще не было понятий «отдел» и «ярус». Первой работой, в которой предлагалось трехчленное деление юрской системы, принятое коллоквиумом, была публикация А. Опеля 1856–1858 гг., и в ней верхнеюрский отдел начинался с келловейского яруса.

2. Подобное членение юры на отделы до статьи В. Аркелла принималось большинством специалистов.

3. Материалы по юрским отложениям территории СССР свидетельствуют, что конец батского века — время широкого проявления складкообразовательных движений в оргенах и обширных регрессий на платформах. Келловейский век характеризуется обширнейшими трансгрессиями, в связи с чем подошва одноименного яруса легко коррелируется на больших площадях. К границе бата и келловейя приурочена существенная смена аммонитовых и других фаун. На границе келловейского и оксфордского ярусов подобные изменения имеют гораздо меньший масштаб.

На высказанные советской стороной замечания последовали резонные возражения западноевропейских, особенно немецких, коллег. В основном они сводились к следующему:

1. Стабильность МСШ обеспечивает преимущественно соблюдение приоритета. Поэтому логичнее принять предложение Л. фон Буха с дополнениями А. Оппеля и В. Аркелла. Тектонические и палеогеографические перестройки нельзя считать базой для обоснования положения границ МСШ, так как они достаточно постепенны и в различных районах характеризуют разные уровни.

2. В классическом регионе развития средней юры, в Германии, почти никто точку зрения А. Оппеля не принимал.

3. Объективные факты установления границы средней и верхней юры присутствуют только в типовом разрезе тройного деления системы, в разрезе Швабии и Франконии (Юго-Западная Германия). За его пределами строгие критерии проведения данного рубежа отсутствуют, и вопрос о нем должен решаться согласованием, по возможности опирающимся на приоритет. Поэтому границу между средним и верхним отделами юры следует проводить в соответствии с рекомендациями коллоквиума.*

Еще больше дискуссий вызвала проблема согласования положения верхней границы юрской системы и выбора ее верхнего яруса. Не достигнув разумного компромисса, было решено временно стандартным ярусом считать титонский с его возможными региональными эквивалентами (портландским, пурбекским, волжским и другими подразделениями), вместе с тем продолжив исследования. Например, было предложено обратиться к Комиссии по стратиграфии юрской системы МСК СССР для тщательной подготовки материалов по верхней части юрского разреза Поволжья. Главной целью исследований должно было стать обоснование выделения волжского яруса (вместо нижне- и верхневолжского), выбора его стратотипа и возможной замены им титонского яруса в качестве стандартного терминального для юры.

Предложение Люксембургского коллоквиума было принято. Отечественные специалисты П. А. Герасимов и Н. П. Михайлов тщательно изучили имеющиеся стратиграфо-палеонтологические материалы по верхней части юрской системы Поволжья. На основании анализа остатков аммонитов из пограничных слоев юры и мела в 1966 г. был предложен волжский ярус (объединивший нижне- и верхневолжский ярусы С. Н. Никитина) со стратотипом на правом берегу Волги у дер. Городище, в 25 км выше г. Ульяновска. Немного позже, в июле 1967 г., состоялся Международный симпозиум по стратиграфии юрской системы с полевыми экскурсиями в Подмосковье, район Ульяновска и в Закавказье. В нем приняли участие 58 специалистов из 9 стран, преимущественно европейских. Однако общего мнения на симпозиуме не удалось выработать и по-прежнему было решено оставить параллельные ярусы для Средиземной (титонский) и Бореальной (волжский) палеобиогеографических областей, продолжив работы по их корреляции.

В последующем подобные международные симпозиумы были проведены в 1973 г. во Франции, в 1977 г. в Сибири и Поволжье, в 1984 г. в ФРГ, в 1987 г. на Северном Кавказе. Все они, после подробного обсуждения проблемы и детального просмотра конкретных стратиграфических разрезов и характерных для них биофоссилий, не смогли

* По данной проблеме существует и еще одно мнение, Г. Хельдера (G. Hölder), которое также не лишено справедливости: вопрос о положении границы между отделами не принципиален при наличии надежно обоснованной ярусной и зональной корреляции.

прийти к согласованным выводам. По-прежнему дискуссионно положение границы юрской и меловой систем; сохраняются параллельные областные терминальные ярусы юрской системы (правда, появилось мнение ряда специалистов о том, что стратиграфический объем волжского яруса превышает объем титонского).

Во второй половине 70-х годов XX в. по инициативе В. Н. Верещагина и Н. Н. Бобковой МСК начал работу по созданию зональных шкал систем фанерозоя, которые играли бы роль корреляционного стандарта при составлении стратиграфических схем всей территории Советского Союза. Для юрской системы подобная шкала была рассмотрена в январе 1978 г. и опубликована в 1979 г. (табл. 21). В отличие от большинства зональных шкал других систем фанерозоя, за основу стандартных подразделений юры были взяты аммонитовые зоны районов расположения стратотипических разрезов ярусов, что резко ограничило в будущем дискуссионность отдельных вопросов МСШ системы. Пожалуй, единственным принципиальным отличием от мнения зарубежных коллег явилось помещение границы среднего и верхнего отделов юрской системы в основание келловейского (а не оксфордского) яруса.

Таблица 21. Общая зональная шкала юрской системы (Постановления МСК..., 1979, № 18)

Отдел	Ярус	Подъярус	Зона		Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Верхний	Титонский	В.	<i>Virgatospinectes transitorius</i>		Верхний	Волжский	В.	<i>Craspedites nodiger</i> <i>C. subditus</i> <i>Kachpurites fulgens</i>	
		Ср.	<i>Semiformiceras semiforme</i>				Ср.	<i>Epivirgatites nikitini</i> <i>Virgatites virgatus</i> <i>Dorsoplanites panderi</i>	
		Н.	<i>Danubospinectes palatinum</i> <i>Frankonites vimineus</i> <i>Neochetoceras mucronatum</i> <i>Hybonotoceras hybonotum</i>				Н.	<i>Ilovaiskya pseudoscitica</i> <i>I. sokolovi</i> <i>I. klimovi</i>	
	Кимериджский	В.	<i>Aulocostephanus autissiodorensis</i> <i>A. eudoxus</i> <i>A. mutabilis</i>						
		Н.	<i>Rasenia cymodoce</i> <i>Pyctonia baylei</i>						
	Оксфордский	В.	<i>Ringsteadia pseudocordata</i> <i>Decipia decipiens</i> <i>Perispinectes cantisnigrae</i>						
		Ср.	<i>Gregoriceras transversarium</i> <i>Perispinectum plicatilis</i>						
		Н.	<i>Cardioceras cordatum</i> <i>Quenstedtoceras mariae</i>						
	Келловейский	В.	<i>Q. lamberti</i> <i>Peltoceras athleta</i>						
		Ср.	<i>Erymnoceras coronatum</i> <i>Kosmoceras jason</i>						
		Н.	<i>Sigaloceras calloviensis</i> <i>Macrocephalites macrocephalus</i>						

Окончание таблицы 21

1	2	3	4	
Средний	Батский	В.	<i>Clydoniceras discus</i> <i>Oxicerites aspidoides</i>	
		Ср.	<i>Tulites subcontractus</i> <i>Gracilisphinctes progracilis</i>	
		Н.	<i>Zigzagiceras zigzag</i>	
	Байосский	В.	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> <i>Garantiana garantiana</i> <i>Strenoceras subfurcatum</i>	
		Н.	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> <i>Onoites sauzei</i> « <i>Sonninia sowerby</i> »	
	Ааленский	В.	<i>Graphoceras concavum</i> <i>Ludwigia murchisonae</i>	
		Н.	<i>Leioceras opalinum</i>	
	Нижний	Тюрский	В.	<i>Dumortiera levesquei</i> <i>Grammoceras thouariense</i> <i>Haugia variabilis</i>
			Н.	<i>Hildoceras bifrons</i> <i>Harpoceras falcifer</i> <i>Dactylioceras tenuicostatum</i>
Плинсбахский		В.	<i>Pleuroceras spinatum</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>A. stokesi</i>	
		Н.	<i>Productilioceras davoei</i> <i>Tragophylloceras ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>	
Синемюрский		В.	<i>Echioceras raricostatum</i> <i>Oxynoticeras oxynotum</i> <i>Asteroceras obtusum</i>	
		Н.	<i>Caenisites turneri</i> <i>Arnioceras semicostatum</i> <i>Arietites bucklandi</i>	
Геттангский		В.	<i>Schlotheimia angulata</i>	
		Н.	<i>Alsatites liasicus</i> <i>Psiloceras planorbis</i>	

Обоснование утвержденной зональной шкалы юры было рассмотрено в монографии «Зоны юрской системы в СССР», опубликованной под редакцией профессора СПбГУ Г. Я. Крымгольца в 1982 г. Это было первое в мировой практике такого рода обобщение. Естественно, оно вызвало живой интерес у всех специалистов по стратиграфии юрской системы, вскоре было переведено на английский язык и в 1988 г. издано в США.

При подготовке к зарубежному изданию «Зон юрской системы в СССР» стало особенно ясным значение МСШ как общемирового геологического языка. Данное обстоятельство заставило авторов книги, а вместе с ними и всех отечественных специа-

листов согласиться с повышением положения рубежа среднего и верхнего отделов юрской системы в основание оксфордского яруса. Тем самым лишний раз был подчеркнут искусственный характер построения МСШ. Он лишь в самом общем виде отражает историко-геологические закономерности, гораздо больше соответствуя построениям, в значительной степени случайным, наших далеких предшественников и региональным традициям.

Приведенный краткий обзор формирования МСШ юрской системы (наиболее благополучной и обеспеченной) однозначно свидетельствует о том, что и для нее еще многие вопросы не решены и требуют продолжения комплексных специальных исследований.

Основные опорные разрезы

Главные опорные разрезы юрской системы находятся в Евразии. При этом, как было отмечено выше, она впервые практически одновременно была обособлена в Юрс-

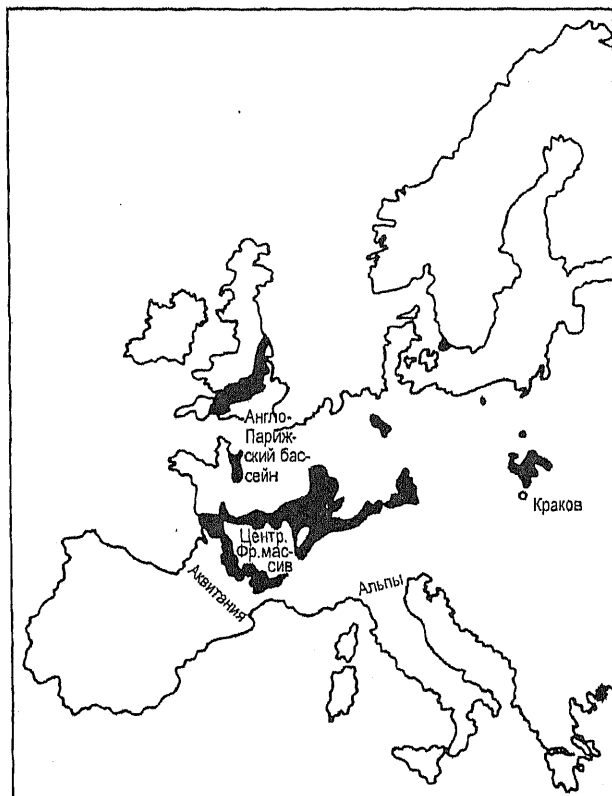


Рис. 25. Схема главных выходов юры (зачернено) на территории Западной Европы — стратотипической местности системы (по М. Жинью, 1952, упрощено).

ких горах (преимущественно в Юго-Западной Германии) и на Северо-Западе Европы (главным образом в Англии) (рис. 25).

В Германии и прилежащих районах Франции и Люксембурга юрская система характеризуется большой пестротой фаций, обилием перерывов и преобладанием морских отложений с многочисленными окаменелостями. В ней удается выделить три последовательных формационных комплекса, границы между которыми многократно меняют свое стратиграфическое положение.

Нижний комплекс (черная юра, или лейас) начинается в ряде мест рэтскими базальными песчаниками с *Avicula contorta* или угленосными слоями. На них залегают песчано-глинистые, песчано-карбонатные породы или мергели геттангского яруса с устрицами и *Psiloceras planorbis*. Выше располагается чередование карбонатно-глинистых пород, преимущественно темного, даже черного цвета, с прослоями фосфоритовых желваков и железистых известняков в верхней части. Стратиграфический объем комплекса различен: иногда его кровля совпадает с поверхностью тоарского яруса, иногда он захватывает и ааленский ярус (частично или полностью). Богатое сообщество аммонитов позволяет дробно расчленить отложения на ярусы, подъярусы и многие зоны.

Средний формационный комплекс (бурая юра, или доггер) представлен в основном глинисто-карбонатными породами, среди которых широко развиты прослои железистых оолитов и железняков, имеющих важное практическое значение (лотарингские руды и др.). Этот комплекс соответствует ааленскому, байосскому, батскому и келловейскому ярусам. Но в ряде случаев его границы проходят внутри крайних из упомянутых стратонов или вообще вычлениают их из формаций данного типа.

Верхний формационный комплекс (белая юра, или мальм) наиболее пестр по составу. В нем преобладают карбонатные и карбонатно-глинистые породы светлой окраски, среди которых типичны коралловые, губковые, аммонитовые, брахиоподовые и прочие известняки или мергели. Часто среди этих пород встречаются более или менее мощные глинистые прослои. Завершается разрез солоноватоводными пурбекскими известняками с прослоями гипсов и серпулитов.

Разрез Северо-Западной Европы (Англия, Нормандия) в общем сохраняет закономерности, характерные для германских фаций. Отличия заключаются в том, что начиная с келловейского яруса ведущими в строении юры становятся глинистые толщи, лишь верхняя часть оксфорда и нижняя кимериджа образованы коралловыми известняками — лузитанская фация. Кроме того, поргланд представлен в основном песками и песчаниками. Обилие остатков аммонитов также позволяет устанавливать здесь большинство стандартных зон.

В пределах Русской платформы разрез юрской системы характеризуется резкой изменчивостью его полноты, обусловленной обилием перерывов, а также большой пестротой фаций. Этот разрез можно разделить на два комплекса. Нижний охватывает часть среднего отдела (батский, иногда байосский и низы келловейского ярусов). Это континентальные песчано-глинистые отложения с ископаемой флорой, выполняющие отдельные ложбины в палеозойских и триасовых образованиях. Верхняя часть среднего и верхний отдел юры распространены шире, в центре и на востоке платформы. Они представлены сложным чередованием морских песчаных и глинистых пород с многочисленными прослоями мергелей с железистыми оолитами (преимущественные в келловейских отложениях), фосфоритовых желваков, сидеритовых конкреций. Глины пре-

обладают в оксфордской и волжской частях разреза. Породы верхней юры насыщены многочисленными остатками морской фауны и дробно расчленены.

На территории Западно-Сибирской плиты юрские отложения распространены широко и представлены также сложным чередованием песчано-глинистых пород. Сохраняется разделение их на два комплекса: нижний — преимущественно континентальный угленосный, и верхний (начинающийся келловейским ярусом) — морской. По сравнению с Русской платформой разрез Западной Сибири гораздо более полный и мощный. Интересно строение верхней части юры, приблизительно соответствующей в основном волжскому ярусу: в центре платформы развиты черные аргиллиты с остатками рыб, аммонитов, бухий — баженовская свита (до 110 м); для периферии характерны темно-серые небитуминозные аргиллиты с аммонитами и фораминиферами — верхняя часть марьяновской свиты.

Полные разрезы юрской системы распространены на севере Сибирской платформы и в бассейне верхнего течения р. Лены. Это мощные (до 1900 м) песчано-глинистые отложения, преимущественно морского генезиса (только в ааленском и батском веках формировались осадки в опресненных водоемах и дельтах рек). Многочисленные аммониты позволяют отчетливо выделять здесь все отделы и ярусы юры; особой полнотой при этом отличаются разрезы байосского, батского, кимериджского ярусов и верхне-волжского подъяруса. Приведенные краткие характеристики юрской системы, особенно Западной и Восточной Сибири, типичны для акваторий Бореальной области и территорий с умеренным климатом.

Средиземная палеогеографическая область в юрском периоде совпадала в основном с переживающим расширение океаном Тетис и окружающими его территориями. Складчатые области (Альпы, Карпаты, Горный Крым, Кавказ, хребты Ирана, Копетдаг, Памир, горы Афганистана, Гималаи и др.) обладают достаточно полными и хорошо изученными разрезами юры, к которым приурочены большинство стратотипов стандартных единиц МСШ. В общем для перечисленных структур характерно трехчленное строение системы. Нижний формационный, преимущественно сланцевый, комплекс, местами с проявлениями андезитового вулканизма и дайками близких пород, в самых полных разрезах охватывает нижний и большую часть среднего отдела. Выше, обычно несогласно, залегает карбонатно-терригенный комплекс. В нем песчано-глинистые породы преобладают, как правило, в келловее. В оксфорде, а в некоторых районах вплоть до начала мела господствуют карбонатные породы с мощными рифовыми системами. Верхний, красноцветно-эвапоритовый, комплекс встречается фрагментарно и начинается кое-где уже в оксфордском ярусе. Преимущественно же он охватывает кимеридж и титон.

Следует подчеркнуть, что здесь отмечены лишь наиболее типичные для юры Средиземной области формации; кроме них, распространены и флишевые, и угленосные, и др. Границы формаций и формационных комплексов, как правило, секут рубежи МСШ.

Полно представлена юрская система в горных сооружениях Тихоокеанского кольца. На Дальнем Востоке, в Монголо-Охотской области и Сихотэ-Алине мощность терригенных и вулканогенно-терригенных морских и континентальных отложений достигает 10 км. Фрагментарные находки морских биофоссилий позволяют установить здесь наличие большинства ярусов юры и региональный перерыв, охватывающий верхнюю часть байосского и нижнюю батского ярусов. Однако стратиграфическое положение границ подразделений МСШ обычно не определено или условно совмещено с литологическими разделами.

В Верхояно-Чукотской области преобладают образования морского генезиса. Здесь распространены главным образом песчаники, алевролиты, конгломераты с прослоями пирокластов и эффузивов, известняки имеют резко подчиненное значение. Нижнеюрский отдел надежно разделен по аммонитам на ярусы, подъярусы и часто даже зоны. Средний отдел расчленяется преимущественно по иноцерамидам, верхнеюрский — по бухиям. Не решенной в ряде случаев остается проблема корреляции этого разреза со стандартной зональной шкалой и определения положения границ стратонов МСШ, составляющих его.

На противоположном, восточном, берегу Тихого океана юрская система полно представлена на территории США и Канады. От Аляски вдоль береговых хребтов до Калифорнии распространены многочисленные выходы мощных (до 14 км), преимущественно эффузивно-осадочных (шаровые лавы и туфы подводных излияний и сланцы) пород. Восточнее, в Скалистых горах, прослеживаются гораздо меньшей мощности, главным образом осадочные терригенные толщи юры. Многочисленные остатки аммонитов определяют здесь присутствие большинства ярусов и многих стандартных зон юрской системы.

Подощва системы

Подощва юры соответствует смене «мезоаммоноидей» триаса (цератитов) «неоаммоноидеями» юры (аммонитами) и проводится в основании слоев с представителями рода *Psiloceras*. Тем не менее в разрезах, рассматриваемых в качестве лимитотипов триасово-юрской границы, указанное положение не выдерживается. В стратотипе геттангского яруса имеется несогласие в его основании, по которому песчаники юры залегают на рэтском ярусе или на более древнем триасе и содержат остатки «случайных устриц», а выше — скопления неруководящих двустворок и гастропод (Зоны юрской системы..., 1982).

А. Опель в качестве характерных для границы триас/юра указал разрезы побережья Дорсета и карьеров в Сомерсете (Англия). Но и там юра начинается «голубым лейасом», залегающим на «белом лейасе» (относящемся к рэтскому ярусу), а типично геттангские аммониты известны только из средней части первого (нижняя их часть с *Ostrea liassica* Strinl. и *Pleuromya tatei* Rich. et Tut. выделена в «подпланорбисовые слои»).

В Австрийских Альпах, в грабене Кендльбах (стратотипической местности рэта), между пачкой глин с *Choristoceras marchi* и светлыми известняками с *Psiloceras ex gr. planorbis* залегают пачка плотных кремнистых известняков (8–10 м), не содержащая биофоссилий. Нарращивают ли они рэтский ярус или уже начинают геттангский, пока не выяснено.

В бассейне р. Омолон ниже слоев с гладкими раковинами *Psiloceras* распространены ребристые представители этого рода (Зоны юрской системы..., 1982). Возможно, именно они будут считаться наиболее древними представителями юрского периода.

Таким образом, подощва юрской системы, как и многих других одноранговых стратонов, в настоящее время строго не определена палеонтологически и проводится на основании вещественных различий горных пород в конкретных разрезах, синхронность которых не доказана. Для однозначного определения стратиграфического положения подощвы юры необходим выбор ее лимитотипа.

Деление юрской системы

Частая смена аммонитовых комплексов в разрезе земной коры обусловила современное дробное и в большинстве своем достаточно четкое расчленение юрской системы на три отдела, 11 ярусов и около 60 хронозон. Однако роль эволюции аммонитов в обосновании стратонов МСШ разного ранга отнюдь не одинакова. Так, например, основой установления отделов юры, как и для триаса, является разрез чехла эпигерцинской Западно-Европейской платформы — его литологические особенности (см. выше), а не последовательности аммонитовых биоценозов. Ярусы, как правило, представляют собой определенное сочетание зон. И лишь последние обосновываются собственно сменой родов или видов юрских аммонитов.

Нижний отдел. Породный комплекс, начинающий юрскую систему, был обособлен раньше других и наиболее резко. Под названием «лейас» его выделяли в качестве самостоятельной группы (Ч. Ляйелль), подсистемы (Э. Ор), отдела (Л. фон Бух, Ф. Квенштедт), яруса (А. д' Орбиньи). Надо при этом отметить, что и стратиграфический объем лейаса (как крупной части системы) понимался далеко не одинаково. М. Жиньйо включал в него рэтский ярус, В. Аркелл — ааленский ярус; это крайние предложения, помимо них, были и многочисленные промежуточные варианты.

Кроме использовавшегося в качестве синонима нижнеюрскому отделу названия «лейас», для него употребляется также наименование «черная юра» (Schwarzejura). Указанные термины, особенно первый, пользовались большой популярностью (к сожалению, применяются до сих пор) преимущественно среди тектонистов, геофизиков и палеофлористов, что объясняется определенным единством структурных, породных и фациальных свойств, способных объединять комплексы отложений в нижней части юры. Однако стратиграфически эти комплексы могут быть (и, как правило, бывают) разнообъемными, что лишь запутывает корреляцию. Еще Л. фон Бух, в частности, проводил верхнюю границу нижней юры по смене биофоссилий внутри однородной толщи. Поэтому запрещение (или, во всяком случае, нежелательность) употребления названий «лейас» или «черная юра» как синонимов нижнеюрского отдела, принятое Международным коллоквиумом в Люксембурге (1962), вполне целесообразно.

Различается и число ярусов, составляющих нижнюю юру. Максимально их восемь, минимально — четыре. Последнее число является в настоящее время общепринятым.

Необходимо отметить также широко распространенное деление нижнеюрского отдела на нижний, средний и верхний лейас. Современное их понимание сводится к соответствию следующих терминов: нижний лейас = геттангскому + синемюрскому ярусам; средний лейас = плисбахскому ярусу; верхний лейас = тоару. Таким образом, использование названий «лейас» и трех его частей является излишним, что, вероятно, не мешает применению их в качестве палеотектонических, седиментологических или палеонтологических терминов.

Геттангский ярус предложен Е. Реневье в 1864 г. для обозначения нижней части синемюрского яруса А. д' Орбиньи. Название яруса происходит от наименования карьера у дер. Большой Эттанж (Hettang-Grande) в Лотарингии, в 22 км к югу от г. Люксембурга, где и находится его стратотип (рис. 26).

Наиболее хорошо охарактеризованные остатки аммонитов разрезы яруса находятся на юге Англии. Однако и там нижняя часть геттанга почти не содержит руководящих форм. В большинстве мест распространения яруса в Европе в нем встречаются раковины и ядра устриц, гастропод или биофоссилии отсутствуют. Эту, нижнюю, часть

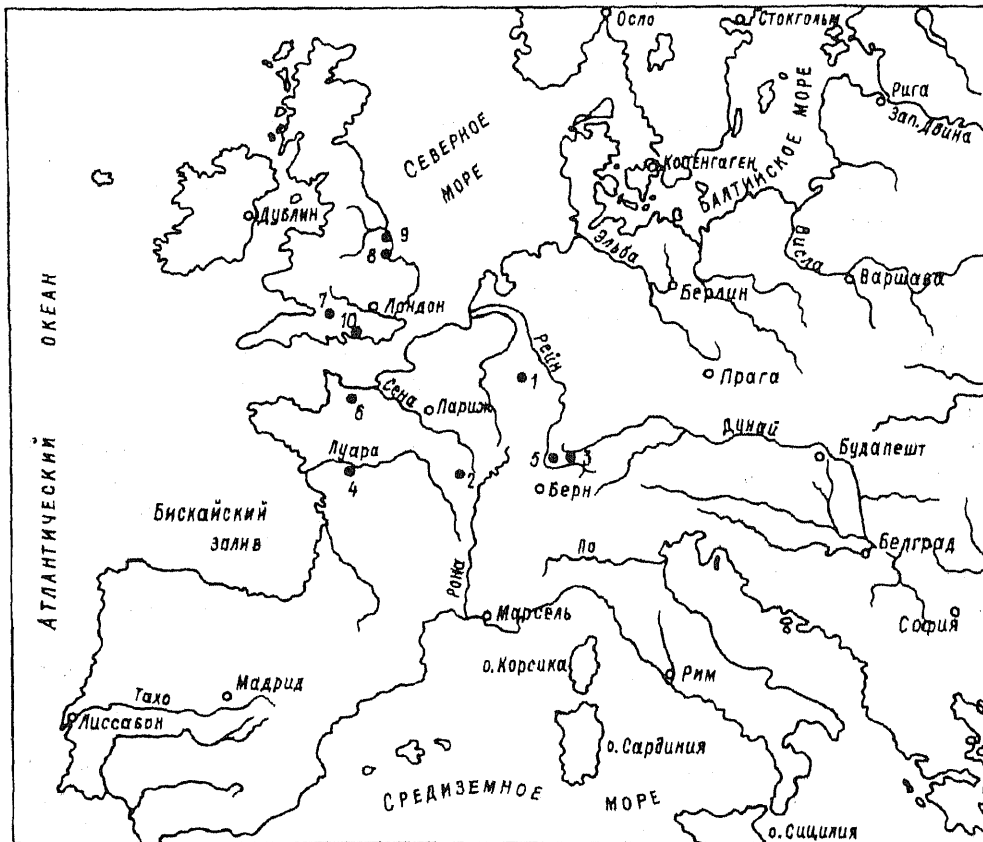


Рис. 26. Схема расположения стратотипов ярусов юрской системы.

1 — геттангского яруса (Лотарингия, у селения Большой Эттанж); 2 — синемюрского яруса (Франция, департамент Кот д'Ор, у г. Семюр); 3 — плинсбахского яруса (Германия, земля Баден-Вюртемберг, у селения Плинсбах); 4 — тоарского яруса (Франция, департамент де Севр, у г. Тур); 5 — ааленского яруса (Германия, земля Баден-Вюртемберг, у г. Аален); 6 — байосского яруса (Франция, Нормандия, у г. Байе); 7 — батского яруса (Великобритания, Сомерсетшир, у г. Бат); 8 — келловейского яруса (Великобритания, Йоркшир, южнее г. Мидлсбро); 9 — оксфордского яруса (Великобритания, Йоркшир, южнее г. Мидлсбро); 10 — кимериджского яруса (Великобритания, Дорсетшир, у селения Киммеридж).

геттангского яруса (в Англии) Л. Ричардсон в 1911 г. предложил называть «подпланорбисовыми слоями».

Для большей, верхней, части геттангского яруса характерны аммониты, которые образуют три последовательные зоны, установленные на основании изучения их многочисленных местонахождений во Франции, Германии и Англии (табл. 22). Изучение нижней юры на других континентах свидетельствует о чрезвычайном однообразии состава аммонитов для всех трех подразделений. В основании распространены гладкие раковины рода *Psiloceras* (зона *Psiloceras planorbis*).

Геттангский ярус не имеет однозначного деления на подъярусы. Самую нижнюю его часть, подпланорбисовые слои вместе с рэтским ярусом в пределах Западно-Евро-

Таблица 22. Международная стратиграфическая шкала нижнеюрского отдела
(Зоны юрской системы в СССР, 1982)

Ярус	Подъярус	Зона	Подзона
Тоарский	Верхний	<i>Dumortiera levesquei</i>	<i>Pleydellia aalensis</i>
			<i>Dumortiera moorei</i>
			<i>D. levesquei</i>
			<i>Phlyseogrammoceras dispansum</i>
		<i>Grammoceras thouarsense</i>	<i>Pseudogrammoceras struckmani</i>
			<i>Grammoceras striatum</i>
			<i>Hangia variabilis</i>
	Нижний	<i>Hildoceras bifrons</i>	<i>Zugodactylites braunianus</i>
			<i>Peronoceras fibulatum</i>
			<i>Dactylioceras commune</i>
<i>Harpoceras falcifer</i>		<i>Harpoceras falcifer</i>	
		<i>H. exaratum</i>	
	<i>Dactylioceras tenuicostatum</i>		
Плисбахский	Верхний	<i>Pleuroceras spinatum</i>	<i>Pleuroceras hawskerense</i>
			<i>P. apyrenum</i>
		<i>Amaltheus margaritatus</i>	<i>Amaltheus gibbosus</i>
			<i>A. subnodosus</i>
		<i>A. stokesi</i>	
	Нижний	<i>Proactylioceras davoei</i>	<i>Oistoceras figulinum</i>
			<i>Androgynoceras maculatum-capricornus</i>
		<i>Tragophylloceras ibex</i>	<i>Beaniceras luridum</i>
			<i>Acanthopleuroceras voldani</i>
		<i>Uptonia jamesoni</i>	<i>Tropidoceras masseanum</i>
<i>Uptonia jamesoni</i>			
<i>Platipleuroceras brevispina</i>			
	<i>Polymorphites polymorphus</i>		
	<i>Phricodoceras taylori</i>		
Синемюрский	Верхний	<i>Echioceras raricostatum</i>	<i>Paltechioceras aplanatum</i>
			<i>Leptechioceras macdonelli</i>
			<i>Echioceras raricostatum</i>
			<i>Cruciloboceras densinodulum</i>
		<i>Oxynoticeras oxynotum</i>	<i>Oxynoticeras oxynotum</i>
		<i>O. simpsoni</i>	
	Нижний	<i>Asteroceras obtusum</i>	<i>Eparietites dennotatus</i>
			<i>Asteroceras stellare</i>
			<i>A. obtusum</i>
		<i>Caenisites turneri</i>	<i>Microderoceras birchi</i>
		<i>Caenisites brooki</i>	
	<i>Amioceras semicostatum</i>	<i>Euagassicerias sauzeanum</i>	
		<i>Agassicerias scipionianum</i>	
		<i>Coroniceras reynesi</i>	
	<i>Arietites bucklandi</i>	<i>Arietites bucklandi</i>	
		<i>Coroniceras rotiforme</i>	
		<i>C. conybeari</i>	
Гелтангский	Верхний	<i>Schlotheimia angulata</i>	<i>Schlotheimia complanata</i>
			<i>S. extranodosa</i>
	Нижний	<i>Alsatites liasicus</i>	<i>Alsatites laquens</i>
			<i>Schlotheimia portlocki</i>
<i>Psiloceras planorbis</i>		<i>Psiloceras johnstoni</i>	
		<i>P. planorbis</i>	

пейской платформы, французскоязычные авторы называют «инфралеясом» (см.: Жинью, 1952). Немецкие исследователи, базируясь на схеме Ф. Квенштедта, делят его на два подъяруса, из которых нижний соответствует черной юре $\alpha 1$ (зоны *Psiloceras planorbis* и *Alsatites liasicus*), а верхний — черной юре $\alpha 2$ (зона *Schlotheimia angulata*), т. е. местным литостратонам.

В. Аркелл (1946 г.), основываясь на степени общности аммонитов, границу между подъярусами проводил в основании второй зоны (*Alsatites liasicus*).

МСК России, в соответствии с правом приоритета, принимает точку зрения немецких стратиграфов.

Стратотип геттангского яруса в карьере Hettang-Grande представлен известковистыми песчаниками Эттанж (70 м), залегающими трансгрессивно на рэтских слоях или мергелях кейпера. Он «мало благоприятен для установления смен аммонитовых комплексов» (Аркелл, 1961, с. 74). В нижней части яруса изредка встречаются только остатки «случайных устриц»; выше распространены скопления двустворок (*Cardinia* и *Lima*) и гастропод.

Синемюрский ярус выделен А. д' Орбиньи в 1850 г. и назван по латинизированному названию г. Семюр (*Sinemurium*) в департаменте Кот д'Ор (Франция). После того как нижняя его часть была обособлена в самостоятельный геттангский ярус, синемюр приобрел свой современный стратиграфический объем.

А. Оппель в 1856–1858 гг. расчленил данный ярус на зоны, количество которых и их стратиграфические объемы мало изменились с тех пор (названия приобрели современное звучание в связи с разработкой систематики юрских аммонитов). А. Оппель же сгруппировал зоны в два подъяруса.

В 1910 г. Э. Ог верхнесинемюрский подъярус А. Опделя назвал самостоятельным лотарингским ярусом, присоединив к нему также верхнюю зону нижнего синемюра (*Asteroceras turneri*). Ему последовали многие немецкие специалисты. Л. Спэт в 1942 г. лотарингским ярусом назвал совокупность трех верхних зон синемюрского яруса (верхний его подъярус по А. Оппелю), что использовали некоторые французские стратиграфы, в частности М. Жинью.

Международный коллоквиум в Люксембурге в 1962 г., посвященный стратиграфии юрской системы, постановил упразднить лотарингский ярус и понимать синемюр в стратиграфическом объеме, определенном А. д' Орбиньи и А. Оппелем, разделяя его на два подъяруса: нижний и верхний. Границу между последними было рекомендовано проводить в соответствии со взглядами Э. Ога, т. е. нарушив исторический приоритет А. Опделя. МСК СССР исправил эту ошибку, и МСШ юрской системы, принятая в нашем отечестве, включает синемюрский ярус с двумя подъярусами (по А. Оппелю), каждый из которых объединяет по три зоны. В настоящее время общепринято деление синемюрского яруса на два подъяруса и шесть аммонитовых зон (см. табл. 22). Синемюрский ярус еще иногда называют «нижним лейасом». В. Аркелл (1961) относил этот ярус к средней части нижнего лейаса, включая в последний также геттанг (возможно, с рэтом) и плинсбах (частично).

Стратотип синемюра находится в районе г. Семюра (см. рис. 26), и А. д' Орбиньи писал, что это «лучший тип отложений, который я рассматриваю как эталон для целей сравнения» (цит. по: Зоны юрской системы..., 1982, с. 19). Однако на самом деле там представлен в основном только нижний подъярус и в разрезе наблюдается несколько перерывов. Нижнесинемюрский подъярус сложен мелководными известняками со зна-

ками ряби на поверхностях напластования, расслоенными глинами (6,2 м) и переполненными раковинами *Gryphaea arenata* Lam. В разрезе уверенно обособляются все три аммонитовые зоны, которые удается разделить на ряд «горизонтов» (по В. Аркеллу) с характерными для каждого видами аммонитов. Верхнесинемюрский подъярус в стратотипе представлен горизонтом конденсации фосфоритовых желваков (0,25 м), к которому приурочены остатки всех трех зон, но установить их последовательность здесь невозможно.

Типичные разрезы верхнего синемюра развиты в Швабском Альбе и в Англии.

Плинсбахский ярус выделен А. Оппелем в 1858 г. вместо лейасского яруса д' Орбиньи, не имевшего географической основы, и назван по дер. Плинсбах (Pliensbach) земли Баден-Вюртемберг (Германия). В стратотипической местности широко распространенные отложения яруса отчетливо разделяются на две части.

Нижняя часть плинсбахского яруса представлена нумисмалисовыми мергелями с брахиоподами *Waldheimia numismalis* и с многочисленными разнообразными аммонитами (характеризующими нижний плинсбах и в других районах его распространения). Эту часть разреза яруса Ф. Квенштедт обозначил «черной юрой гамма» (*Schwarzejura* γ), а позже, в 1913 г., В. Лэнг назвал карикским ярусом (по г. Карикса-Шармот, Франция). А. Оппель большую часть нумисмалисовых мергелей выделил в нижнеплинсбахский подъярус и установил в нем наличие трех аммонитовых зон. Это соответствует современным представлениям, что и закреплено решениями Люксембургского коллоквиума (1972) и пленума МСК (1978).

Верхняя часть плинсбахского яруса в стратотипической местности представлена амальтусовыми глинами — чередованием мергелей и глин с многочисленными аммонитами рода *Amaltheus*. Эту часть разреза Ф. Квенштедт назвал «черная юра дельта» (*Schwarzejura* δ), а Ж. Бонарелли в 1894 г. предложил в качестве домерского яруса (назван по горе Монте Домера, Ломбардские Альпы). А. Оппель амальтусовые глины и самую верхнюю часть нумисмалисовых мергелей объединил в верхнеплинсбахский подъярус и установил в нем три аммонитовые зоны. Зональное деление подъяруса претерпело некоторые изменения и в настоящее время не является общепринятым. В варианте МСШ юры России он состоит из трех зон (см. табл. 22).

Международный коллоквиум в Люксембурге (1962) посчитал возможным употребление терминов «карикс» и «домер» для обозначения подъярусов плинсбахского яруса. Ю. С. Репин (Зоны юрской системы..., 1982) считает использование их излишним. Однако, по нашему мнению, учитывая существенную разницу в палеонтологической характеристике подъярусов, представляется целесообразным употребление собственных названий для их обозначения. Последнее объясняется общей тенденцией МСШ к детализации и перспективами повышения рангов составляющих ее стратонов, а также тем, что аналогичные единицы выделяются в ярусах триаса и мела.

Отметим еще, что Е. Реневье в 1874 г. назвал рассматриваемый ярус шармутским и это нашло отражение в некоторых работах западноевропейских стратиграфов (см., например: Жинью, 1952). Однако данный термин является поздним синонимом плинсбаха и потому не должен употребляться. Наконец, иногда вместо термина «плинсбахский ярус» некоторые стратиграфы (особенно палеофлористы) используют название «средний лейас», что является, вероятно, излишним.

Стратотип плинсбахского яруса расположен у дер. Плинсбах, в 35 км юго-восточнее г. Штутгарта, у подножия Швабского Альба (см. рис. 26). Там, в бортах руч. Плинсбах,

имеется ряд естественных и искусственных обнажений, позволяющих составить полный сводный разрез яруса. Он является «наиболее удачным среди стратотипов нижней юры» (Зоны юрской системы..., 1982, с. 29).

Тоарский ярус был выделен А. д' Орбиньи в 1850 г. и назван им по латинизированному имени г. Тур (Tours) департамента де Севр (Франция). В схеме этого ученого тоарский ярус располагался между лейасским (внизу) и байосским (вверху) ярусами. Однако, характеризуя выделенные им подразделения списками типичных аммонитов, д' Орбиньи совершил ошибку и указал в качестве типичных виды, распространение которых перекрывает друг друга в разрезе.

А. Оппель, обособляя отделы юры согласно приоритету Л. фон Буха, совместил границу лейаса и доггера с совпадающими в разрезе границами нижней (черной) и средней (бурой) юры в Германии, или лейаса и оолита в Англии, но при этом несколько уменьшил (сверху) тоарский ярус, завершив им нижнюю юру (лейас).

Э. Ог в 1911 г., без особых на то оснований, еще больше сократил стратиграфический объем тоарского яруса, подняв при этом границу со средней юрой в кровлю аалена. Тем не менее такое положение границы приняли некоторые французскоязычные стратиграфы, а также А. Л. Цагарели и К. О. Ростовцев, исходившие, вероятно, из местной специфики седиментации и последовательности аммонитов на Кавказе.

Л. Спэт, а затем В. Аркелл восстановили приоритет Л. фон Буха и А. Опделя, приняв их понимание положения тоарского яруса и соответственно границы нижнего и среднего отделов юрской системы.

Международный коллоквиум в Люксембурге (1962) постановил, что стратиграфический объем тоарского яруса следует определять по работе А. Опделя 1856–1858 гг. В то же время границу нижнего и среднего отделов юры было предложено проводить в основании современного байосского яруса; тем самым тоар стал не последним, а предпоследним ярусом нижней юры. С этой рекомендацией не согласилась Комиссия по стратиграфии юрской системы СССР, предложившая считать границей нижней и средней юры кровлю тоара (Г. Я. Крымгольц и др.). Отечественную точку зрения поддержали ведущие европейские стратиграфы, и в 1980 г. на заседании Международной подкомиссии по юрской стратиграфии она была узаконена. Так, наконец, завершилась длительная дискуссия о стратиграфических объемах тоарского и ааленского (см. ниже) ярусов и положении границы между нижним и средним отделами юры (табл. 23).

Иногда вместо тоарского яруса используют термин «верхний лейас» для якобы менее точного определения стратиграфического положения соответствующих отложений.

В юрском томе «Стратиграфии СССР» (1972) указано, что тоарский ярус одними исследователями делится на два, а другими — на три подъяруса. В «Постановлениях МСК...» (1978, № 18) и в «Зонах юрской системы в СССР» (1982) ярус разделен на два подъяруса. Нижний в основном сохранил свой стратиграфический объем, верхний претерпел неоднократные изменения (см. табл. 22).

Стратотип тоарского яруса находится в юго-западной части Парижского бассейна, в районе г. Тур (см. рис. 26). Там он представлен толщей голубых мергелей с прослоями голубых же глинистых известняков (8–10 м), включающих большое количество пиритизированных аммонитов. Юрские карбонатные образования трансгрессивно залегают на метаморфических породах палеозоя, отделяясь от них слоем базальных конгломератов. Последовательность распространенных в этом разрезе аммонитов позволяет расчленить его на семь биостратиграфических зон.

В целом нижнеюрский отдел расчленяется чрезвычайно дробно. Если использовать подзоны, то он может состоять из 50 подразделений (см. табл. 22).

Средний отдел. Часть юрского разреза Западно-Европейской платформы, составляющая тип среднего его отдела, вполне определена (см. выше). Однако ее стратиграфический объем претерпел неоднократные изменения, что объективно отражало диахронность границ любого литостратиграфического подразделения, каким средний отдел изначально и являлся. Сказались также неодинаковые критерии выделения стратонов разными авторами, принципы, исповедуемые ими, и традиции различных геологических школ.

Так, средняя (или бурая) юра Л. фон Буха и Ф. Квенштедта охватывала, в современном смысле, ааленский, байосский, батский, келловейский ярусы и нижнюю часть оксфорда. А. Оппель сократил ее, исключив верхнюю, келловей-оксфордскую, часть. Э. Ог включил в нее часть тоарского яруса. Международный коллоквиум в Люксембурге (1962) ограничил среднеюрский отдел снизу байосским ярусом, т. е. сократил его на часть бурой юры Л. фон Буха и т. д.

Соответственно и в нашем отечестве представления о том, что такое средняя юра, неоднократно менялись, отражая специфические черты строения ее в разных регионах Советского Союза и точку зрения конкретных специалистов. Современная позиция Комиссии по стратиграфии юры МСК отвечает решениям Люксембургского коллоквиума (1962) и Международной подкомиссии по юрской стратиграфии (1980). Среднеюрский отдел понимается в составе ааленского, байосского, батского и келловейского ярусов в полных их стратиграфических объемах (табл. 24).

Приведенный материал вполне обоснованно показывает, что термины «среднеюрский отдел», «доггер», «бурая (или желтая) юра» не являются синонимами в строгом смысле этого слова и не только стратиграфически не соответствуют друг другу, но и часто охватывают различные интервалы геологического разреза. Поэтому термины «бурая юра» и «доггер» не следует использовать для обозначения стратонов мирового и регионального распространения, как рекомендовал Международный коллоквиум в Люксембурге (1962). Они, отражая местные, преимущественно литологические, особенности разреза, могут применяться для названий стратиграфических серий, комплексов, формационных и т. п. объединений местной категории, так же как в Англии уже давно используется, например, «нижний оолит».

Ааленский ярус был выделен в 1864 г. Ч. Майер-Эймаром. Этот стратон заполнил пробел в последовательности юрского разреза между тоаром и байосом, случайно, вероятно, допущенный А. д' Орбиньи при составлении им ярусной шкалы данной системы. Свое название ярус получил от г. Аален, расположенного у северо-восточных подножий Швабского Альба (Германия), в окрестностях которого с давних пор велись разработки железной руды в карьерах.

В своей стратотипической области ааленский ярус представлен мергелями, глинистыми известковистыми или песчанистыми, более или менее оолитовыми железистыми отложениями (имеются даже конгломераты) — знаменитой лотарингской железной рудой (минеттой). Она слагает 8–10 пачек, относительно равномерно распределенных по разрезу.

Таблица 24. Международная стратиграфическая шкала среднеюрского отдела
(Зоны юрской системы в СССР, 1982)

Ярус	Подъярус	Зона	Подзона
Келловейский	Верхний	Quenstedtoceras lamberti	
		Peltoceras athleta	
	Средний	Erymnoceras coronatum	Kosmoceras grossouvre
		Kosmoceras jason	K. obductum
			K. jason
	Нижний	Sigaloceras calloviense	K. medea
			Sigaloceras enodatum
			S. calloviense
		Proplanulites koenigi	
Macrocephalites macrocephalus	Macrocephalites kampus		
	M. macrocephalus		
Батский	Верхний	Clydoniceras discus	Clydoniceras discus
		«Oxycerites aspidoides»	C. hollandi
	Средний	Tulites subcontractus	Morrisiceras morrissi
		Gracilisphinctes progracilis	Tulites subcontractus
	Нижний	Zigzagiceras zigzag	Asphinctites tenuiplicatus
			Oxycerites yeovilensis
			Morphoceras macrescens
			Parkinsonia convergens
Байосский	Верхний	Parkinsonia parkinsoni	P. bomfordi
			P. densicosta
			P. subarietis
		Garantiana garantiana	
	Нижний	Stephanoceras humphriesianum	Teloceras blagdeni
			Dorsetensia romani
		Otoites sauzei	
		«Sonninia sowerbyi»	Witchellia laeviuscula
			Sonninia ovalis
Hyperlioceras discites			
Ааленский	Верхний	Graphoceras concavum	
		Ludwigia munchisoniae	
	Нижний	Leioceras opalinum	Leioceras comptum
			L. opalinum

Ааленский ярус относится к подразделениям, положение и становление которых в МСШ остро дискуссионно. Объективной причиной этого является ошибка д' Орбиньи, который, выделяя тоарский и байосский ярусы, охарактеризовал их аммонитовыми таксонами, перекрывающими друг друга. В стратотипе тоара представлена лишь нижняя зона этого яруса в современном понимании. Стратотип же аалена начинался слоями с байосскими аммонитами. Таким образом, смежные ярусы не смыкались. Совершенно

естественно, что допущенную неточность вскоре обнаружили и каждый по-своему старался ее исправить.

Так, Ч. Майер-Эймар уже в 1874 г. изменил первоначальный стратиграфический объем аалена, «передав» его верхнюю зону («*Sonninia sowerbyi*») в байос. Э. Ог, наоборот, увеличил объем аалена за счет включения в него верхней зоны тоара (*Dumortieria levesquei*).

Г. Я. Крымголец в 1942, 1957 гг. на основании того, что первоначально ааленский ярус охватывал верхнюю часть тоара и нижнюю байоса д' Орбиньи, предложил разделить его на нижнеааленский и верхнеааленский ярусы, а границу между отделами юры проводить между ними. Это предложение поддержала Е. Е. Мигачева, назвав нижний ярус кяфарским (по р. Кяфар на Северном Кавказе), а верхний — кардоникским (по р. Кардоник на Северном Кавказе). Последняя точка зрения и выражающие ее термины развития не получили.

Л. Спэт и В. Аркелл вообще предложили исключить ааленский ярус из МСШ юрской системы, включив его аммонитовые зоны в состав байосского яруса.

Международный коллоквиум 1962 г. вынес решение о восстановлении аалена в стратиграфическом объеме, предложенном Ч. Майер-Эймаром в 1874 г. (см. табл. 23). И по рекомендации Г. Я. Крымгольца и Комиссии по стратиграфии юры МСК, поддержанной решением Международной подкомиссии по юрской стратиграфии, ааленский ярус утвердился в основании среднеюрского отдела.

Ааленский ярус делится на два подъяруса. Цельного эталонного разреза он не имеет. Его стратотип (см. рис. 26) «набран» из ряда разрозненных карьеров в окрестностях г. Аален земли Баден-Вюртемберг (на месте древних выработок железной руды), корреляция которых позволяет представить полный стратиграфический объем яруса. Общая последовательность слоев здесь такая (снизу вверх):

1. Бурая юра α — опалиновые глины, согласно залегающие на тоарском ярусе (?), над которыми залегают песчанистые известняки (100–110 м).

2. Бурая юра β : а) переслаивание глинистых сланцев и песчаников с прослоями оолитовых железистых песчаников (42 м); б) оолитовые железистые слои с прослоями песчаников и глинистых сланцев (18 м); в) песчанистые глины и глинистые сланцы (7–8 м).

Слои 1 и 2а соответствуют нижней зоне (*Leioceras opalinum*), слой 2б — средней зоне (*Ludwigia murchisoniae*), 2в — верхней (*Graphoceras concavum*).

Байосский ярус выделен д' Орбиньи в 1850 г. и назван им по латинизированному наименованию г. Байе (Vajoe) в Нормандии, департамент Кальвадос, где, как он считал, данный ярус выражен наиболее типично. Однако его представления о стратиграфическом объеме яруса не соответствовали современным. Так, д' Орбиньи включил в свой байос верхнюю часть современного тоара, не заметил перерыва, охватывающего аален и нижние зоны байоса, и отнес к нему также нижнебатский подъярус (Зоны юрской системы..., 1982).

Э. Ог ограничивал байосский ярус четырьмя нижними зонами, а две верхние (*Gauntiana gauntiana* и *Parkinsonia parkinsoni*) включал в батский ярус.

В. Аркелл, основываясь на формальном приоритете — отсутствию в трудах д' Орбиньи ааленского яруса, включил последний в байос в качестве нижнего его подъяруса. При этом байосский ярус составлялся из трех подъярусов.

Современное представление о стратиграфическом объеме и составе байоса базируется на решениях Люксембургского коллоквиума 1962 г. Зональное его деление разработано В. Аркеллом (1961). Зоны группируются в два подъяруса, соответствующие средне- и верхнебайосскому подъярусам В. Аркелла (см. табл. 24).

Стратотип яруса находится в обнажениях береговых обрывов прол. Ла-Манш (см. рис. 26), в которых наблюдается следующая последовательность слоев (снизу вверх), имеющих местные названия:

1. «La Maliege». Глинистые и песчанистые глауконитовые известняки с редкими остатками брахиопод и двустворок (видимая мощность 2–3 м). Кровля эродирована, источена сверлильщиками. Слой сопоставляется с самыми верхами ааленского яруса и низами нижней зоны байоса («*Sonninia sowerbyi*»).*

2. «La Couche verte». Конгломераты с угловатыми гальками, в основном заполняющие карманы подстилающей поверхности (до 30 см). Среди обломков встречаются фосфоритизированные остатки аммонитов двух нижних зон байоса.

3. «Железистый оолит Байе». Начинается конгломератом (25 см) с многочисленными аммонитами из подстилающих слоев и третьей зоны байосского яруса. Выше залегают известняки с железистыми оолитами (10–15 см), с многочисленными остатками аммонитов верхнебайосского подъяруса. В кровле толщи залегают мергелистые известняки со скоплениями железистых оолитов (20 см). В последних распространены остатки аммонитов верхней зоны байоса.

4. «Губковые известняки». Мергелистые известняки со стилолитовыми швами (10–12 см), с большим количеством скелетов губок и редкими аммонитами — представителями верхней зоны байоса. Подошва слоя резкая, вверх по разрезу он постепенно сменяется пачкой 5.

5. «Переходные слои» — три слоя известняка, разделенных глинистыми прослоями (40–50 см). Остатки аммонитов характеризуют уже нижнюю зону батского яруса.

Батский ярус — название «батский» впервые было предложено Ж. Б. д'Омалиусом д'Аллау в 1843 г. для второй из четырех стадий, составлявших, по его мнению, юрскую систему. А. д'Орбиньи сохранил это наименование за одним из 10 ярусов юры. Название происходит от г. Бат на р. Эвани в Сомерсетшире (Англия), вокруг которого распространены классические стратоны В. Смита (см. рис. 26), образовавшие большой оолит и частично перекрывающие его слои по У. Коннибиру и У. Филлипсу (см. табл. 18).

Однако, судя по детальным исследованиям Х. С. Торренса (Ch. S. Tortens), разрез батского яруса у г. Бат не полон, многие части его не сохранились и палеонтологическая характеристика далеко не удовлетворительная.

Батский ярус до середины нашего столетия разделялся на два подъяруса: везюльский внизу (выделен И. Марку (Y. Marcou) в 1848 г., назван по г. Везул, Франция) и бредфордский сверху (выделен Е. Реневи в 1874 г., назван по г. Бредфорд, Сомерсетшир, Англия). После специальных исследований В. Аркелла и Х. С. Торренса было принято его расчленение на три подъяруса (нижние два при этом соответствуют прежнему везюлю). Ими же создано и современное зональное деление яруса (табл. 25).

* Название нижней зоны «*Sonninia sowerbyi*» приводится в кавычках потому, что ядро аммонита, считавшегося голотипом вида-индекса зоны, не определимо (*nomen nudum*) и происходит из вышележащих слоев. Новый вид-индекс пока не установлен, а старое название зоны прочно вошло в обиход.

Таблица 25. Разрез батского яруса Котсуолда (по В. Аркашу, 1961)

Формация	Аммониты
Цикл 4: 3. Нижний корнбрас 2. Слой Уичвуд и пески Хинтон 1. Бредфордская глина	Clydoniceras discus C. hollandi
Цикл 3: 3. Белый известняк Петти-Франс 2. Слой Кембл, батский камень, нижний раг 1. Глина Лансдаун (глина верхней Фуллеровой земли)	Orpelia aspidoides
Цикл 2: 3. Трешемский камень и белый известняк 2. Оолит Хен-Клифф 1. Глина Хоуксбери (глина средней Фуллеровой земли)	Bullatimorphites bullatimorphus
Цикл 1: 3. Минчинхэмптонский белый известняк 2. Минчинхэмптонские рухляки и стонифилдские сланцы 1. Глина Страуд (глина нижней Фуллеровой земли)	Tulites subcontractus Gracilisphinctes progracilis
Кровля нижнего оолита: глыбовые слои (rubbly beds)	Zigzagiceras zigzag

В настоящее время стратотипический разрез батского яруса в целом, как и его подъярусов, отсутствует. Полная последовательность образующих ярус аммонитовых зон составлена по местонахождениям зональных комплексов в Англии, Франции и Германии. Х. С. Торренс в 1971 г. указал на то, что стратотип нижней зоны (*Zigzagiceras zigzag*) находится в Юго-Восточной Франции, в районе Низких (Басских) Альп.* Для второй зоны (*Gracilisphinctes progracilis*) он не установлен. Для третьей (*Tulites subcontractus*) стратотип находится в Дорсете (Англия). Для нижней зоны верхнего бата («*Oxycerites aspidoides*») стратотип не установлен. Наконец, для самой верхней зоны бата (*Clydoniceras discus*) стратотипический разрез находится в Германии, около г. Хильдешейм.

Келловейский ярус предложен А. д' Орбиньи в 1850 г. Он использовал при этом название формации келловейский камень (*kelloways stone*) В. Смита, который выделил ее в 1815 г. Название происходит от местности Келловей в Уилтшире, в 3 км северо-восточнее г. Чиппенемена (в настоящее время, по сообщению Г. Дитла (G. Dietl) и Дж. Калломона (J. Callomon), в стратонамической местности отложения данного яруса совершенно не сохранились). А. д' Орбиньи в описании келловей сослался на то, что понимает его как «келловейские породы схемы Филиппса», последний же характеризовал их по обнажениям береговых обрывов Йоркшира на северо-востоке Англии.

Как отмечено выше, положение этого яруса в юрской системе было достаточно спорным. По данным Л. фон Буха и Ф. Квенштедта он занимал почти терминальное место в среднем отделе (бурой юре) системы. А. Оппель поместил его в основание верхней юры. Эту точку зрения особенно долго отстаивали советские стратиграфы,

* Основание данной зоны в стратотипе (подошва слоя 23 разреза Бас-Оран, в 4 км восточнее г. Баррема) принято за опорную точку подошвы батского века (начало хрона *Z. zigzag*), и ее значение определено У. Б. Харлендом и др. в 1990 г. в 166,1 млн. лет.

мотивируя ее тем, что граница бата и келловейя обладает большим корреляционным потенциалом, ибо примерно к ней приурочены значительные тектонические, палеогеографические и седиментационные преобразования, а также резкая смена состава аммонитов. Однако В. Аркелл настаивал на следовании приоритету Л. фон Буха и помещал келловейский ярус в среднеюрский отдел. Большинство европейских и североамериканских специалистов поддержали предложение В. Аркелла, и в 1991 г., в своем постановлении (№ 25), МСК предписал: «Келловейский ярус включить в состав среднего отдела юрской системы».

Если стратиграфическое положение келловейя в МСШ долго оставалось дискуссионным, то его более дробное деление почти не вызывало серьезных споров. Он расчленяется на три подъяруса. Зональное деление яруса было разработано еще А. Оппелем и лишь детализировано В. Аркеллом (см. табл. 24). Стратотип келловейского яруса находится в береговых обрывах Йоркшира, между городами Скарборо и Уитби (см. рис. 26). Его подошва проводится в основании верхнего корнбраша (зона *Macrocephalites macrocephalus*), а кровля — в подошве оксфордских глин, залегающих над Хакнесским камнем (между зонами *Quenstedtoceras matiae* сверху и *Q. lamberti* внизу).

Верхний отдел. Верхнеюрский отдел был обособлен впервые Л. фон Бухом и Ф. Квенштедтом как верхняя (или белая) юра. А. Оппель присвоил верхнеюрскому отделу наименование «мальм» и опустил его основание до подошвы келловейского яруса, совместив тем самым границы отдела и яруса (раньше граница отдела проходила внутри оксфорда). Предложение А. Оппеля стало господствующим среди стратиграфов, за исключением немецких, до появления в 1946 и 1961 гг. трудов В. Аркелла. Проанализировав материал, В. Аркелл сформулировал принципы «разумного компромисса» и, следуя приоритету Л. фон Буха в своем понимании, перенес границу среднего и верхнего отделов системы в основание оксфордского яруса. Международные коллоквиумы по стратиграфии юры в Люксембурге в 1962 и 1967 гг. утвердили точку зрения В. Аркелла.

После продолжительной дискуссии решение международных кворумов стало общепринятым. Однако основания для такой позиции отнюдь не бесспорны. Н. В. Безносов в статье, посвященной проблемам МСШ юрской системы, в 1978 г. писал:

«Ссылка на приоритет Л. Буха в данном случае сомнительна. Схема Л. Буха была не первой, а одной из первых, и схема расчленения английской юры У. Конибира и У. Филлипса обладает перед ней бесспорным приоритетом. Если строго следовать приоритету Конибира и Филлипса или Буха, то границу среднего и верхнего отделов нужно проводить внутри либо келловейского, либо оксфордского яруса. Признание целостности этих ярусов несовместимо с сохранением приоритета любого из этих авторов. Поскольку В. Аркелл и принимающие его точку зрения специалисты сохраняют келловейский и оксфордский ярусы, то речь идет не о соблюдении приоритета, а о «разумном компромиссе», о согласовании схемы Буха со шкалой ярусов по д' Орбиньи. Смысл правила приоритета заключается в строгом следовании первоначальному определению. Однако если исходить из существующего положения, что отдел составляет сумму целых ярусов, а не их частей (высшая категория иерархического ряда составляет целую сумму низших категорий), то строгое соблюдение приоритета Конибира и Филлипса, Буха и д' Орбиньи оказывается невозможным из-за несовпадения границ установленных ими подразделений».

Другими словами, любые ревизии первоначальных положений являются компромиссными решениями проблемы. Первой подобной попыткой была итоговая таблица А. Оппеля, т. е., следуя логике, именно его точка зрения должна быть определяющей.

Однако, помня, что одна из важнейших функций МСЦ — это использование ее в качестве общего мирового языка, вряд ли стоит настаивать на формальном соблюдении в настоящее время правила приоритета, если абсолютное большинство специалистов признали решающим мнение В. Аркелла, тем более что основным подразделением шкалы юрской системы является не отдел, а ярус или, часто, зона.

Долгое решение вопроса о положении нижней границы верхней юры, разнообразие фациального состава объединяемых ею горных пород, а также острая дискуссионность проблемы о месте рубежа юрской и меловой систем в разрезе земной коры привели к неоднозначности представлений о составе и объеме верхнеюрского отдела.

Состав верхнеюрского отдела в разных источниках существенно различается в зависимости от представлений специалистов о положении его границ и о распространности ярусов (глобальном или региональном). Крайняя позиция сводится к объединению отделом пяти ярусов — оксфордского, лузитанского, кимериджского, портландского и пурбекского. Возможны и другие варианты (см. ниже). В настоящее время решениями международных совещаний различных уровней, а для России постановлением МСК определено, что верхнеюрский отдел состоит из трех ярусов: оксфордского, кимериджского и титонского (табл. 26).

Оксфордский ярус выделен А. д' Орбиньи в 1850 г. и назван им по г. Оксфорду в центральной части Южной Англии. Однако этот термин был впервые применен еще А. Броньяром в 1829 г. для обозначения почти всей современной средней юры. По данному поводу В. Аркелл в 1946 г. предложил все трактовки термина «оксфорд» до выхода работы А. Опделя, определившего понятие ярус, считать невалидными (Зоны юрской системы..., 1982).

Нижний ярус верхнеюрского отдела, оксфордский, ныне охватывает весь интервал юрской системы от келловейского до кимериджского ярусов. Однако А. д' Орбиньи предлагал для этой части разреза два яруса: оксфордский внизу и коралловый сверху. Название последнего, как отмечалось выше, нарушало общий принцип наименования ярусов по географическому пункту, и позже П. Шоффа предложил заменить его лузитанским (иногда в разрезах Средиземноморья это название используется неправильно, в качестве синонима верхнеоксфордского подъяруса). А. Опдель доказал, что значительная часть верхнего яруса соответствует выделенному ранее кимериджу.

Типовыми отложениями, послужившими основанием для учреждения оксфордского яруса, явились широко распространенные на северо-востоке Англии «оксфордские глины» с многочисленными остатками аммонитов (*Cardioceratinae*) и крупных рептилий. Подобные же образования не менее полно представлены на юге Центральной Англии, в Оксфордшире, Дорсетшире и Уилтшире (почему в северо-восточном местонахождении некоторые специалисты предлагают называть их «йоркширскими оксфордскими глинами»), но установить там подоправу яруса невозможно.

Выделяя оксфордский ярус, д' Орбиньи привел его обобщенную и не очень четкую палеонтологическую характеристику, в результате чего самая нижняя часть стратона в современном объеме (зона *Quenstedtoceras mariae*) отошла к келловей. С. В. Мюллер, наоборот, включил в оксфордский ярус верхнюю зону келловей (*Q. lamberti*). В настоящее время нижняя граница оксфорда проводится между зонами *Q. lamberti* и *Q. mariae* и обосновывается появлением в первой многочисленных представителей рода *Cardioceras*. У. Харленд и др. (1985) указывают в качестве хронологического репера точку в основании зоны *Quenstedtoceras mariae* на морском обрыве Корнельского залива, в 3 км юго-восточнее Скарборо (Йоркшир), которую определяют как 157,1 млн. лет.

Таблица 26. Международная стратиграфическая шкала верхнеюрского отдела

Ярус	Подъярус	Зона	Подзона	
Титонский	Верхний	Durangites		
		Paraulacosphinctes transitorius		
	Средний	Microanthoceras ponti		
		Semiformiceras fallauxi		
		S. semiforte = Pseudolissoceras bavaricum		
	Нижний	Danubisphinctes palatinus		
		Franconites vimineus		
		Usseliceras parvinodosum		
		Dorsoplanitoides triplicatus		
		Usseliceras tagmersheimense		
Hybonotoceras hybonotum				
Кimmerиджский	Верхний	Aulacostephanus autissiodorensis		
		A. eudoxus		
		A. mutabilis		
	Нижний	Rasenia cymadoce	Rasenia askepta и R. lepidula	
			R. evoluta и Zonovia uralensis	
			R. involuta и Rasenia spp.	
			R. cf. cymadoce и Prorasenis cf. triplicata	
Pictonia baylei				
Оксфордский	Верхний	Ringsteadia pseudocardata		
		Decipia decipiens		
		Perisphinctes cautisnigrae		
	Средний	Gregoriceras transversarium	Larcheria schilli	
			Perisphinctes parandieri	
		Perisphinctes plicatilis	P. antecedens	
			Cardioceras vertebrale	
	Нижний	Cardioceras cordatum	C. cordatum	
			C. percaelatum	
			C. bukowskii	
Vertumniceras mariaae		C. praecordatum		
C. scarburgense				

Долгое время оксфордский ярус разделялся на два подъяруса, каждый из которых состоял из двух аммонитовых зон. Позже детальные исследования разрезов и аммонитов из них способствовали увеличению количества зон в ярусе. Л. Спэт в 1933 г. предложил обособить верхнюю часть оксфорда как «неооксфорд». Позже, в 1957 г., А. Цейсс (A. Zeiss) разделил ярус на три подъяруса (проводя границу ниже, чем основание неооксфорда, в подошве зоны *Gregoriceras transversarium*). Затем, в 1971 г., французские геологи показали, что аммониты нижней части верхнего оксфорда А. Цейсса значитель-

но ближе среднеоксфордским, чем более высоким, и перенесли раздел среднего и верхнего подъярусов на одну зону вверх (*G. transversarium*). В таком виде МСШ оксфордского яруса является сейчас наиболее общепринятой (см. табл. 26).

Верхняя часть оксфорда, широко представленная карбонатными породами, особенно в Средиземноморье, многими стратиграфами выделялась как самостоятельный лузитанский ярус. Он в свою очередь объединял три ранее выделенных самостоятельных яруса: арговийский, роракский и секванский,* которые в лузитане иногда стали играть роль подъярусов (табл. 27). Однако и сам лузитан, и его подъярусы объединяли на самом деле многочисленные разновидности карбонатных пород, аммониты в которых встречаются крайне редко. Типичный лузитан — это крупные рифовые системы, охватывающие различные их фации; арговий — губковые мергели и известняки; рорак — кораллово-рудистовые биогермные массивы; секван — слоистые известняки зарифовых лагун (?) с двустворками. Естественно, стратиграфический объем всех перечисленных подразделений быстро и существенно меняется. И потому целесообразным было решение Международного коллоквиума (Люксембург, 1962) о том, чтобы лузитан и составляющие его подъярусы считать фациями разрезов верхней юры Средиземноморья и данные термины не употреблять в стратиграфическом смысле.

Стратотип оксфордского яруса установлен В. Аркеллом в береговых обрывах Йоркшира между г. Скарборо и зал. Гристхорп (см. рис. 26). Здесь на келловейских отложениях (Хакнесском камне) последовательно залегают:

1. Оксфордская глина — серые песчанистые глины (30–45 м) с аммонитами зоны *Quenstedtoceras mariae*.

2. Нижний желтый известковистый песчаник (15–45 м) с аммонитами зоны *Cardioceras cordatum*.

3. Оолит Хемблтон — известковистые, часто оолитовые и косослоистые песчаники (25–30 м) с аммонитами зоны *C. cordatum*.

4. Оолит Беркшир — известковистые, местами оолитовые песчаники (3–5, иногда 30 м) с аммонитами зоны *Perisphinctes plicatilis*.

5. Оолит Осмингтон — известняки, оолитовые песчаники (15 м) с кораллами и аммонитами зоны *P. plicatilis*.

6. Оолит Глос — известняки, коралловые песчаники, известковистые алевролиты (15 м). В нижней части — аммониты зоны *P. plicatilis*, а в верхней — представители родов *Prionodoceras*, *Perisphinctes*, *Decipia*.

7. Верхний известковистый песчаник — серые глинистые известняки, замещаемые ожелезненными песчаниками (5–20 м) с представителями рода *Amoeboceras*.

Кимериджский ярус** был установлен д^р Орбиньи в 1850 г. и назван по селению Кимеридж у южного берега Дорсетшира в Англии. Типичной для яруса считалась формация кимериджских глин, широко распространенная в Юго-Восточной Англии и в северной части Франции. Характерный же комплекс руководящих окаменелостей

* Арговийский ярус выделил И. Марку в 1848 г. и назвал его по Арговийской Юре (Швейцария); роракский ярус установил А. Грессли (A. Gressli) в 1867 г., наименовав его по древней стране Рорака в Юрских горах; секванский ярус предложил И. Марку в 1848 г. и назвал его по области в центральной части Юрских гор.

**Кимеридж часто, особенно в английской литературе, пишется с двумя м (*Kimmeridgian*). Однако В. Аркелл (1961, с. 29) указал, что последнее написание — неологизм. В Земельной описи 1085 г. Кимеридж с одним м. В отечественной литературе однообразное правильное написание утвердилось со второй половины 60-х годов нашего столетия.

Таблица 27. Расчленение оксфордского и кимериджского ярусов в Юрских горах (по В. Аркеллу, 1961, упрощено)

Аркелл, 1961	Мёш, 1867	Марку, 1848; Грессли, 1867	Мёш, 1867	Лорноль, Жирандо, 1896-1904	Ог, 1910	Гейм, 1919
Нижний кимеридж	Слой Веттинген		Кимеридж	Кимеридж	Кимеридж	
	Слой Баден (астартовые) Слой Летци	Секван		Секван		
Верхний оксфорд	Слой Ванген (коралловые)	Рорак	Коралловый ярус	Рорак	Секван	
	Слой с морскими ежами					
	Слой Гейсберг	Аргов	Оксфорд	Аргов III	Рорак	Секван
	Слой Эффинген			Аргов II		
Слой Бирменсдорф	Аргов I					
Слой с кремнистыми конкрециями (частично)			Средн. и верхн. оксфорд		Лузитан	Рорак =
			Аргов	=аргов		
Нижний оксфорд	Слой с кремнистыми конкрециями (частично) и слой с фолодами-ями			Нижний оксфорд	Оксфорд	Оксфорд
	Мергели с аммонитами					

(в первую очередь аммонитов) был указан д' Орбиньи из местонахождений Южной Франции, при этом его состав определялся списком, без дробной дифференциации распространения таксонов по разрезу. В кимериджский перечень аммонитов попали формы, действительно приуроченные к кимериджским глинам, а также развитые в более высоких частях разреза континентальной Европы.

В результате объем яруса до сих пор вызывает дискуссии. А. д' Орбиньи поместил свой кимериджский ярус между коралловым ярусом и портландом. А. Оппель, упразднив коралловый ярус, частично соответствующий кимериджу, уточнил положение основания последнего, и оно несколько позже было окончательно закреплено в подошве аммонитовой зоны *Pecten baylei*.

Гораздо сложнее вопрос о месте верхней границы кимериджа в разрезе земной коры. Дело в том, что формация кимериджских глин имеет совершенно разный стратиграфический объем в Англии и в континентальной Европе. Аммониты, указанные д' Орбиньи как типично кимериджские, в английских разрезах характерны лишь для нижней части одноименной формации. В. Аркелл в 1946 г. «исправил ошибку» д' Орбиньи и предложил считать кимеридж терминальным ярусом юрской системы, равным полному разрезу кимериджских глин. При этом ярус он разделял на три подъяруса, из

которых нижний соответствовал всему стратиграфическому объему кимериджских глин на континенте. Таким образом, возникло два представления о кимеридже — европейское и английское.

Второй Международный коллоквиум по стратиграфии юры (Люксембург, 1967) рекомендовал ограничить стратиграфический объем кимериджского яруса до нижнего кимериджа В. Аркелла в связи с тем, что он подстилает зону *Gravesia gravesiana*, широко распространенную во всей Европе и в Северной Африке. Кровля же кимериджа в английском понимании имеет гораздо меньший корреляционный потенциал. МСК своим решением в 1979 г. утвердил это предложение для отечественных стратиграфов, и в настоящее время оно является господствующим.

Европейские и российские стратиграфы разделяют кимеридж на два подъяруса (английские — на три, следуя В. Аркеллу) и на пять зон (см. табл. 26). Стратотип яруса находится в береговых обрывах Дорсетшира (Англия) между зал. Брэнди и селением Чепмен Пул (см. рис. 26). Здесь его слагают (снизу вверх):

1. Глины черные, мягкие и осколчатые, с прослоем мергеля в средней части (2,5 м), с аммонитами *Pictonia* spp., *Prorosenis*.
2. Глины черные, тонкослоистые осколчатые с пиритовыми стяжениями (12 м), с *Rasenia* sp., *Amoeboceras* spp.
3. Глины черные, обычно тонкослоистые, реже крепкие (40 м), с *Aulacostephanus mutabilis* Sow., *Aspidoceras* sp. и др.
4. Глины темно-серые, мягкие и осколчатые, с прослоями сланцев и горизонтами стяжений (40 м), с *Aulacostephanus* sp., *Amoeboceras* sp., *Sutneria*, *Aspidoceras*.
5. Сланцы с прослоями известняка (16 м), с *Aulacostephanus*, *Amoeboceras*, *Aspidoceras*.
6. Сланцы с прослоями известняка (65 м), с *Aulacostephanus autissiodorensis*, *Aulacostephanus* spp., *Amoeboceras*, *Propectinatitus*.

Только в стратотипической местности кимеридж согласно сменяет оксфорд. На континенте на данном стратиграфическом уровне обычно наблюдается перерыв.

Титонский ярус. Конец юрского периода характеризовался практически полным (или почти полным) разобщением морей Средиземной и Бореальной палеобиогеографических областей. В стратиграфии это сказалось в существенном осложнении корреляции стратонов, формировавшихся в различных седиментационных бассейнах.

На роль терминального яруса юры в основном претендуют три подразделения: портланд (с пурбеком), титон и волга (см. ниже). Типичные разрезы их находятся в самых разных местах Европы (рис. 27). Кратко рассмотрим «права и возможности» каждого из этих, в общем региональных, подразделений в порядке их установления.

Портландский ярус был выделен д' Орбиньи в 1850 г. как самое верхнее подразделение юры. Свое название он получил от мыса и города Портленд на юге Англии, в Дорсетшире. Как и в других случаях, указав в качестве типичной формации «портландские песок и камень», характерную фауну для нее д' Орбиньи привел из местонахождения Булони (Франция).

Выделение портландского яруса в Англии показало, что многие типичные для него аммониты распространены в кимериджских глинах и поэтому стратиграфический объем яруса английские геологи понимают гораздо уже, чем живущие на континенте (см. выше). Кроме того, так как кровля «портландского камня» в типичной местности находится заведомо ниже подошвы меловой системы, в портландский ярус (s. l.) вклю-

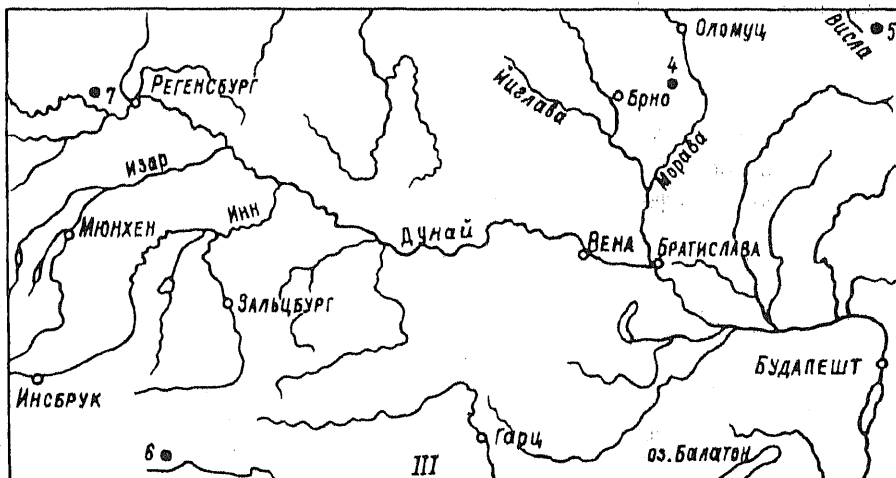
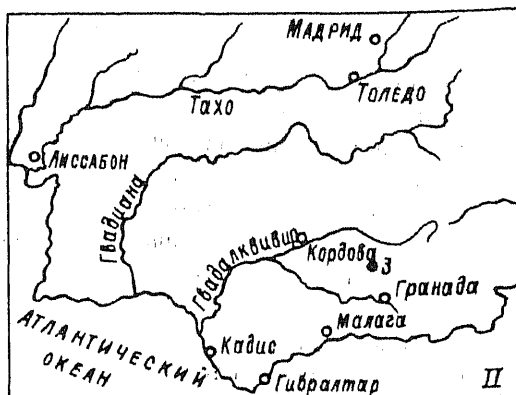


Рис. 27. Местоположения типичных разрезов подразделений терминальной юры.
 I — портландского «яруса» (1) и пурбекского «яруса» (2); II, III — титонского яруса (3 — Кордова, 4 — Штроберк, 5 — Рогожник, 6 — Южный Тироль, 7 — Швабский Альб, Золенгофен); IV — волжского «яруса» (8 — у с. Городище, 9 — у г. Кашпур).

чили и перекрывающий его пурбекский ярус,* представленный пресноводными карбонатными слоями с двустворками, гастроподами, остракодами и остатками флоры. Таким образом, португальский ярус получил, по крайней мере, три значения: широкое, распространённое на весь стратиграфический интервал от кровли общемирового кимериджа до подошвы мела; узкое, соответствующее формациям португальского песка, португальского камня и пурбека в Дорсетшире, и отвечающее собственно понятию португальский ярус (s. s.), охватывающее терригенно-карбонатные морские породы южного побережья Англии. Последний Ж. Блэк в 1880 г. предложил называть бононским подъярусом по латинизированному названию Булони (Банония).

Все перечисленное свидетельствует о том, что португальский ярус вряд ли может претендовать на роль яруса МСЦ, тем более что граница с меловой системой, вероятно, проходит внутри пурбека, на лишь приблизительно установленном уровне. Там же, где юра завершается нормально морскими или лагунными отложениями (известняками или знаменитыми золенгофенскими сланцами** на территории Германии), меловая система резко трансгрессивно залегает на различных стратиграфических частях подстилающего разреза.

Титонский ярус, установленный А. Оппелем в 1865 г., в отличие от всех остальных ярусов не был основан на каком-то типичном разрезе, а выделен как своеобразный комплекс аммонитов, собранных из нескольких местонахождений. Поэтому и название его не географическое, а мифологическое (см. выше).

А. Оппель считал, что титонский ярус охватывает весь интервал стратиграфического разреза литосферы от кровли кимериджа до подошвы неокома. Однако последнее подразделение также было неопределённым. Представление о стратиграфическом объёме данного интервала разреза быстро менялось и понималось различными специалистами по-разному. Все это, вместе с отсутствием конкретного стратотипа, привело к ожесточённой дискуссии (которая, то затухая, то разгораясь, продолжается до сих пор) о статусе титона, его значении и положении границы между юрской и меловой системами. Этому способствовало и то, что в свой «титонский аммонитовый комплекс» А. Оппель включил и некоторые берриасские таксоны (берриасский ярус был обособлен в основании меловой системы позднее).

Отсутствие стратотипа титона seriously затрудняет и вопрос о его подъярусном делении. А. Оппель указал лишь характерные разрезы титонского яруса (см. рис. 27): Штроберк (Чехия), Рогожник (Польша), Южный Тироль (Австрия), Золенгофен (Германия). В. Аркелл, обобщив все данные по титону, предложил разделять его на три подъяруса: нижний — слои Клентнице в Чехословакии; средний — слои Рогожника в Восточной Австрии; верхний — известняки Штроберка в Чехии. Однако столь разобщённые разрезы, к тому же часто обладающие своеобразным набором аммонитовых таксонов, не обеспечивали однозначного представления о последовательности отложений.

Существует точка зрения и о двучленном делении титона на данубийский (назван по р. Дунай (англ. Danube), примерно соответствует нижнему и среднему подъярусам

* Пурбекский ярус выделил в 1829 г. А. Броньяр на основе пурбекской формации, установленной в 1818 г. У. Баклендом (W. Buckland) и названной по о. Пурбек у южных берегов Англии.

**Это тонкозернистые, тонкослойные известняки — кровельные сланцы, образования внутриатолловых лагун, с остатками различных организмов уникальной сохранности, например первыми птицами *Archaeopteryx*.

А. Оппеля) и ардешский (первоначально как ярус выделен А. Тука (A. Toukas) в 1890 г. и назван по г. Ардеш в Юго-Восточной Франции) подъярусы.

Некоторые стратиграфы (Й. Видман в Германии, В. В. Друщиц в России, Н. Г. Химшиашвили в Грузии), на основании анализа аммонитов из пограничных отложений юры и мела, считают, что берриасские аммониты ближе к юрским, чем к меловым, и предлагают включить берриас в юру. В. В. Друщиц при этом разделял титонский ярус на три подъяруса: данубийский, ардешский и берриасский.

В настоящее время наиболее общепризнанным вариантом деления титона является трехчленное (см. табл. 26). При этом для нижнетитонского подъяруса в качестве типового разреза следует рассматривать слои Кленгнице и обнажения Франконского Альба; для среднетитонского — разрезы Рогожника, Франконского Альба и Южной Испании; для верхнетитонского — разрезы Штромберка и Юго-Восточной Франции (Эзи, Шомерак).

Наиболее полные разрезы терминальной юры, охарактеризованные многочисленными аммонитами, в последние десятилетия были установлены в суббетийской зоне Кордильер Бетик (Юго-Восточная Испания). Они, как считает И. М. Тавера (J. M. Tavera), возможно, позволят наметить стратотипы титонского яруса и границы юрской и меловой систем.

Титонский ярус по сравнению с португальским и волжским (см. ниже) имеет целый ряд существенных преимуществ. Он целиком представлен морскими отложениями, у него определена нижняя граница, а испанский материал как будто бы позволяет снять неопределенность и верхней границы. Поэтому именно титон признают в качестве стандартного верхнего яруса юры большинство современных стратиграфов.

Волжский ярус впервые был выделен С. Н. Никитиным в 1881 г. под названием волжской формации. В работе 1881 г. С. Н. Никитин не делает различия между терминами «ярус» и «формация», но уже в 1884 г. он именуется отложения, залегающие на оксфордских глинах и перекрытые с глубоким размывом меловой системой, волжским ярусом. Вскоре, в том же 1884 г., С. Н. Никитин разделяет этот ярус на два самостоятельных: нижний и верхний волжские (последний он одно время относил к мелу). Отметим, что ранее, в 1867 г., Г. Е. Щуровский выделил приблизительно в тех же стратиграфических объемах мневниковский и хорошевский ярусы (по названию деревень в окрестностях Москвы) и сравнительно точно указал их места в разрезе подмосковной юры.

А. П. Павлов в 1884 г. описал в обрыве правого берега Волги, выше г. Ульяновска (разрез Городище), волжский ярус и подстилающие его там кимериджские глины, чем уточнил стратиграфическое положение волги. В 1892 г. А. П. Павлов объединил верхние зоны верхневолжского яруса и перекрывающие его отложения (нижняя часть рязанского горизонта) в аквилонский подъярус (от *aquilo* — север, северный ветер). После выделения в 1897 г. Н. А. Богословским рязанского горизонта, сопоставлявшегося с нижним ярусом (подъярусом) меловой системы, волжские ярусы стали коррелировать с полным объемом португальского или с титонским ярусом. Это мнение было поддержано авторитетом В. Аркелла. Некоторая неопределенность в стратиграфическом положении нижней части нижневолжского яруса была преодолена Д. Н. Соколовым, который в 1901 г. установил ветлянский горизонт (названный по р. Ветлянка в бассейне р. Урал, южнее г. Оренбурга) и обосновал его адекватность нижней части титонского яруса, включив в нижний волжский ярус. В 1953 г. решением Всесоюзного совещания по

стратиграфии мезозоя Русской плиты ветлянский горизонт был преобразован в нижний подъярус нижнего волжского яруса.

Как отмечалось выше, по просьбе западноевропейских стратиграфов П. А. Герасимов и Н. П. Михайлов в 1966 г. тщательно изучили разрезы восточноевропейской терминальной юры, уточнили ее зональное расчленение и предложили выделять один волжский ярус с тремя подъярусами (табл. 28). По мысли авторов, он соответствует этапу развития аммонитин, характеризующемуся пышным расцветом подсемейств *Virgatospinctinae*, *Dorsoplanitinae* и *Virgatitinae*. При этом каждый из подъярусов волги в свою очередь выражает подэтап волжского этапа. Нижний характеризуется преобладанием родов подсемейства *Virgatospinctinae* и появлением представителей дорзопланитин. Средний — пышным развитием родов подсемейств *Virgatitinae* и *Dorsoplanitinae* и появлением первых краспедитид. Верхний — расцветом семейства *Craspeditidae* и доживанием представителей дорзопланитин и виргатосфинктин. Указанные подэтапы и соответствующие им подъярусы П. А. Герасимов и Н. П. Михайлов сопоставили с подъярусами и зонами титона и портланда.

Лектостратотипом для волжского яруса был предложен разрез у дер. Городище, в 25 км севернее г. Ульяновска, в котором хорошо выражены нижний и средний его подъярусы. Верхневолжский подъярус был надстроен по разрезам Лопатинского фосфоритового карьера у г. Москвы и у с. Кашпур на Волге, южнее г. Сызрань.

В 1979 г. И. Г. Сазонова и Н. Т. Сазонов, в связи с многообразием представлений о стратиграфическом объеме и составе волжского яруса, предложили выделить два региональных яруса: городищенский (=нижне- и средневолжскому подъярусам) и кашпурский (=верхневолжскому подъярусу), которые заполнили бы весь интервал разреза от кимериджа до рязанского горизонта. Однако предложенные стратотипы не получили распространения.

Главными недостатками волжского яруса являются:

1. Неопределенность стратиграфического положения его кровли. Перекрывающие отложения (рязанского горизонта) повсеместно трансгрессивно залегают на разных горизонтах юры и обычно представлены конденсированными слоями, содержащими перетолженные биофоссилии.

2. Аммониты и другая фауна волжского яруса представлены типично бореальными формами, в то время как вмещающие единицы МСШ имеют стратотипы в типично Средиземной палеобиогеографической области.

Кроме того, волжский ярус, выделенный значительно позже титонского и тем более портландского яруса, и по праву приоритета не может претендовать на место в МСШ.

Приведенный материал свидетельствует о том, что все три «претендента» на право считаться терминальным ярусом юрской системы имеют существенные недостатки. Сравнительный анализ последних позволил Постоянной комиссии по стратиграфии юры МСК СССР предложить для МСШ волжский ярус, что и было утверждено решением МСК от 14 апреля 1965 г.

Однако участники Международного коллоквиума по стратиграфии верхней юры не согласились с предложением МСК. Они отдали пальму первенства титону как подразделению Средиземноморья с определенным (уже к тому времени) стратиграфическим положением кровли и подошвы. Вместе с тем своеобразие бореального разреза и его биофоссилий обусловило временное выделение в качестве параллельного титону стратона для Бореальной области волжского яруса. Это было узаконено Люксембургским

международным коллоквиумом в 1967 г. и Постоянной комиссией по стратиграфии юры МСК в 1978 г.

Тем не менее предложения о предпочтительности волжского яруса в качестве верхнего подразделения МСШ продолжают время от времени возникать вновь. В настоящее время их главным защитником является профессор Новосибирского университета В. А. Захаров, который обосновывает свою точку зрения тем, что волга уверенно выделяется на большей, чем титон, части площади материков и акваторий Северного полушария (титонская фауна здесь отсутствует); она разделена более дробно, чем титон; на Северо-Востоке Азии распространены разрезы с постепенным переходом между юрской и меловой системами (однако, по нашим данным, фрагментарные находки аммонитов там разделены мощными «немыми» интервалами).

Что касается детальной корреляции между титонским, волжским и портландским ярусами, то она пока еще затруднительна. Если второй и третий довольно надежно сопоставляются, что объясняется их распространением в Бореальной области, то с титонским ярусом зональная увязка пока невозможна.

П. А. Герасимов и Н. П. Михайлов считали, что стратиграфический объем титона и волги, так же как и их подъярусов, примерно одинаков (это было принято в отечественном варианте МСШ). М. С. Месежников в «Зонах юрской системы...» писал, что титонский и волжский ярусы коррелируются тремя уровнями: нижней зоной, главным образом одинаковым положением подошвы обоих; нижней зоной средневожского подъяруса с пограничными зонами нижнего и среднего титона; верхнем уровне, который находится уже в середине берриасского яруса меловой системы. Тем самым М. С. Месежников допускал, что хотя бы частично рассматриваемые отложения охватывают не только юрскую систему.

Суждение о стратиграфической адекватности титонского и волжского ярусов, помимо М. С. Месежникова, было подвергнуто сомнению многими специалистами. Они высказывали предположение о значительно большем стратиграфическом объеме волжского яруса, чем титонского, и соответствии его не только верхней части юры, но и нижней части берриасского яруса. Наиболее полное выражение эта точка зрения нашла в книге И. И. Сей и Е. Д. Калачевой «Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России» (СПб., 1993). Их предложения сводятся к тому, что титонскому ярусу соответствуют нижний и средний подъярусы волги, а верхневожский подъярус коррелируется с нижней половиной берриаса (табл. 29). Естественным выводом из создавшейся ситуации авторы считают: 1) сохранение в МСШ только титонского яруса; 2) перевод волжского яруса в категорию региональных подразделений с переименованием его в волжский горизонт.

Эта позиция вызвала резко отрицательное отношение многих отечественных, в основном сибирских, специалистов. В результате вновь обострилась дискуссия о терминальном ярусе юрской системы и стратиграфическом положении ее верхней границы, что может привести к некоторым изменениям в МСШ.

Таким образом, верхний отдел юрской системы в настоящее время слагают многочисленные подзоны, зоны и подъярусы оксфордского, кимериджского и титонского (волжского) ярусов (см. табл. 26), состав и объем которых еще не полностью определены.

Таблица 29. Сопоставление отложений терминальной юры и базального мела
(по: В. Аркелл, 1961; Постановления МСК..., 1979, № 18; Зоны юрской системы в СССР, 1982; И. И. Сей,
Е. Д. Калачева, 1993)

Жирными горизонтальными линиями отмечены коррелируемые уровни

Ярус	Подъярус	Зона	Ярус	Подъярус	Зона	Подзона	Ярус	Подъярус	Зона		
Берриасский		Timovella occitanica	Волжский	Верхний	Craspedites nodiger	C. kachpuricus	Пурбекский	Верхний	Subcraspedites lamplughii		
						C. mosquensis					
		Berriasella jacobi — Pseudosubplanites grandis			C. subditus	S. preplicomphalus					
Титонский	Ардешский	Верхний	Волжский	Средний	Epivirgatites nikitini	Lomonossovella balkei	Пурбекский	Средний	S. primitivus		
						E. nikitini				Paracraspedites oppressus	
					Virgatites virgatus	V. rosanovi		Верхний	Titanites anguiformis		Kerberites kerberus
						V. virgatus				Galanites okusensis	
					Dorsoplanites panderi	Zaraiskites zarajskensis					
	Pavlovia pavlovi	Virgato-pavlovia fittoni									
	Данубийский	Средний		Paraulacostephanus transitorius	Пурбекский	Нижний		Ilowaiskya pseudoscythica	Португандский	Нижний	Pavlovia rotunda
				Simplisphinctes							P. pallasioides
				Microanthoceras ponti							Pectinatites pectinatus
				Semiformiceras fallauxi							P. huldestoni
				S. semiforme							
		Danubisphinctes palatinus		P. wheatleyensis							
		Franconites vimineus									
		Usseliceras parvinodosum									
		Dorsoplanites triplicatus		P. scitulus							
Usseliceras taemersheimense											
Hybonotoceras hybonotum	P. elegans										
					I. klimovi						

Биостратиграфическая характеристика

Юрские отложения богаты разнообразными органическими остатками. По стратиграфическому значению Г.Я.Крымголец в 1972 г. располагал их в следующем порядке: аммониты, фораминиферы, белемниты, двустворчатые моллюски, брахиоподы, гастроподы, кораллы, остракоды, морские ежи и затем уже другие «малые» группы. Аммониты при этом играют абсолютно первенствующую архистратиграфическую роль. Они характеризуются значительно более высокими темпами эволюции, чем представители других групп органического мира, что позволяет в МСШ выделять более 115 зон и подзон. В то же время, резко обновившись на рубеже с триасом, когда на смену мезоаммоноидеям пришли неоаммоноидеи, собственно аммониты на протяжении всего юрского периода не испытывают резких преобразований в составе их комплексов. В первую половину периода не наблюдается дифференциации аммонитов в мировых акваториях. Лишь в середине среднеюрской эпохи она начинает проявляться, резко усиливаясь в поздней юре. Параллельно по направлению от экватора к полюсам постоянно отмечается обеднение их родового состава. Аммониты юры детально изучены палеонтологами; в основном разработана их систематика, установлены экология, филогения. Интересным является тот факт, что этапы развития данного отряда, как правило, не соответствуют стратонам более высокого ранга, чем зона (или несколько зон) МСШ (рис. 28), хотя установление отделов, ярусов и подъярусов прежде всего обосновывается аммонитовыми таксонами (обычно родами). Ведь даже волжский этап и его подэтапы характеризуют отнюдь не ярус и подъярусы МСШ, а региональные единицы — горизонт и подгоризонты (если И. И. Сей и Е. Д. Калачева правы, см. выше).

Среди юрских фораминифер широко развиты отряды, возникшие еще в палеозое. Большинство родов относятся к длительно существующим, многие из которых обособились также в палеозое или в триасе, и лишь немногие из них завершают все существование в юре. В основном фораминиферы имеют широкое географическое распространение. Абсолютно преобладают бентосные формы. Мезозой (за исключением поздне-меловой эпохи) представляет собой единый крупный эволюционный этап развития фораминифер. Границы периодов располагаются внутри постепенного изменения сообществ и потому выявляются неотчетливо. Смены систематического состава фораминифер в юре наблюдаются в основном на уровне видов и не всегда совпадают с границами эпох и веков. Наиболее четко они проявлены на границах плинсбах/тоар, тоар/аален, аален/байос, ранний/средний келловей, в конце кимериджа.

Белемниты, имеющие сравнительно небольшое время существования, играют важную стратиграфическую роль. В ранне- и среднеюрскую эпохи они однообразны, достаточно примитивны, роостры их в основном лишены поверхностных бороздок (за исключением *Megateuthis* и некоторых других). В позднеюрскую эпоху они более разнообразны и отчетливо дифференцированы в морях различных палеохорий.

Брахиоподы в юрских отложениях чрезвычайно многочисленны, и обычно их раковины хорошо сохраняются. Для нижнего отдела наиболее характерны представители ринхонеллид, цейллерид и даллинид. Спириферида (исчезающие здесь) и теребратуллиды играют подчиненную роль. Среднеюрский разрез насыщен ринхонеллидами, теребратуллидами и цейллеридами. Наиболее разнообразен келловейский комплекс; кроме отмеченных, в нем представлены лингулиды, исциниды, даллиниды и др. На рубеже средне- и позднеюрской эпох повсеместно зафиксирован спад родо- и видообразования

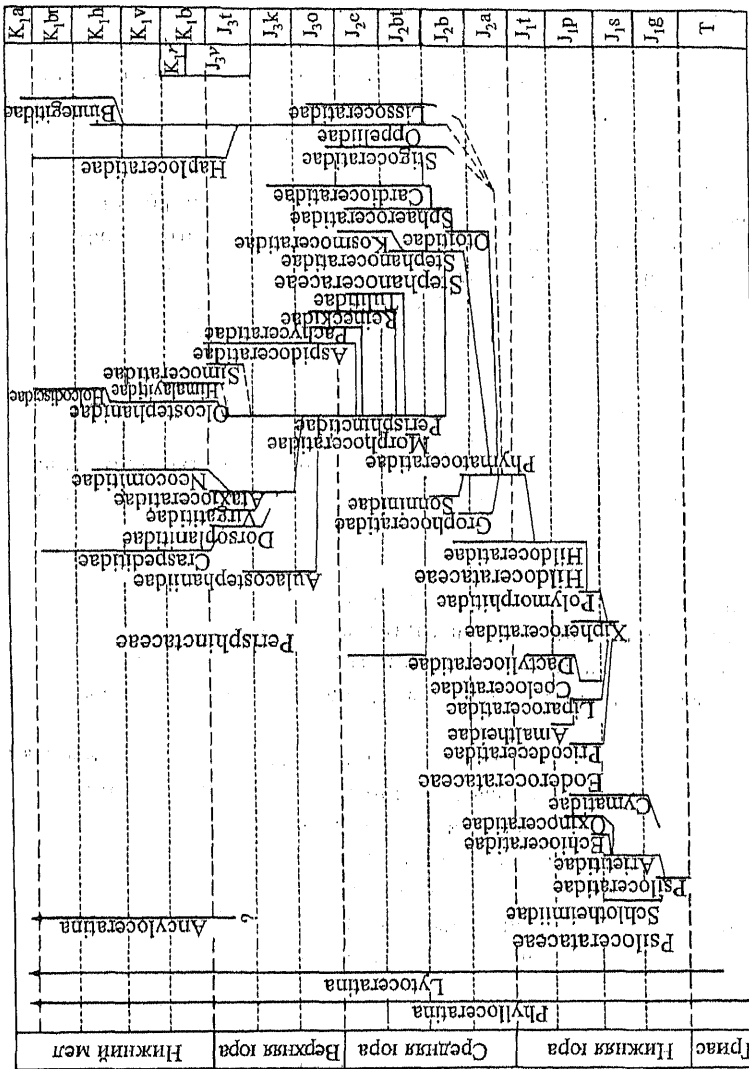


Рис. 28. Соответствия стратиграфических подразделений и филогении аммонитов для юры и нижнего мела (по D. T. Donovan, J. H. Callomon, M. K. Howarth, 1980).

брахиопод. Кроме того, они, как и головоногие моллюски, испытывают отчетливую палеогеографическую дифференциацию.

Следует подчеркнуть, что, являясь достаточно фациальными животными, брахиоподы не могут в большинстве случаев обосновать границы подразделений МСШ. Однако для региональных и локальных работ они крайне важны, позволяя дробно расчленять и надежно коррелировать отложения.

Остатки двустворок имеют важное значение для фациального анализа и крупномасштабных стратиграфических исследований. Руководящими среди них могут считаться иноцерамиды для нижне- и среднеюрских отложений и бухии для верхнеюрских.

Наиболее характерной особенностью юрского периода безусловно считаются самые разнообразные рептилии, которые в это время освоили все возможные ниши жизни. В континентальных условиях господствовали хищные и растительноядные ящеротазовые, а также растительноядные птицетазовые. В морях существовали крупные птиозавры, плезиозавры, плиозавры, черепахи, крокодилы. В воздухе парили птерозавры, хвостатые рамфоринхи, а в конце юры появились бесхвостые птеродактили и птеранодоны.

Для континентальных отложений важнейшее стратиграфическое значение несомненно принадлежит остаткам ископаемой флоры. Юрская флора тесно связана с раннемеловой — это время абсолютного господства голосеменных. Уменьшились также различия гондванской флоры с растительностью материков Северного полушария.

В эволюции растительного царства наблюдается два этапа: нижний, охватывающий конец триаса (рэтский век), ранне- и среднеюрскую эпохи (до батского века включительно); верхний, объединяющий келловейский век, позднеюрскую и раннемеловую эпохи.

Для первого установлены Сибирская, Экваториальная и Гондванская области. В Сибирской преобладали гинкговые, лептострбовые, папоротники. Экваториальная область обладала более разнообразным составом: беннетиты, цикадовые, матониевые, диптериевые. В Гондванской области, после исчезновения в триасе дикрондиевой флоры, из Экваториальной распространились беннетиты, диптериевые и матониевые папоротники.

Для позднеюрско-раннемелового этапа характерны: 1) Сибирско-Канадская область с господством гинкговых, лептострбовых, хвойных; 2) Европейско-Синийская область, в которой преобладающими были беннетиты, цикадовые, пельтаспермовые и хейролепидиевые; 3) Экваториальная (Северо-Гондванская) область с присутствием большого количества пыльцы *Classopollis* и других голосеменных, а также листья папоротников (*Weichselia*); 4) Нотальная (Южно-Гондванская) область, в которой господствовали беннетитовые, пентоксилевые, хайролепидиевые, а также папоротники, некоторые гинкговые и нейтониевые хвощи.

Радиоизотопная хронология

Продолжительность юрского периода У. Б. Харленд и др. (U. B. Harland e. a., 1990 г.) определяют в 62,4 млн. лет. Однако ими отмечается расчетный характер приведенных датировок, так как в юрской системе пока почти совершенно отсутствуют опорные точки датирования (по представлениям А. Г. Рублева, достоверными могут считаться лишь значения, полученные по прослоям субвулканитов Северного Кавказа, расположенных вблизи границы плинсбахского и тоарского ярусов, 180–190 млн. лет).

Подошва геттангского яруса соответствует уровню 208 млн. лет, а кровля титона — 145,6 млн. лет.

Палеомагнитные данные

Юрской системе по магнитостратиграфической шкале соответствует по У. Б. Харленду и др. частично юрско-меловой суперхрон смешанной полярности или гиссарский интервал по Д. М. Печерникову и А. Н. Храмову.

Заключение

Изложенный материал свидетельствует, что и «самая стратиграфическая система» — юрская — вряд ли может рассматриваться как результат естественного этапа эволюции земной коры и жизни. По настоящему «естественными», вероятно, могут считаться лишь зоны, которые объединяют интервалы разреза, содержащие последовательные родовые или видовые комплексы аммонитов. Ярусы, как отмечал еще А. Оппель, довольно произвольное объединение нескольких зон (первоначально определяемое литологическим сходством разреза в стратотипической местности, т.е. свита). Отдел еще более условное объединение нескольких ярусов, обусловленное в большинстве случаев распространением формаций (часто при этом нарушаемое по разным причинам, как, например, в случае с установлением среднего и верхнего отделов). Наконец, система — сумма нескольких (здесь трех) отделов, примерно соответствующих тектоно-магматическому и седиментационному циклу развития стратотипической местности (киммерийскому или раннеальпийскому в Западной Европе).

Если рассматривать историю развития жизни, то следует отметить достаточно резкое изменение состава животного и растительного царств на границе триаса и юры. Здесь полностью вымирают цератиты и начинается расцвет настоящих аммонитов; резко сокращается число семейств наутилоидей и брахиопод; группы примитивных амфибий и рептилий уступают свое место современным; начинается главная фаза мезофита и т. п.

Однако почти все указанные изменения приходятся на рубеж триасового и юрского периодов (s. I.), охватывая значительный интервал времени, превышающий в ряде случаев продолжительность смежных пограничных веков.

Что же касается мелового периода, то неопределенность юрско-меловой границы еще большая, а связь основных событий еще более тесная.

Следовательно, и юрская система (период) — искусственное сооружение, комплексное обоснование которого, так же как и составляющих его частей, невозможно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аркелл В. Д. Юрские отложения земного шара. М., 1961.
2. Жилью М. Стратиграфическая геология. М., 1952.
3. Зоны юрской системы в СССР / Под ред. Г. Я. Крымгольца // Труды МСК. 1982. № 10.
4. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Тт. 1, 2. М., 1973, 1974.
5. Постановления МСК и его постоянных комиссий. 1979, № 18; 1981, № 19.
6. Харленд У. Б., Кокс А. В., Левеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М., 1985.
7. Юрская система // Стратиграфия СССР / Под ред. Г. Я. Крымгольца, Н. Н. Ташихина, В. И. Бодылевского и др. М., 1972.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловая система в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения, как «формация мела» (Tertain Cretace), была предложена бельгийцем Ж. Б. д' Омалиусом д' Аллуа в объяснительной записке к геологической карте Франции в 1822 г. В ней среди подразделений, перекрывающих «примордиальные отложения» (докембрий и палеозой каледонских и герцинских массивов), выделяются меловые, «соответствующие формации мела с ее "туфами", песками и глинами» (Леонов, 1973, с. 191), залегающими на аммонитовых отложениях и перекрываемые «мастозоотическими отложениями» (кайнозойскими ныне). Название системы происходит от широко распространенных в Европе, Западной Азии и Северной Америке толщ писчего мела, слагающих верхнюю ее часть. Однако характеристика новой системы в записке Ж. Б. д' Омалиуса д' Аллуа столь кратка, что сейчас эту систему трудно опознать. Скорее всего, она охватывает лишь верхнюю часть современного мела (табл. 30).

Параллельно для данного интервала разреза земной коры были предложены в 1822 г. схема У. Конибира и У. Филлипса и в 1827–1836 гг. схема У. Фиттона (W. Phytton). В них отсутствовали термины, объединяющие весь этот разрез. В основе лежала последовательность толщ разных частей Юго-Восточной Англии.

Ранее, во второй половине XVIII в., рассматриваемые породы были широко известны в Западной Европе под названиями «мел», «квадерный песчаник», «пленэр», «известняки Скаль» и др. В частности, В. Смит закартировал в Англии четыре формации, залегающие между «нижней глиной» и «портландским камнем» (снизу вверх): «слодистую глину», «зеленый песок», «коричневый или серый мел», «белый мел».

В 1831 г. Ж. Б. д' Омалиус д' Аллуа в «Элементах геологии» выделяет меловые отложения, занимающие верхнюю часть его «свиты отложений с аммонитами» и располагающиеся между юрскими и третичными толщами (см. табл. 30). С тех пор стратиграфический объем меловой системы принципиально мало изменялся.

Что же касается подразделения системы на крупные части—отделы, то оно претерпело многократные изменения, в связи с той ролью вещественного или палеонтологического состава, которой отдельные авторы отдавали предпочтение. Первоначально на этот счет существовали три точки зрения: 1) предложенная У. Конибиром и У. Филлипсом, основанная на последовательности вещественного (формационного) состава (см. табл. 30), — двучленного деления мела; 2) трехчленный вариант У. Фиттона и Ж. Б. д' Омалиуса д' Аллуа, также основанный на особенностях состава отложений; 3) двучленный вариант У. Фиттона (не совпадающий со вторым), базирующийся на эколого-генетической характеристике органических остатков, — слои с пресноводными и слои с морскими фоссилиями. Третья точка зрения до создания МГК, вероятно, была наиболее популярной.

Однако последствия трехчленного деления меловой системы до сих пор сказываются на ее стратиграфии. В качестве нижнего члена системы У. Фиттоном был предложен «вельд» (от названия лесной территории в Южной Англии — Вэльден) — песчано-глинистые отложения Юго-Восточной Англии, образованные в пресноводных водоемах. Позже в Юго-Западной Швейцарии под слоями, сопоставляемыми с морскими зелеными песчаниками Англии, были обнаружены также нормально морские, преимущественно карбонатные породы, стратиграфически соответствующие вельду. Дж. Тур-

Таблица 30. Обособление меловой системы в МСШ

Смит, 1815	Конибир и Филлипс, 1822	д' Омалиус д' Аллуа, 1822	Фиттон, 1827-1836			д' Омалиус д' Аллуа, 1831			
Формации 1-4	Верхний порядок		Мастозоогические отложения			Третичные отложения			
Формация 5	Меловая формация		Меловые отложения	Мел	Верхний	Слой с морскими фаунами	Верхние	Флиш и уголь Больтигена	
								Туф или грубый мел	Нишний мергельный
Формации 6-8 (?)	Слой между мелом и оолитовой серией	Меловой мергель	Меловые пески и песчаники	Зеленый песок	Верхний зеленый песок	Слой с морскими фаунами	Средние	Белый мел	
								Зеленоватые глины	Гольт
		Зеленый песок	Аммонитовые отложения	Вельд	Нишний зеленый песок	Вельдская глина	Слой с пресноводными фаунами	Нижние	Песчаник Кёпингштейна
		Вельдская глина							Гастингский песок
Железистый песок	Оолитовая серия	Пурбекские слои	Пурбекские слои	Пурбекские слои	Пурбекские слои	Пурбекские слои	Пурбекский известняк		
Оолитовая серия							Пурбекские слои	Пурбекские слои	Пурбекские слои
Формации 9-10			Часть оолитовой серии			Юрские отложения			

манн (J. Turrill) в 1835 г. предложил их называть «неокомом» (латинизированное название г. Невшателя (Neosatum), Швейцария). Последнее название, служившее в начале стратиграфическим синонимом вельда, быстро заменило его и вскоре стало популярным именем нижней части мела.

Средняя часть английского разреза мела характеризуется преобладанием морских песчано-глинистых осадков, в отличие от карбонатной верхней части (и пресноводных образований нижней). Наиболее звучным названием для нее явился предложенный У. Фиттоном «гольт» (по местному наименованию темных глин в Кембриджшире, Англия: гольт (s.s.) — темные глины между нижними и верхними зелеными песками, ныне средний и верхний альб).

А. д' Орбиньи в 50-х годах прошлого века расчленил меловую систему на ярусы, частично используя уже существовавшую терминологию. Так, в качестве нижнего

яруса сохранился неоком, верхняя часть его была выделена в самостоятельный аптский ярус. Вместо гольта, в несколько расширенном варианте, был предложен альбский ярус. Для верхней части меловой системы были вначале выделены новые сеноманский, туронский и сенонский ярусы, а также установленный ранее Е. Дезором (E. Dezor) датский ярус. Позже из состава неокомского яруса А. д' Орбиньи выделил ургонский ярус, сохранив первое наименование для нижележащих образований; в свою очередь уже новый неоком последовательно был расчленен на валанжинский, берриасский и готеривский ярусы, причем каждый раз за оставшейся частью сохранялось название «неоком» (а ургон был заменен барремом).

Спустя некоторое время сенонский ярус был расчленен Г. Коканом (H. Coquand) на коньякский, сантонский и кампанский ярусы, к которым присоединился также маастрихтский ярус Е. Дезора. Однако практически для всего верхнемелового разреза в целом и отдельных его частей, когда он представлен фацией писчего мела, до сих пор используется термин «сенон» (по имени народа, населявшего г. Санс во Франции).

Так в составе меловой системы появились стратиграфические подразделения неоком и сенон — обычно более крупные, чем ярусы, и более мелкие, чем отделы, — которые могут иметь самые разные объемы. Неоком, по данным В. В. Друщица, понимался, по крайней мере, в семи значениях — от равного всему нижнемеловому отделу до адекватного только готеривскому ярусу. В нашем отечестве под этим термином специалисты обычно понимали сочетание нижних четырех ярусов (берриаса, валанжина, готерива и баррема); Лионский коллоквиум по стратиграфии меловой системы (1963) предлагал объединять им нижние три яруса. Учитывая столь неопределенное значение термина «неоком», Р. Рутш (R. Rutsch) и Р. Берги в 1955 г. совершенно справедливо предложили не использовать его в стратиграфическом смысле, что и было решено в 1966 г. Комиссией по стратиграфии мела МСК СССР в постановлении МСК (№ 7). Вероятно, то же в равной степени можно отнести и к термину «сенон». Тем не менее оба эти понятия продолжают применяться, особенно не стратиграфами, что приводит к путанице в понимании разреза и даже крупным ошибкам при структурных построениях.

Эволюция расчленения меловой системы на обособлении неокома и сенона не закончилась. В 1873 г. Е. Реневье составил сводную таблицу, выделив в ней два периода, каждый из которых включал две эпохи, в свою очередь объединявшие ярусы (табл. 31). Кроме того, П. Т. Хилл (P. T. Hill) в 1887 г. для серии морских отложений, развитых в штатах Среднего Запада (США) и примерно соответствующих аптскому, альбскому и нижней части сеноманского ярусов, предложил название «команчская система» (по имени могущественного племени североамериканских индейцев). Оно сохранило свое значение для территории Северной Америки, являясь в общем региональным стратоном (надгоризонтом?). В 1925 г. М. Г. Уилмарт (M. G. Wilmarth) предлагал в качестве мировых обозначений команч (для нижнего мела) и галф (для верхнего).

На II (Болонья, 1881) и III (Берлин, 1885) сессиях МГК живо обсуждался вопрос о мировой стратиграфической шкале мела и о положении гольта. Дискуссия развернулась между предложениями Португальской и Российской стратиграфических комиссий. Первая предлагала расчленять мел на два отдела, граница между которыми проходила бы в основании альбского яруса. Вторая отстаивала трехчленное деление системы, составляемой из неокома, гольта и верхнего мела. Большинство поддержали первый проект, однако рубеж между отделами был принят в основании сеномана (см. табл. 31).

Таблица 31. Варианты деления меловой системы на отделы

Период	Реневе, 1873		Португальский проект		Российский проект		Решения III сессии МГК, 1885						
	Эпоха	Ярус	Отдел	Ярус	Отдел	Ярус	Отдел	Ярус					
Верхнемеловой (Période Crétacique supérieure)	Сеноманская	Датский	Верхний	Датский	Верхний	Датский	Верхний	Датский					
		Маастрихтский		Маастрихтский		Маастрихтский							
		Кампанский		Сеноманский		Кампанский							
		Сантонский		Туронский		Сантонский							
		Коньякский		Туронский		Коньякский							
		Туронский		Сеноманский		Туронский							
Нижнемеловой (Période Crétacique inférieure)	Сеноманская	Ротоманский	Нижний	Альбский	Голцтеки	Альбский	Нижний	Альбский					
		Браконский											
		Альбский											
	Уронекая	Аптский (гаргаз)							Аптский	Аптский	Аптский	Аптский	Аптский
		Роданский											
		Барремский											
Неокомская	Готеривский	Неокомский	Неокомский	Неокомский	Неокомский	Готеривский							
	Валажжиский												
	Берриасский						Валажжиский						

На IV сессии МГК (Цюрих, 1896), обсуждавшей шкалы систем фанерозоя, Е. Ренвье представил шкалу каждой системы отпечатанной на бумаге особого цвета. С тех пор нижнемеловой отдел на геологической карте изображается темно-зеленым цветом, а верхнемеловой — светло-зеленым (остальные системы также стали окрашивать в специальные цвета).

Несмотря на существующее решение МГК, некоторые специалисты продолжали придерживаться иных взглядов. Так, Э. Ог в своих знаменитых «Основах геологии» расчленил меловую систему на три отдела (снизу вверх): нижний (Eocretace), или неоком, — в составе валанжинского (s. l.), готеривского, барремского и аптского ярусов; средний (Mesocretace) и сенон — из коньякского, сантонского, кампанского, маастрихтского и датского ярусов. Свое предложение Э. Ог объяснял правом приоритета, ибо д' Орбиньи вначале выделил неоком и сенон (при этом альб, сеноман и турон в них не входили), а также тем, что подобное деление, как он считал, отражает этапность аммонитовой фауны.

В 70–80-х годах нашего столетия идея трехчленного деления меловой системы получила новый импульс в результате осуществления исследований по проекту № 58 «Среднемеловые события» Международной программы геологической корреляции (1974–1983). К среднему мелу при этом обычно относят альб, сеноман, турон и коньяк, а в некоторых регионах присоединяют к нему и верхнюю часть аптского яруса. В. А. Красилов считает даже, что для упорядочения номенклатуры следовало бы дать ему название: например, «апальстон» (апт—альб—сеноман—турон). Однако различие стратиграфических объемов интервала разреза, предлагаемого обособлять в качестве среднемелового отдела разными авторами, делает в настоящее время нежелательным его признание, во избежание излишней дискуссионности и возможных ошибок в корреляции.

Но во всех официальных документах, в вариантах МСШ, на мелкомасштабных геологических картах и т. п. принято разделять меловую систему на два отдела — нижний и верхний, согласно мнению большинства современных специалистов.

Что же касается более дробного, чем ярусы, деления меловой системы, то в 20–40-х годах Л. Спэт предлагал последовательность родовых аммонитовых зон, в свою очередь состоящих из видовых (так, в современном нижнемеловом отделе намечались 22 родовые зоны). Эта позиция получила широкое признание особенно среди биостратиграфов. В 1943 г. С. В. Мюллер и Г. Г. Шенк разработали зональный стандарт меловой системы, основанный только на последовательностях искусственно совмещенных аммонитовых таксонов различных областей и провинций. В дальнейшем этот проект претерпел значительные изменения благодаря трудам многих палеонтологов.

Основные опорные разрезы

Меловая система по распространению уступает только четвертичной (рис. 29, 30). Она широко представлена в разрезах всех континентов, а также выстилает обширные площади океанического дна, являясь там наиболее древним членом осадочного слоя.

Стратотипическая область меловой системы — это в основном Франция. Для нижнего отдела — юго-восточная ее часть, для верхнего — Парижский бассейн.

Наиболее полный разрез нижнего мела характерен для субширотного прогиба (Воконтская впадина), протягивающегося от района границы с Италией севернее г. Ниццы

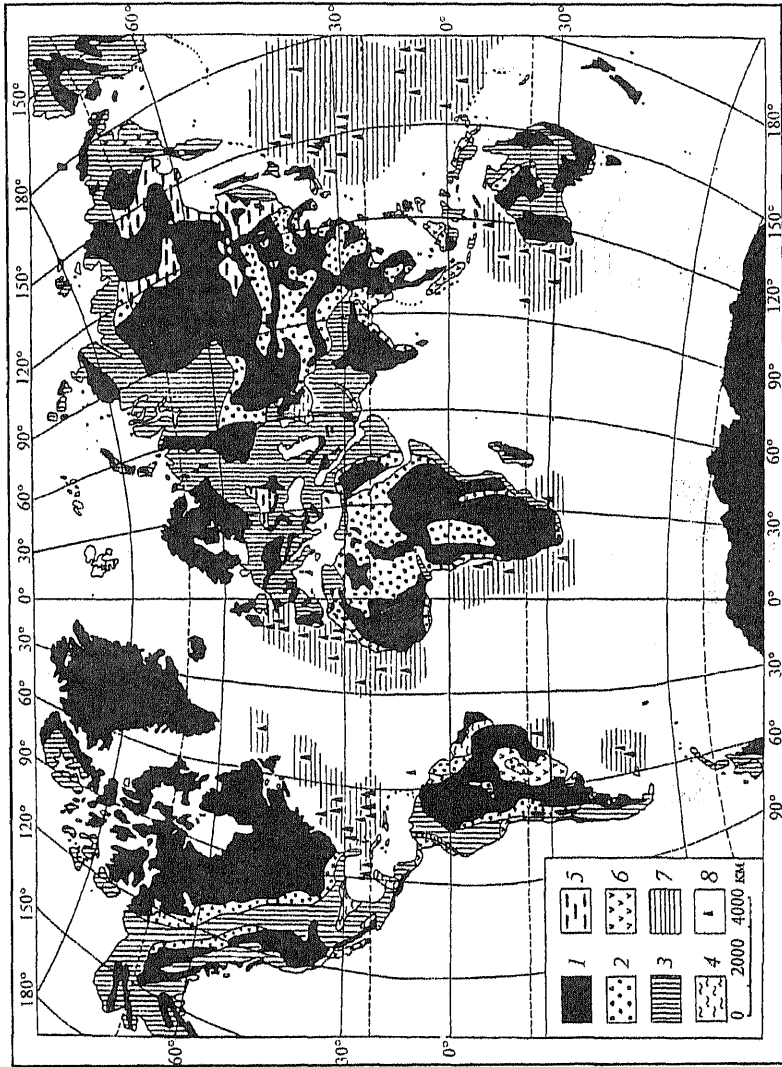


Рис. 29. Распространение нижнемеловых образований (Меловая система, 1986).

1 — области первичного отсутствия нижнемеловых пород; 2 — континентальные обломочные отложения; 3 — морские отложения; 4 — лагунные отложения; 5 — угленосные отложения; 6 — вулканогенные породы; 7 — нижнемеловые породы на дне океанов; 8 — буровые скважины, вскрывшие нижний мел на дне океанов.

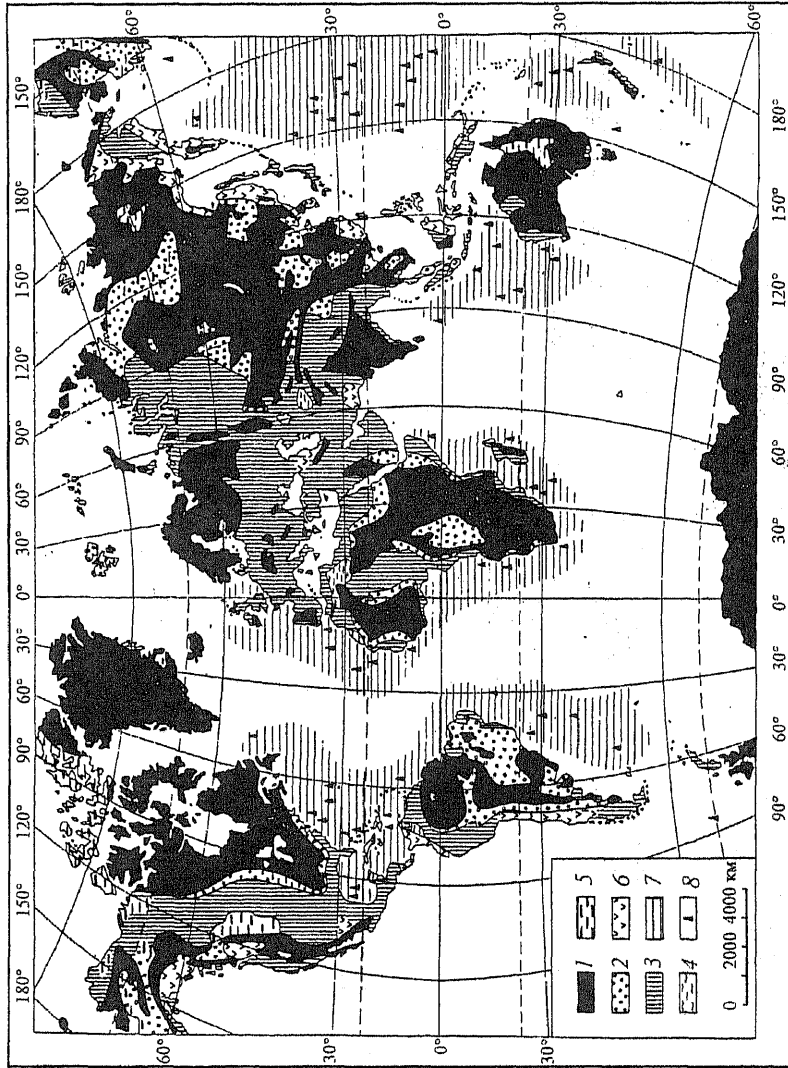


Рис. 30. Распространение верхнемеловых образований (Меловая система, 1986).
Условные обозначения см. к рис. 29.

на запад до Центрального массива через бассейн р. Роны, к югу от г. Гренобля. Он представлен светлыми (в отличие от темных юрских) желтоватыми или зеленоватыми глинистыми известняками или мергелями с прослоями глауконитовых песчаников и конкрециями в верхней части (до 2000 м). Среди биофоссилий преобладают гладкие аммониты и белемниты.

Южнее располагаются мелководные фации Прованса, образованные в основном глинистыми известняками внизу, выше — мощными ургонскими рифами (баррем—апг), замещаемыми к востоку глауконитовыми песчаниками. Последние завершают здесь нижнемеловой разрез. Севернее и западнее Воконтской впадины развиты области сложного замещения глубоководных мергелей и зоогенных известняков (до 600 м).

В Парижском бассейне и севернее, вплоть до Арденн и Англии, происходит общее сокращение полноты и мощности нижнего мела. Нижняя его часть (преимущественно берриас—готерив) представлена мелководными известняками, сменяемыми к северу континентальными (вельдскими) образованиями с флорой. Баррем почти повсеместно сложен пестроцветными, также континентальными породами. Выше, как правило трансгрессивно, залегают глинистые и песчаные глауконитовые осадки аптского яруса. Завершает нижнемеловой разрез наиболее трансгрессивный его член, залегающий на подстилающих толщах, вплоть до палеозоя, и представленный синими глинами гольта (альб).

Типичный верхний мел в Парижском бассейне начинается сложно построенным трансгрессивным терригенно-карбонатным, обычно глауконитовым сеноманом, с многочисленными и разнообразными органическими остатками (аммонитами, орбитолинами, устрицами и др.). В основании турона залегают песчаники, быстро сменяющиеся зоогенными и обломочными известняками (туренский туф) или мелоподобными мергелями с аммонитами и иноцеррамами. Верхняя, наибольшая часть, разреза представлена белым писчим мелом с прослоями кремневых стяжений (сенон).

Принципиально сходное строение верхнего мела распространено очень широко в пределах европейских и западноазиатских платформ — Западно-Европейской, Русской, Скифско-Туранской и, частично, на юге Западно-Сибирской.

Южнее Парижского, в Аквитанском бассейне, Пиренеях и Провансе, верхний мел образован более мелководными карбонатными отложениями с многочисленными рудистовыми постройками.

Меловая система полно и разнообразно представлена в складчатых сооружениях Альпийского пояса. Здесь преобладают морские фации, содержащие органические остатки, что позволяет более или менее уверенно сопоставлять их со стратотипами ярусов. Наиболее обоснованно они выражены в районах развития относительно мелководных осадков (Крым, Северный Кавказ, Колетдаг и др.). Нижняя часть в них представлена карбонатно-терригенными комплексами (берриас—готерив или баррем), средняя — преимущественно терригенными (глауконитовыми песчано-глинистыми или черными глинами, баррем—сеноман или турон), верхняя — фацией писчего мела (турон—маа-стрихт).

Отмеченные комплексы сложно замещаются формациями флиша, аспидных сланцев, вулканогенными, кремнистыми. Их соотношения далеко не всегда ясны, так как осложнены интенсивной складчатостью и значительными тектоническими перекрытиями, наиболее характерными для внутренних зон пояса (Атлас, Альпы, Динариды, Центральный Иран, Гималаи). В периферии альпийских сооружений заметную роль играют

красноцветные континентальные и эвапоритовые фации, особенно в нижнемеловом отделе.

На территории Русской платформы морские отложения нижнего мела приурочены в основном к отрицательным структурам синеклиз и прогибов. За пределами их широко распространены континентальные осадки с остатками флоры и отдельными прослоями морских пород. Наиболее типичными среди первых, вероятно, следует признать отложения Рязано-Саратовского прогиба. В нем преобладает чередование глауконитовых песчаников, алевритовых глин, оолитовых мергелей с прослоями конгломератов и фосфоритовых желваков, приуроченных к многочисленным перерывам. На севере (Печорская синеклиза) верхняя часть нижнего мела (апт и альб?) образована континентальными отложениями. Широко распространенные остатки аммоноидей позволяют очень подробно расчленять разрез нижнего мела Русской плиты, однако преобладание среди них борельных таксонов затрудняет корреляцию этих отложений с МСШ.

Верхнемеловой отдел в южных районах Русской платформы представлен преимущественно морскими фациями и распространен шире нижнемелового, обычно залегая на нем трансгрессивно. Существенно преобладают карбонатные породы — писчий мел, различные известняки, мергели. Кроме них, типичны опоки, трепелы, спонголиты и другие силициты. Песчано-глинистые осадки играют заметно меньшую роль. Песчаники преобладают в сеномане, глины — в кампане Прикаспия; кремнистые породы — в сантоне, кампане и маастрихте Саратовского Поволжья. Характерно наличие в разрезах верхнего мела желваковых фосфоритов и прослоев бентонитовых глин. Многочисленные остатки иноцератов и фораминифер надежно обосновывают корреляцию с западноевропейскими верхнемеловыми стратонами.

В чехле Западно-Сибирской плиты меловые отложения распространены очень широко и достигают мощности более 2000 м. Роль морских фаций возрастает снизу вверх по разрезу от развития преимущественно на северо-западе (в берриасе—раннем готериве) до охвата почти всей территории (в позднем мелу).

Нижний мел сложен в основании сероцветными глинами, алевролитами и песчаниками с маломощными прослоями известняков, бурых углей, по периферии конгломератов и, иногда, бобово-оолитовых, бобовых руд и бокситов. На юго-востоке преобладают красноцветы.

Верхний мел образован в центре глинисто-кремнистыми породами, замещающимися к югу мергелями. На северо-западе и северо-востоке преобладают песчано-алевритовые осадки с прослоями глин и, местами, оолитовыми железными рудами.

Сравнительная скудность находок руководящих окаменелостей делает сопоставление меловых отложений Западно-Сибирской плиты с МСШ мало надежным.

В пределах Восточной Сибири, Верхоянья и Колымского массива распространены преимущественно нижнемеловые угленосные и вулканогенные породы.

Меловая система очень полно представлена в горных сооружениях северо-восточных окраин Азии, протягиваясь от Берингова пролива до г. Владивостока (Меловая система..., 1986). Здесь она образована многокилометровыми, часто циклично построенными, преимущественно морскими толщами терригенных и вулканогенных пород. Среди них можно различать разрезы Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, Северного Приохотья, Анюйского, Омолонского районов и Чукотки, в которых для нижнего мела наряду с морскими типичны угленосные и вулканогенные образования. Верхнемеловой отдел образован преимущественно вулканогенными и пресноводно-континентальными

отложениями (морские встречаются только в северном Сихоте-Алине и Нижнем Приамурье).

На Сахалине, Курильских островах, Камчатке и в Анадырско-Корякской области меловая система образована в основном морскими терригенными породами.

Многочисленные остатки аммонитов, бухий, иноцерам и др. разрешают констатировать на Дальнем Востоке и Северо-Востоке России присутствие всех ярусов мела. Однако сложность геологического строения и фрагментарность находок биофоссилий, разделенных огромными интервалами разреза без окаменелостей, не позволяют сегодня говорить о положении границ стратонов МСШ и обоснованности их корреляции со стратотипами.

На Аляске и в Западных Кордильерах характер разреза принципиально похож на окраинно-азиатский. Это преимущественно мощные, чрезвычайно сложно построенные морские флишеидные и вулканогенные образования. Несколько особняком стоят районы Британской Колумбии и Скалистых гор, где преобладают осадочные породы. В первом Дж. А. Елецкий подробно расчленил нижнемеловые отложения на основании последовательностей видов бухий, а В. А. Захаров, выделив бухиазоны, детально сопоставил разрезы Северной Америки и Северной Евразии. Во втором верхнемеловой отдел детально изучен, подробно расчленен и может служить опорным для Бореальной области.

К меловому периоду приурочены колоссальные излияния базальтов на дне океанов и на поверхности континентов Южного полушария (Индостан, Южная Америка), а также создание Тихоокеанского наземного вулканоплутонического пояса. Мощная вспышка гранитоидного магматизма проявилась в коллизионных зонах Пацифики, с которыми связано крупнейшее рудообразование.

В самое последнее время М. А. Жарков с коллегами, анализируя палеоклимат мелового периода, особенно его средней части, наметил зональность распространения определенных осадков преимущественно неморского происхождения. Так, наиболее широко угленосные образования развиты на Северо-Востоке Азии (Сибирь, Чукотка, Забайкалье и бассейн Амура) и на Северо-Западе Северной Америки (Аляска, Запад Канады); красноцветы — на южной периферии материков Лавразийского и северной Гондванского ряда, расширяясь по площади и во времени с запада (Южная Америка) на восток (Юго-Восточная Азия). Грандиозное соленакопление приурочено в средней части системы к северному обрамлению Южной Атлантики и к северо-восточному Присредиземноморью (Аравия).

Подощва системы

Проблема определения стратиграфического положения основания меловой системы относится к наиболее сложным. Дискуссия по данному вопросу продолжается вот уже почти полтора столетия, со времени выделения А. Оппелем в 1865 г. титонского яруса.

Новокимммерийская фаза складчатости, особенно активно проявившаяся на рубеже юрского и мелового периодов в Средиземном палеогеографическом поясе, создала ряд покровно-складчатых сооружений и вызвала колоссальную регрессию, в результате которой были практически полностью нарушены связи экваториальных и субполярных морских бассейнов. Она привела к массовому вымиранию основных руководящих организмов юры — аммонитов и белемнитов — и видимому нарушению преемственности с меловыми их представителями. Одновременно стали более резкими различия биоце-

нозов в разобщенных морских бассейнах, что существенно осложнило корреляцию разновозрастных отложений различных палеохорий и стимулировало признание повышенной роли региональных (иногда даже местных) стратонив. Кроме того, очень часто к юрско-меловому рубежу примыкают горные породы различного генезиса, обычно разделенные значительными перерывами.

Помимо объективных причин, спорность положения границы систем усугублялась специфическим выделением А. Оппелем титонского яруса, для которого не был указан (и до сих пор не установлен) стратотип. Оно к тому же сопровождалось утверждением автора яруса, что эти отложения (содержащие частично и берриасские аммониты) следует поместить в юрскую систему ниже валанжинского яруса. Соответственно обособленный позже берриас с самого своего появления был обречен на неоднозначность положения в МСШ. Существенно различались также представления разных специалистов о требованиях, предъявляемых к границам между системами, и критериях их проведения. Куда следует относить интервал разреза с переходным палеонтологическим комплексом? Каково значение права приоритета и проч., и проч.?

Вопросу о стратиграфическом положении границы между юрой и мелом было посвящено множество книг, статей, международных, всесоюзных, межрегиональных и региональных совещаний. Наиболее важными из относительно современных следует назвать международные симпозиумы 1963 и 1967 гг. (Люксембург), 1963, 1973 гг. (Лион и Невшатель), 1967 г. (Москва, Ульяновск, Тбилиси), 1972 г. (Англия), 1977 г. (Болгария, Новосибирск, Тюмень, Ульяновск, Ленинград). На них большинством было принято, что юрская система в МСШ завершается титонским, а меловая начинается берриасским ярусом и что граница систем должна разделять эти ярусы. Однако конкретное место данного раздела в разрезе литосферы продолжало вызывать ожесточенные споры. Так, основываясь на приведенном выше высказывании А. Оппеля и на значительном различии аммонитовых сообществ берриаса и валанжина, некоторые предлагали проводить границу в подошве последнего. Другие стратиграфы в качестве данной границы указывали различные уровни внутри берриасского яруса.

В бассейне океана Тетис (стратотипической области для титонского, берриасского и валанжинского ярусов) в конце юры — начале мела последовательно развились три крупных аммонитовых комплекса, проходящих форм. Нижний, собственно титонский, включал роды, известные из более древних, юрских образований. Верхний, валанжинский, тесно связан с более молодыми, меловыми аммонитами. Средний же, берриасский, существенно отличался от первого и последнего. Кроме того, берриасский аммонитовый биоценоз сам по себе был также неоднородным и состоял из трех сообществ, более или менее отличавшихся друг от друга. Верхние два определили выделение двух биостратиграфических (и хроностратиграфических, стандартных) зон (*Timovella occitanica* и *Fauriella boissieri*). Что же касается нижнего, то традиционно он охватывал верхнюю зону титона (*Berriasella shaperei* или *B. jacobi*) и нижнюю берриаса (*Pseudosubplanites grandis*), разделить которые по палеонтологическим признакам было почти невозможно. В стратотипе же берриаса, переизученного Р. Бюснардо (R. Busnardo), Г. Ле Эгара (G. Le Hegarat) и Ж. Мане (J. Manet) в 1963 г., породы, подстилающие зону *P. grandis*, биофоссилий не содержат.

В результате возникло пять различных предложений проведения границы юрской и меловой систем: 1) традиционное — между зонами *Berriasella jacobi* и *Pseudosubplanites grandis*; 2) в основании зоны *Berriasella jacobi*, при объединении ее с вышележащей в одну зону *Pseudosubplanites grandis* (s.l.); 3) в основании зоны *Timovella occitanica*;

4) в основании зоны *Fauriella boissieri*; 5) в основании валанжинского яруса, рассматривая берриас в качестве верхнего подъяруса титона.

Все предложения были проанализированы на Международном симпозиуме в Лионе (Франция) и Невшателе (Швейцария) в 1973 г. Непримириная дискуссия заставила собравшихся обратиться к голосованию (сомнительному приему в научных спорах). Из 68 участников симпозиума 52 высказались за признание берриаса самостоятельным ярусом; 40 — за отнесение его к меловой системе; 27 — за проведение границы между системами в основании зоны *Berriasella jacobii*, при этом 45 человек поддержали предложение об объединении зон *B. jacobii* и *Pseudosubplanites grandis* в одну зону *P. grandis* (s. l.) и включении ее в берриас. Решение перечисленного большинства стало постановлением симпозиума: границу между юрской и меловой системами следует проводить в основании берриасского яруса, в подошве хронозоны *P. grandis* (s. l.).

В 1985 г. И. М. Тавера (J. M. Tavera) обосновал принятую точку зрения (в 1973 г. ее впервые высказал В. Л. Егоян) изучением разрезов Юго-Восточной Испании (рис. 31).

Там в относительно непрерывном разрезе свособразной фации «*Ammonitico rosso*»* наблюдается восемь последовательно сменяющих друг друга комплексов аммонитов. Они соответствуют биостратиграфическим зонам (табл. 32), нижняя из которых — нижнетитонская, верхняя — валанжинская, вторая — четвертая (снизу) — верхнетитонские, пятая — седьмая — берриасские. Границу между титоном и берриасом, соответствующую юрско-меловой, И. М. Тавера проводит между акмезоной *Durangites* и биоzoneй *Berriasella jacobii*. На этом стратиграфическом уровне в Испании систематический состав аммонитов резко меняется: для верхнего титона характерно распространение многочисленных видов 29 родов, для берриаса — виды 11 родов. Из них титоно-берриасскую границу переходят только 5 родов, и только один вид верхней зоны титона (*Durangites sutneroides* Tav.) поднимается в нижнюю зону берриаса.

В качестве лимитотипа границы он предлагает разрезы Сьерра Горда (Sierra Gorda) и Сьерра де Альта Колома (Sierra de Alta Coloma) сектора Сьерра де Гаена-Каркабу (Sierra de Gaena-Carcabueu), первый у г. Луцена, второй — у г. Лойа в Кордильере Бетик (Андалузские горы) между городами Гранда (на юго-востоке) и Кордова (на северо-западе).

Типичными разрезами, в которых данная граница может быть установлена, И. М. Тавера считает районы Юго-Восточной Франции, Западных Балкан в Болгарии,

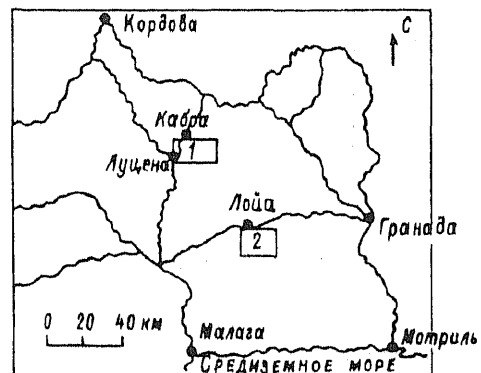


Рис. 31. Расположение предполагаемых лимитотипов границы юрской и меловой систем (по И. М. Тавера, 1985).

1 — Сьерра Горда; 2 — Сьерра де Альта Колома.

* «*Ammonitico rosso*» — обычно красноцветные песчаные известняки, переполненные раковинами аммонитов (вероятно, раковины испытали конденсацию в процессе захоронения).

Таблица 32. Зональное деление пограничных юрско-меловых отложений разных регионов

Enay et Geysant, 1975	Hoedemacker, 1982	Wiedmann, 1973	Company et Tavera, 1982; Oloriz et Tavera, 1983	Tavera, 1985	
	retrocostatum	callisto	otopeta	otopeta	Валанжин
	rarefurcata	picteti/malbosi	callisto	boissieri	Берриас
	occitanica	privasensis		andrussovi	
		euxina			
jacobi	euxina	jacobi	jacobi	jacobi	
durangites			durangites	durangites	Верхний титон
microcantum			transitorius	transitorius	
			simplicisphinctes	simplicisphinctes	
					Нижний титон

Штроберка в Чехии, Аппенин в Италии, Крыма на Украине и Джебела Нара в Тунисе; кроме того, типичными для проведения этой границы в платформенных фациях были названы районы Мадагаскара и Аргентины.

В качестве палеонтологического критерия положения границы между титоном и берриасом в лимитотипе И. М. Тавера указывает уровень исчезновения представителей подсемейства аммонитов *Paraulacosphinctinae*, появления многочисленных таксонов подсемейства *Berriasellinae*, а также существенного изменения в составе подсемейства *Himalayitinae*.

Однако, к сожалению, И. М. Тавера не приводит конкретных описаний разрезов предлагаемых им лимитотипов, что не позволяет определить точку границы. Кроме того, все биостратиграфические зоны Бетикских Кордильер отличаются удивительной обособленностью состава биофоссилий от вмещающих пород, которые почти не имеют общих видов, особенно в смыкающихся титонско-берриасских отложениях. Последнее позволяет предполагать наличие между ними перерыва, тем более что фация «Аппонитико тоссо» характеризуется конденсацией материала. В других районах, указанных в качестве типичных, также уровень проведения границы между юрской и меловой системами пока строго не определен.

Что же касается фаунистического обоснования положения границы систем, то в книге «Зоны меловой системы в СССР» (1989, с. 19) указано следующее: «Положение нижней границы (меловой системы. — В. П.) определяется как уровень, на котором практически исчезают *Perisphinctidae* (*Virgatosphinctinae*), *Aspidoceratidae* (*Aspidoceratinae*, *Simoceratinae*), сильно обедняются *Oppeliidae*, *Haploceratidae* и появляются типичные нижнемеловые *Neocomitidae*, развиваются *Spitiraeratidae* и резко обогащается состав *Berriasellidae*».

МСК и его меловой комиссией в 1965 г. было утверждено положение о проведении границы юрской и меловой систем между титонским и берриасским ярусами. Однако ряд отечественных специалистов (И. Г. и Н. Т. Сазоновы, В. А. Захаров и некоторые другие) в связи с тем, что большая часть территории России покрыта юрско-меловыми

и некоторые варианты проведения этой границы (И. М. Тавера, 1985)

Ю.-В. Франция	Тунис	Болгария—Крым	Средиземно-морье	Мадагаскар	С. и Юж. Америка
boissieri	breveti	boissieri	riasanensis	boissieri	damesi
		euthymi-dalmasi	euthymi		noduliferum
occitanica	neocosmoceras	privascensis	occitanica		
jacobi/grandis	occitanica	?			koeneni
	grandis	transitorius	chaperi-euxina	euxina	
	pseudogroceanum				
	chomeracensis				

?				hollandi	alternans (kossmatia, durangites, corongoceras)
chonet		transitorius			
----- ? -----		microcanthum	microcanthum		
			scruposus		internispinosum

отложениями Бореальной европейской палеобиогеографической области со специфической фауной, предлагают ввести в МСШ русские стратоны (волжский и рязанский «ярус», см. выше) или хотя бы границу систем проводить между ними. Однако данный стратиграфический уровень не совпадает с уровнем между титоном и берриасом, располагаясь, вероятно, значительно выше, и эта точка зрения разделяется меньшинством специалистов.

Деление меловой системы

Если расчленение на отделы остальных систем мезозоя и частично палеозоя в общем отражало закономерности седиментогенеза стратотипических областей, то отделы мела — результат договоренности специалистов на III сессии МГК в Берлине (1885). При этом принятое деление отличалось от поданных стратиграфическими комиссиями России и Португалии проектов (см. выше), основанных на особенностях литологических или палеонтологических характеристик мелового разреза этих стран. Таким образом, расчленение меловой системы на отделы является примером использования правила «разумного компромисса» В. Аркелла.

Нижний отдел. Нижний отдел меловой системы с момента его выделения в 1885 г. практически не изменял своего стратиграфического объема, лишь уточнялись его границы, особенно нижняя. Он объединяет 6 ярусов (берриасский ярус обособлен из валанжинского). Встречающиеся в нижнемеловых отложениях многочисленные и разнообразие аммониты достаточно характерны, однако вряд ли можно говорить о раннемеловом этапе их развития. Многие таксоны (надсемейства, семейства и подсемейства), судя по данным тома «Головоногие II» «Основ палеонтологии» 1958 г., пришли сюда из юрского периода, многие переходят в позднемеловую эпоху, и нет ни одного, который полностью относился бы к раннему мелу.

Нижнемеловому отделу соответствуют: в Японии — подразделения коти, арита и большая часть мякю; в Новой Зеландии — серии (отделы?) таитан и кларенс (большая

часть); в Канаде — ярусы миссисога и логан-каньон (большая часть); в США — отделы коахуила и команч (исключая терминальную часть верхнего яруса уошита) (табл. 33).

Таблица 33. Нижнемеловая система и ее стратиграфические аналоги на других континентах (по У. Б. Харленду и др., 1985)

Отдел	Ярус	Япония			Новая Зеландия		Канада	США	
Р ₁	Датский	Р			Р		Банкуэрро	Мидуэй	Р
	Верхний	Маастрихтский	К ₂	К 6β	Гетони	Хаумири		Мага	
		Кампанский		К 6α			Уракава		Пирипау
				Сантонский	К 5γ	Гейлский			
		Коньякский	К 5β	Мангау	Арована		Игл-форд		
		Туронский	К 4β			Мяко		Иггатери	Логан-каньон
			Сеноманский	К 4α	Мотуа		Уругава		
	Нижний	Альбский	К ₁	К 3β		Арита		Кларенс	Логан-каньон
		Аптский		К 3α	Тангаи		Коранга		
		Барремский		К 2		Коти		Миссисога	
		Готеривский	К 1						
		Валанжинский							
		Берриасский							
Титонский									
Р ₃	Титонский								

Берриасский ярус выделен Г. Коканом в 1871 г. и назван по дер. Берриас департамента Ардеш, которая находится в 100 км севернее г. Монпелье (Юго-Восточная Франция) и севернее которой расположен стратотип яруса (рис. 32). Однако впервые берриасские известняки упоминали М. де Мальбо (M. de Malbos) и Э. Дюма (J. E. Dupas) в 1846 г., а первое их описание составлено аббатом Эутимом, собравшим в них большой комплекс биофоссилий, который изучил и опубликовал в 1867 г. Ф. Ж. Пиктэ (F. G. Pictet). Эутим указывал, что между оксфордом и мергелями валанжина (мергели с *Belemnites latus*) залегают слои с богатым сообществом аммонитов и брахиоподами *Terebratula delphynoides*. Наличие последнего вида позволило Ф. Ж. Пиктэ включить эти слои в неоком, а затем соответственно и Г. Кокан также отнес свой ярус к меловой системе.

Уже вскоре после установления яруса его положение в МСШ стало дискуссионным. В 1889 г. А. Тука включил берриасские известняки в состав титонского яруса в качестве его верхнего подъяруса. Основанием для этого автор считал наличие в толще, располагающейся между верхним кимериджем и валанжинном, совместно аммонитов, типич-

ных для берриаса Г. Кокана и для титона (В. Л. Егоян предполагает, что, возможно, титонские формы располагались ниже берриасских в описываемой А. Тука 15-метровой пачке). Кроме того, А. Тука считал, что приоритет принадлежит А. Опелю, включившему слои с данными аммонитами в юру двумя годами раньше, чем Ф. Пиктэ, отнесший их к мелу.*

Спорность отнесения берриаса к меловой или юрской системе обусловлена главным образом недостаточной точностью определения данного стратиграфического интервала его исследователями (особенно XIX и первой половины XX в.), а также наличием палеонтологических таксонов различного вертикального диапазона (что типично для многих пограничных стратонав). Кроме того, свою лепту внесла и недостаточная изученность стратиграфического распространения неруководящих для данного стратона биофоссилий.

В 1907–1913 гг. вышла многотомная монография В. Килиана (W. Kilian), автор которой активно защищал принадлежность берриаса к меловой системе и включал его в валанжинский ярус в качестве нижнего подъяруса. Авторитет этого исследователя был столь велик, что большинство специалистов приняли данную точку зрения. Фактически ее обосновал Ж. Мазено (J. Mazenot) в 1939 г., детально изучивший аммониты, распространенные в пограничных отложениях юры и мела. Он расчленил берриас на три части: нижние две содержали представителей одних и тех же родов (*Berriasella*, *Dalmasiceras* и др); верхняя резко отличалась и включала аммониты, типичные для нижнего валанжина.** Изучение стратотипа берриаса Г. Ле Эгара в начале 70-х годов нашего столетия показало, что слои с типично берриасскими аммонитами располагаются под слоями с валанжинскими аммонитами. Корреляция же со стратотипом валанжина свидетельствует, что в последнем обнажаются лишь самые верхние слои берриаса. Поэтому предложение В. Килиана неправомерно. Намного раньше, еще в 1885 г., П. Шоффа предложил термин «инфраваланжин» для слоев, подстилающих валанжинский ярус в Португалии. Его также использовали в качестве синонима берриаса. Однако в настоящее время неясно соотношение инфраваланжина с берриасом, тем более что стало известно о соответствии нижней части валанжина (в его стратотипе) верхней части берриасского яруса. Отмеченное делает «инфраваланжин» термином, не имеющим стратиграфической определенности.

* Этим фактом и позже пользовались некоторые специалисты (В. В. Друциц, В. А. Вахрамеев, Й. Видман, Н. Г. Химшиашвили), обосновывая включение берриаса в юру (в титон). Однако, как показали Т. Н. Богданова и др. в 1989 г., что если строго следовать правилу приоритета, то первыми еще в 1846 г. М. де Мальбо и Э. Дюма поместили эти слои в меловую систему.

**Предложенное Ж. Мазено деление берриаса как бы объясняло построение В. Килиана и правомерность включения его в валанжинский ярус. Оно было поддержано рядом стратиграфов; у нас, в частности, В. В. Друцицем в 1966 г.



Рис. 32. Стратотипы меловых ярусов и лимитотипы границ системы (Меловая система, 1986, с дополнениями).

В нашем отечестве долгое время господствовала точка зрения В. Килиана и берриас включался в валанжинский ярус в качестве его нижнего подъяруса. Лишь после решений Лионского симпозиума (1963) берриас был признан самостоятельным ярусом в основании меловой системы постановлением меловой комиссии в 1964 г., которое было утверждено МСК в 1968 г.

Относительно деления рассматриваемого яруса существуют различные точки зрения. Болгарские и испанские исследователи Тетической области Евразии различают в нем три зоны (см. выше). Для Юго-Восточной Франции предлагалось выделять три подъяруса, соответствующих составляющим его зонам; при этом не объяснялся принцип обособления подъярусов и его отличия от критериев выделения зон. А. А. Сахаров в 1978 г. предложил расчленять берриас на два подъяруса, граница между которыми проходит примерно в подошве верхней зоны яруса (*Fauriella boissieri*), что обосновывается существенным изменением состава аммонитов на Северном Кавказе. В. Л. Егоян несколько раньше (в 1975 г.) обосновывал выделение также двух подъярусов, с границей под второй берриасской зоны (*Timovella occitanica*). Последняя точка зрения была принята Комиссией по стратиграфии мела МСК СССР и в 1979 г. введена в зональную стратиграфическую шкалу СССР (Постановление МСК..., 1981, № 19).

Дальнейшие исследования показали, что принятая зональная шкала СССР, составленная в ряде случаев из региональных, а иногда и местных подразделений (в частности, для мела) затрудняет корреляцию со стратотипическими районами и с материалами других стран. Поэтому были тщательно проанализированы все имеющиеся стратиграфические данные (Зоны меловой системы в СССР, 1989) и предложен проект нового зонального стандарта нижнемелового отдела, утвержденный МСК (табл. 34). По нему берриас на подъярусы не делится и состоит из трех хронозон (*Berriassella jacobii* — *Pseudosubplanites grandis*, *Timovella occitanica*, *Fauriella boissieri*), соответствующих биостратиграфическим зонам его стратотипа.

На Русской платформе меловую систему традиционно начинают рязанским горизонтом (или ярусом, по ряду авторов), который сопоставляется в основном с верхней хронозоной берриаса. По представлениям большинства, рязанский горизонт залегает на юге с перерывом, адекватным двум нижним хронозомам. И. Г. Сазонова и Н. Т. Сазонов, выделявшие кашпурский ярус (см. выше), коррелируют его с нижней хронозой берриаса.

Валанжинский ярус (*Valanginien*; использовались и другие написания валанжина: *Valengien*, *Valangien*, *Valendis*) выделен из отложений неокома Е. Дезором в 1853 г. и назван по замку Валанжъен у г. Невшатель (Швейцария), в окрестностях которого развиты обнажения, признанные типом яруса. Данный разрез образован чередованием различных известняков и мергелей, с большим количеством остатков бентосной фауны, но почти без аммонитов. Кроме того, позже в нем были обнаружены перерывы и, как отмечено выше, он включал и самую верхнюю часть берриаса.

В. Килиан разделял валанжин на три подъяруса (нижний адекватен современной верхней части берриаса) и отождествлял их с соответствующими зонами.

Слабый корреляционный потенциал стратотипа Е. Дезора послужил основанием Лионскому симпозиуму (1963) создать комиссию по изучению парастратотипического разреза в Воконтской впадине (Юго-Восточная Франция). Р. Бюснардо, Ж. П. Тьелуа (*J. P. Thieuloy*), М. Муллад (*M. Moullade*) в 1979 г. нашли и исследовали такой разрез у дер. Англэ (*d'Angles*) возле дер. Бар-ле-Ба (*Barret-le-Bas*), представленный переслаиванием мергелей, известняков и известковистых аргиллитов с многочисленными остатками аммонитов.

Таблица 34. Общая зональная шкала нижнего отдела меловой системы
(Постановления МСК..., 1997, № 27)

Ярус	Подъярус	Зона	Подзона	
Альбский	Верхний	Stoliczkaia dispar	Stoliczkaia dispar S. blancheti	
		Mortoniceras inflatum (M.)	Callihoplites auritus Husteroceras orbignyi Diploceras cristatum	
	Средний	Euhoplites lautus	Anahoplites daviesi Euhoplites nitidus	
		E. loricatus	Mojsisovicsia subdelaruei Dimorphoplites niobe Anahoplites intermedius	
		Hoplites dentatus	Hoplites spathi Lyelliceras lyelli Pseudosonneratia (Isohoplites) steinmanni	
	Нижний	Douvilleiceras mammatum	Otohoplites raulinianus Protohoplites (Hemissonneratia) puzosianus Cleoniceras (C.) floridum	
			Sonneratia (Eosonneratia) kitchini S. (Globosonneratia) globulosa	
			Leymeriella (Neoleymeriella) regularis L. (L.) tardefurcata	
		Leumeriellidae	Proleymeriella schrammeni	
	Аптский	Клансейский (верхний)	Hypacanthoplites jacoby Acanthoplites nolani	
			Гаргазский (средний)	Parahoplites melchioris Colombiceras crassicoatum — Epicheloniceras subnodosocostatum
		Бедульский (нижний)		Dufrenoya furcata Deshayesites deshayesi D. weissi — Procheloniceras albrechtiaustriacae D. tuarkyricus Turkmeniceras turkmenicum — Matheronites ridzewskyi
			Барремский	Верхний
		Нижний		
Готеривский				Верхний
	Нижний	Crioceratites loryi Acanthodiscus radiatus		
Валанжинский	Верхний	Teschenites callidiscus Himantoceras trinodosum Saynoceras verrucosum		
		Нижний	Thurmanniceras campylotoxum T. pertransiens T. otopeta	
			Берриасский	Fauriella boissieri Tirnovella occitanica Berriasella jacobii — Pseudosubplanites grandis

Основание валанжина в парастратотипе согласно перекрывает верхнюю подзону хронозоны *Fauriella boissieri*. Оно проводится по появлению видов, типичных для нижней зоны валанжина (*Thurmanniceras otoreta*), хотя выше данного уровня еще встречаются некоторые аммониты берриаса, а также кальпионеллы, фораминиферы и остракоды. Вообще же граница между берриасом и валанжином определяется в настоящее время уровнем смены родов семейства *Berriasellidae* (*Tirnovella*, *Berriasella*, *Fauriella*, *Blanfordiceras*), а также *Surites*, *Peregrinoceras*, *Bojarnia* родами семейства *Neocomitidae* (*Thurmanniceras*, *Kilianella*) и *Craspeditidae* (*Platylenticeras*, *Pseudogarnieria*, *Menjaites*, *Neotollia*, *Paratollia*).

К сожалению, не была зафиксирована точка глобальной границы подошвы валанжина, ее лимитотип. Использование только палеонтологических критериев ее проведения, естественно, не способствует стабильности МСШ. Так Ф. Хёдемакер (F. Hoedemacker) в 1982 г. в разрезах Юго-Восточной Испании, обнаружив валанжинские формы в составе подстилающих берриасских отложений, выделил новую зону и несколько понизил границу яруса.

Валанжинский ярус разделяется на два подъяруса, каждый из которых — на три хронозоны (см. табл. 34).

В принятой МСК в 1979 г. МСШ мела каждый подъярус валанжина соответствовал одной хронозоне. Увеличение количества последних произошло в основном за счет детализации их строения.

Готеривский ярус выделен Е. Реневе в 1873 г. и назван по дер. Отерив (Hauterive) около г. Невшателя (Швейцария), где находится его стратотип. Автор не привел детального описания типичного разреза, указав лишь последовательность пород с окаменелостями (4 слоя), которые залежали на валанжине и покрывались барремскими известняками с рудистами.

То ли в силу того, что стратотип почти не содержал руководящих аммонитов, то ли потому, что готерив последним был выделен из неокома, но МСШ этого яруса претерпела длительную и сложную перестройку.

Вначале Е. Баумбергер (E. Baumberger) и Г. Мулен (G. Moulin) в 1898 г. разделили ярус на два подъяруса, проведя границу между ними в основании слоя три Е. Реневе. Затем Е. Баумбергер в 1901 г. доказал, что слой один Е. Реневе — желтые мергели с *Ammonites astierianus* — является еще валанжинским. Примерно в то же время В. Паке (V. Paquier), изучая в долине р. Роны (Юго-Восточная Франция) гораздо более представительный разрез, чем стратотип готерива, разделил его на две аммонитовые зоны (нижнюю — еще на три подзоны).

В 1907–1913 гг. В. Килиан предложил новую стратиграфическую схему готеривского яруса, в которой готерив состоял из двух подъярусов и двух аммонитовых зон в каждом подъярусе.

Э. Ог в 1911 г., на основании распространения в верхнеготеривском подъярусе представителей барремских аммонитов, ограничил ярус лишь его нижним подъярусом. Однако Л. Спэт не согласился с Э. Огом и в 1924 г. вернулся к объему яруса, предложенному В. Килианом, но различал в нем 4 подъяруса и 15 зон.

С. В. Мюллер и Г. Г. Шенк в 1943 г., в своем стандарте меловой системы, опустили кровлю готерива в основание верхней зоны В. Килиана (*Pseudothurmannia angulicostata*). Этой точки зрения долгое время придерживались советские стратиграфы. Однако в 1961 г. В. В. Друщиз доказал предпочтительность деления В. Килиана как наиболее

обоснованного. Его позицию поддержали французские стратиграфы, утверждая, что, во-первых, если следовать С. В. Мюллеру и Г. Г. Шенку, то в стратотипе часть пород придется передать баррему, а во-вторых, состав аммонитов обеих зон верхнего готерива столь близок, что можно «потерять» границу ярусов.

В дальнейшем, по предложению Лионского симпозиума (1963), был установлен парастратотип готеривского яруса с многочисленными аммонитами в районе г. Салер в Высоких Альпах (Юго-Восточная Франция). Он был детально изучен М. Мулладом и Ж. П. Тьелуа в 1967 и 1973 гг. и является в настоящее время основой МСШ готеривского яруса (табл. 35). При этом границы яруса, по сравнению с предложением В. Килиана, не изменили своего стратиграфического положения. В готериве выделяется нижний подъярус с четырьмя хронозонами и верхний — с тремя.

Таблица 35. Зональное деление парастратотипа готеривского яруса (по Ж. П. Тьелуа из «Зон меловой системы в СССР», 1985)

Ярус	Подъярус	Зона
Готеривский	Верхний	<i>Pseudothurmannia angulicostata</i>
		<i>Plesiospitidiscus ligatus</i>
		<i>Subsavnella sayni</i>
	Нижний	<i>Lyticoceras nodosoplicatum</i>
		<i>Olcostephanus jeannoti</i>
		<i>Crioceratites loryi</i>
<i>Acanthodiscus radiatus</i>		
Валанжинский	Верхний	<i>Neocomites (Teschinites) callidiscus</i>

М. В. Какабадзе, являясь сторонником биостратиграфической сущности подразделений МСШ, предложил зональный стандарт готерива (см. табл. 34) для территории бывшего СССР. В нем границы яруса и подъярусов совпадают с западноевропейскими. В нижнем готериве предлагаются две зоны: нижняя, равная парастратотипу (но с бинарным названием), и верхняя, равная трем зонам парастратотипа. В верхнем готериве предлагается выделять также две зоны, нижняя из которых полностью адекватна французской, но имеет другое название; верхняя — адекватна двум зонам парастратотипа. Свои построения М. В. Какабадзе основывает на распространении преимущественно кавказских аммонитов, считая, что французские у нас редки. Однако при этом забывается о хроностратиграфической природе МСШ и ее функции общемирового языка. Применяемый М. В. Какабадзе подход неизбежно осложнит корреляцию разновозрастных отложений и приведет к излишним дискуссиям.

Подошва готеривского яруса проводится на основании появления представителей родов *Acanthodiscus*, *Savnella*, *Crioceratites*, *Spitidiscus*. Из валанжина этот уровень переходят отдельные виды *Leopoldia*, *Oostrella*, *Endemoceras*.

Основание верхнего готерива определяется уровнем появления представителей рода *Subsavnella* и исчезновения последних *Leopoldia* и *Endemoceras*.

Барремский ярус был выделен Г. Коканом в 1862 г. в определенном смысле по ошибке. Автор, вероятно, посчитал, что в разрезе мела Франции между неокомом (позже

готеривом) и ургоном располагаются «известняки со *Scaphites yvanti*», которые и были им названы барремским ярусом.* Название происходит от дер. Баррем (Barreme), расположенной в бассейне р. Дюране, в 80 км северо-западнее г. Ниццы департамента Нижние Альпы (см. рис. 32). Судя по приведенному Г. Коканом списку окаменелостей, его баррем охватывал современные верхний готерив и баррем.

В 80-х годах XIX — первом десятилетии XX в. В. Килиан с учениками сократил баррем до современного объема и предложил разделять его на два подъяруса, каждый из которых состоял из двух зон.

Э. Ог в 1911 г. возвратился к предложению Г. Кокана, расширив барремский ярус до первоначального объема.

На этом дискуссии по данному вопросу не закончились. Л. Спэт поддержал в 1924 г. В. Килиана и увеличил количество зон до шести. С. В. Мюллер и Г. Г. Шенк в 1943 г. «опустили» подошву килиановского баррема на одну зону (*Pseudothurmannia angulicostata*). Последнюю точку зрения долго разделяли наши соотечественники. Однако после проведения в 1963 г. в Лионе Международного симпозиума и доклада В. В. Друщица, меловая комиссия МСК СССР приняла точку зрения В. Килиана.

Неоднократное изменение представлений о стратиграфическом объеме барремского яруса и длительные дискуссии на эту тему объясняются различием принципов выделения ярусов (и, следовательно, остальных единиц МСШ) у разных стратиграфов. Э. Ог прежде всего опирался на право приоритета. В. Килиан исходил из примата закономерностей распространения остатков руководящих ископаемых в разрезе. С. В. Мюллер и Г. Г. Шенк пытались применить компромиссное решение. Формально, вероятно, прав был Э. Ог, определявший баррем так же, как его автор Г. Кокан. Однако стратиграфическая общественность последовала за В. Килианом, в силу прежде всего его громадного авторитета.

Рассмотренный пример достаточно отчетливо свидетельствует о субъективности построения МСШ в ряде случаев и об огромной роли личности в разрешении ее спорных положений.

К Международному симпозиуму в г. Лионе (1963) Р. Бюснардо переизучил стратотип баррема и его гипостратотип, находящийся в Воконтской впадине между деревнями Баррем и Англэ. Он обосновал выделение двух подъярусов, нижний из которых состоит из трех, а верхний — из четырех зон (см. табл. 34). Существенный недостаток стратотипа заключается в задернованности (10 м) местности между последними находками вида-индекса верхней зоны готерива и первым появлением видов-индексов нижней зоны баррема.

Палеонтологически подошва барремского яруса определяется стратиграфическим уровнем, ниже которого исчезают представители рода *Pseudothurmannia*, а выше — появляются представители *Holcodiscidae*. Р. Бюснардо писал: «Мы начинаем баррем с этого уровня с появлением настоящих *Barremites*... и *Holcodiscus*» (цит. по: Зоны меловой системы в СССР, 1989, с. 97).

Нижний подъярус соответствует преимущественному распространению представителей семейства *Holcodiscidae*, верхний — *Pulchelliidae*.

Расчленение стратотипа баррема в данном случае может одновременно служить МСШ данного яруса (лишь требуется уточнить положение лимитотипа его подошвы).

* На самом деле ургон — фация органогенных (орбитолиновых, коралловых, рудистовых и др.) известняков, замещающая бассейновые фации с аммонитами барремского и аптского ярусов.

Эта точка зрения отражена в проекте новой стандартной шкалы меловой системы, предложенном меловой комиссией МСК. Автор барремской части проекта, Э. В. Коте-тишвили, использует также дополнительные стратоны — надзоны, соответствующие подъярусам. Вероятно, такое предложение является излишним.

Аптский ярус был выделен А. д' Орбиньи в 1840 г. и назван им по г. Апт в департаменте Воклюз (в 60 км севернее г. Марселя) во Франции (см. рис. 32), около которого расположены обнажения данного яруса.

Первоначально д' Орбиньи отнес к апту глины с пликагулами. Несколько позже, в 1842 г., объем яруса был расширен его автором за счет включения «устричных глин» (в настоящее время нижнебарремских) и «черепичных глин» (сейчас среднеальбских). При этом неокомский ярус объединял две части: неокомскую (внизу) и аптскую (вверху). В 1852 г. д' Орбиньи включает в апт известняки с крупными аммонитами и дает перечень характерных для яруса аммонитов (преимущественно ниже- и среднеаптских). В результате аптский ярус «приобретает статус вполне самостоятельного яруса, занявшего... место в шкале между неокомом и альбом» (Зоны меловой системы в СССР, 1989, с. 121).

В 1854 г. Е. Реневье нижнюю часть апта выделил в самостоятельный роданский ярус (названный по дер. Роданием в районе Высокой Марны, у г. Бельгард на р. Энс, Западная Швейцария). А. Торкапель (A. Torgapet) предложил для него название «круас» (по дер. Круас в департаменте Ардеш, Франция). В. Килиан в 1887 г. разделил аптский ярус на два подъяруса: нижний — воконт (названный по Воконтской впадине на юго-востоке Франции) и верхний — гаргаз (по дер. Гаргаз в Юго-Восточной Франции). А. Тука в 1888 г. предложил в нижнеаптском подъярусе выделять родан и бедуль (по дер. Ля Бедуль в департаменте Буш-дю-Ром на юго-востоке Франции).

Наконец, в начале нашего века трудами В. Килиана и Ш. Жакоба (Ch. Jacob) были разработаны приблизительно современные представления о строении нижней части аптского яруса. Они были почти общепринятыми до Лионского симпозиума 1963 г. Альбский ярус при этом начинался с клансейского горизонта, выделенного Ш. Жакобом в 1907 г. у дер. Клансей, в 12 км северо-западнее г. Апта, в департаменте Дром (Юго-Восточная Франция), где он представлен желтовато-зеленоватым кварц-глауконитовым песчаником с желваками фосфоритов и характерными аммонитами. Клансейский горизонт трансгрессивно перекрывает гаргазский подъярус.

Против точки зрения В. Килиана и Ш. Жакоба выступили А. Гейм, Э. Ог и А. Д. Нацкий, особенно последний, включавший клансей в апт. В 1947 г. М. Брейстроффер (M. Breistroffer) доказал большее сходство аммонитов клансея с аптскими, чем с альбскими, и предложил «поднять» границу с альбом в его кровлю. Последняя точка зрения была поддержана Лионским симпозиумом, который сохранил деление апта на два подъяруса: бедульский, или нижний, и верхний, состоящий из гаргаза и клансея.* Объединение в один верхний подъярус указанных подразделений вряд ли целесообразно, ибо они, как и бедуль, палеонтологически специализированы.

Палеонтологически аптский ярус обособляется преобладанием плоскоспиральных аммонитов с исходным типом четырехлопастной линии. Распространение семейства *Cheloniceratidae* (s. s) почти совпадает с его границами.

* В нашем отечестве относительно состава аптского яруса и положения клансея также велись ожесточенные дебаты. Они завершились после выхода в свет в 1977 г. специальной монографии В. Л. Егояна, посвященной клансею Кавказа. Было принято решение об отнесении последнего к аптскому ярусу, а в 1979 г. — об обособлении его в качестве самостоятельного верхнего (третьего) подъяруса (Постановления МСК..., 1981, № 19).

Однако ни д' Орбиньи, ни его последователи не придавали большого значения строгому обоснованию положения границ стратона, что привело к активным дискуссиям, продолжающимся до сих пор. Им способствовало также отсутствие в стратотипической местности (в Юго-Восточной Франции) разреза, в котором были бы представлены отложения всего яруса и его границы, оптимально охарактеризованные остатками аммонитов. Подобные разрезы были обнаружены позже в Туркмении — Копетдаг и Туркыр, а также на Северном Кавказе.

Особенно спорной является нижняя граница аптского яруса из-за отсутствия непосредственного согласного сочленения слоев с типично барремскими и аптскими аммонитами в стратотипической местности обоих ярусов.

Традиционно подошва яруса определялась уровнем появления представителей рода *Deshayesites*. В английских и германских разрезах под слоями с дегезитами (s. s) были установлены породы, которые содержали их предковые таксоны рода *Prodeshayesites* и также были отнесены к апту.

Еще в 20-х годах XX в. в Грузии А. И. Джанелидзе, а затем И. М. Рухадзе обнаружили своеобразный комплекс аммонитов, расположенный под слоями с дегезитами и образованный видами нового рода *Colchidites* (во Франции он включался в состав различных родов и встречался там редко). Эту часть разреза отнесли к апту.

В 1936 г. в Закаспии Н. П. Луппов под слоями с дегезитами обнаружил слои с аммонитами, содержащими колхидитов, а над ними — распространение оригинальных аммонитов, позже, в 1963 г., выделенных С. З. Товбиной в новый род *Turkmeniceras*. Последний пока встречен только восточнее Каспийского моря. Все отмеченные слои Н. П. Луппов и его коллеги относили к барремскому ярусу. С. З. Товбина рассматривала последовательность аммонитов в Туркмении как филогенетический ряд от типично барремских (*Heteroceras*) к колхидитам, затем туркменицерасам и, наконец, типично аптским дегезитам. При этом род *Turkmeniceras*, непосредственный предок *Deshayesites*, она включила в одноименное семейство (М. В. Какабадзе и Й. Видман считают, что *Turkmeniceras* занимает определенное место в филогенетическом ряду *Hemihoplitidae*).

Если барремский возраст колхидитов, благодаря исследованиям М. В. Какабадзе, Э. В. Котетишвили, Т. Н. Богдановой и др., был признан во второй половине 60-х годов XX в., то положение *Turkmeniceras* все еще дискуссионно. Включение этого рода в семейство *Deshayesitidae* позволило В. Л. Егояну, И. А. Михайловой, Г. Г. Мирзоеву настаивать на отнесении его к апту и совмещении подошвы последнего с уровнем появления *Turkmeniceras* (что и было принято меловой комиссией МСК в 1979 г.). Однако Т. Н. Богданова доказала, что лона *Turkmeniceras turkmenicum* подстилает в Закаспии слои с наиболее примитивными дегезитами (рода *Prodeshayesites*), уверенно коррелируемыми с аналогичными частями разреза Германии и Англии, начинающими там апт. Кроме того, пограничные зоны берриасского и аптского ярусов Туркмении и Кавказа (особенно Грузии) надежно сопоставляются и граница между ними проводится под слоями с бесспорными дегезитидами.

Международными коллоквиумами по границам меловых ярусов (в Копенгагене и в Брюсселе) в качестве одного из претендентов на лимитотип данного раздела принят разрез г. Кельдже, в 250 км северо-восточнее г. Красноводска (Туркмения), между лонами *Turkmeniceras turkmenicum* внизу и *Prodeshayesites turkyricus* вверх.

Следует признать, что окончательно этот вопрос еще не решен и однозначное его решение видится в принятии единственного лимитотипа данной границы путем соглашения специалистов.

Нижнеаптский (бедульский) подъярус в общих чертах совпадает с распространением представителей семейства *Deshayesitidae*. Однако смена последнего семейством *Parahoplitidae* охватывает определенный интервал разреза (зону *Aconeseras pisum* либо адекватные ей *Dufrenoya furcata* или *Troaesch bowetbanki*), в связи с чем во французских схемах подошва среднеаптского (гаргазского) подъяруса проводится в основании его, а в отечественных схемах — в кровле.

Среднеаптский (гаргазский) подъярус отличается господством остатков подсемейств *Colombicerafinae* и *Parahoplitinae*.

Верхнеаптский (клансейский) подъярус характеризуется преобладанием раковин представителей подсемейства *Acanthohoplitinae*, появление в разрезе которых определяет положение его подошвы.

Стратотип яруса представляет собой серию разрозненных обнажений. Основной разрез расположен в 2–4 км северо-западнее г. Апта, на склонах холма Гаргаз (юго-восточнее дер. Гаргаз), вершина которого слагается уже альбом. Дополнительные разрезы находятся: для нижнего апта — в районе дер. Бедуль, для верхнего апта — у дер. Клансей. Однако в них почти не охарактеризованы аммонитами нижние слои яруса и большая часть гаргаса, а верхняя часть клансея отсутствует и обнаружена лишь в 1907 г. Л. Колле (L. Collet) в разрезах у г. Ганновера.

Предлагаемый в настоящее время зональный стандарт аптского яруса (см. табл. 34) предусматривает выделение девяти хронозон.

Альбский ярус был выделен А. д' Орбиньи в 1842 г. и поименован по латинизированному названию правого притока р. Сена Об—Альба (Alba), в бассейне которого находились типичные для этого яруса обнажения. Несколько позже, в 1852 г., д' Орбиньи опубликовал список характерных для яруса аммонитов и указал районы Франции и Англии, где этот стратон отчетливо выражен (Зоны меловой системы в СССР, 1989).

Альбский ярус в Западной Европе представлен преимущественно морскими мелководными отложениями Европейской палеозоогеографической области, чрезвычайно богатыми остатками аммонитов и других групп фауны. Они тщательно изучались многими палеонтологами, в результате чего этот ярус удалось очень детально расчленить и надежно скоррелировать даже стратоны низкого ранга (подзоны) на обширных пространствах. Альбский век примерно соответствует биозоне семейства *Hoplitidae*, включающего около 50 родов и подродов.

Нижняя граница яруса определяется как стратиграфический уровень, на котором исчезают представители родов *Diadochoceras*, *Ammonitoceras*, *Epicheloniceras*, *Nodosohoplites* и появляются виды родов *Bacaillella*, *Farnhamia*, *Prolemeriella*, *Leymeriella* и некоторых других. Лимитотип ее предложен Г. Оуэном (G. Owen) в 1979 г. Это обнажение у г. Фёрум в области Ганновер-Брауншвейг (Северная Германия). Там согласно на апте залегает подзона *Prolemeriella schrammeni* — нижняя из трех, образующих базальную зону альба (*Leymeriella tardefurcata*). У. Б. Харленд и др. в 1985 и в 1990 гг. определяют значение изотопного возраста данного уровня в 112–113 млн. лет.

Обилие аммонитов в альбских отложениях и четкая последовательность их комплексов в разрезе обусловили возможность выделения в нем подъярусов, адекватных встречаемости представителей определенных семейств (подсемейств, родов).

Нижний альбский подъярус соответствует биозоне семейства *Leumeriellidae*. До Лионского коллоквиума 1963 г. в состав нижнего альба входил и клансейский горизонт, перенесенный затем в верхний апт (см. выше).

Среднеальбский подъярус характеризуется преобладанием форм семейства *Hoplitiidae*.

Верхнеальбский подъярус объединяет слои, содержащие аммониты двух сильно различающихся комплексов: нижнего, представленного поздними голплитидами, и верхнего, образованного позднейшими килеватыми голплитидами.

Последний Е. Реневье в 1864 г. был назван враконским подъярусом (по местечку Вракон около Сент-Круа, Швейцария) и первоначально включался в сеноман. Но вскоре все специалисты «перевели» его в альб. Долгое время стратиграфы, особенно французские, делили альбский ярус на четыре подъяруса, выделяя в самостоятельный вракон. Однако Лионский симпозиум постановил трехчленное деление альба, и вракон вошел в верхнеальбский подъярус. Отметим при этом, что Е. Реневье определял стратиграфический объем вракона двумя верхними зонами альба (см. зональную шкалу, табл. 34). Позже М. Брейстрофер ограничил его одной, самой верхней зоной, что сейчас общепринято.

Г. Оуэн в качестве лимитотипа границы среднего и верхнего альба предложил контакт биостратиграфических зон *Anahoplites daviesi* (внизу) и *Dipoloceras cristatum* (вверху) в разрезе у г. Фолькстон (Южная Англия).

Что касается зонального деления альбского яруса, то прекрасное исследование А. А. Савельева и И. А. Михайловой (Зоны меловой системы в СССР, 1989) показывает, насколько этот вопрос сложен. Различные авторы используют для расчленения зоны, подзоны, а иногда и надзоны, понимаемые ими неодинаково. Кроме того, в зависимости от конкретной палеогеографической ситуации в разных районах, меняются степени связи между биостратонами, соответственно границы подъярусов непостоянны и одни авторы пограничную зону «опускают» вниз по шкале, другие «поднимают» вверх. Представляется, что подобное положение отражает сложную фациальную ситуацию стратотипической местности, а также чисто биостратиграфический подход к построению МСШ альба. Признание определяющего значения для проведения границ их лимитотипов сняло бы, вероятно, многие спорные моменты (тем более что для подошвы яруса и верхнего подъяруса таковые предложены).

Зональный стандарт МСШ альбского яруса представляет собой систему, состоящую из 7 зон, объединяющих 21 подзону (см. табл. 34). Для ряда зон и подзон в качестве типичных местонахождений предложены некоторые разрезы бывшего СССР. Так, например, для нижней части альба (зона *Leumeriellidae*) избран район Мангышлака.

Стратотип альба в виде единого разреза отсутствует. Он составляется из разрозненных естественных и искусственных обнажений Северной Франции и Юго-Восточной Англии, относящихся к Англо-Парижскому бассейну. Отложения данного яруса здесь трансгрессивно перекрывают апт и более древние слои. Они разделены на три свиты (снизу вверх):

1. Зеленые пески Оба. Глауконитовые пески и песчаники с прослоями хорошо окатанной кварцевой гальки («альбские драже»), 13–25 м. Относятся к нижней зоне альба (*Leumeriella tardefurcata* s. l.).

2. Тегулиновые глины Оба. Темно-серые и зеленовато-серые известковистые глины с прослоями глауконитовых песчаников и алевролитов, 50–55 м. Относятся к верхней части нижнего и нижней верхнего альба. Залегают на первой свите с перерывом.

3. Мергели Бриенн. Внизу — серые мергели Оба. Выше — более светлые мелоподобные мергели Оба, переходящие в писчий мел, 30–35 м. Относятся к верхнему альбу. Залегают на второй свите с перерывом.

Верхний отдел. С момента утверждения в 1885 г. на III сессии МГК двучленного деления меловой системы верхний ее отдел объединял семь ярусов: сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский и датский. Однако уже в 1897 г. А. Гроссувр (А. Grossouvre), основываясь на принципиальных различиях органического мира маастрихтского и датского веков, предложил включить датский в палеогеновый период. Так возникла «проблема датского яруса», существующая до сих пор.

Несмотря на то, что специального решения МГК о переносе датского яруса в кайнозой нет, большинство специалистов приняли последнюю точку зрения. Постоянными комиссиями МСК по стратиграфии палеогена в 1981 г. и мела в 1984 г., после всестороннего обсуждения этого вопроса, было принято решение об исключении датского яруса из меловой системы и включении его в палеоген. МСК в 1984 г. утвердил это положение своим постановлением (№ 22).

Таким образом, верхнемеловой отдел состоит из шести ярусов. В целом он отражает седиментационный цикл второго порядка (по В. А. Красилову) западной части Евразии, начинаясь сеноманской трансгрессией и заканчиваясь регрессией маастрихта. По особенностям органических остатков верхний мел также своеобразен: в начале его произошел «планктонный взрыв», приведший к значительным преобразованиям морских и континентальных биот и резкому вымиранию многих типично мезозойских групп фауны и флоры (и появлению кайнозойских). Тем не менее (см. ниже) отмеченные события позднемеловой эпохи происходили отнюдь не мгновенно, и потому границы данного отдела, так же как и абсолютного большинства рассмотренных выше стратонев, формальны и в той или иной степени дискуссионны. Например, по В. А. Красилову в Северной Атлантике смена кластического (нижнего мела) карбонатным (верхним мелом) приходится на верхний альб. В северной периферии океана Тетис — на турон. В Тихоокеанском поясе основной литолого-фациальный рубеж между преимущественно морским и преимущественно континентальным вулканогенно-терригенными разрезами в разных районах находится на различных уровнях в интервале альб—турон.

Верхнемеловому отделу на других континентах соответствуют: система галф — в США; ярусы даусон-каньон, виандо и банкуэро (частично) — в Канаде; системы раукумара и мага — в Новой Зеландии (см. табл. 33).

Нижняя граница верхнемелового отдела совпадает со стратиграфическим уровнем, разделяющим верхнюю хронозону альбского яруса (*Stoliczkaia dispar*) и нижнюю хронозону сеномана (*Mantelliceras mantelli*). Типичным для нее районом признается стратотип сеноманского яруса в окрестностях г. Ле-Ман, департамента Сарта (Франция). Палеонтологическим критерием служит исчезновение аммонитов рода *Stoliczkaia* и массовое появление представителей родов *Schloenbachia* и *Mantelliceras*. Лимитотип не определен.

Сеноманский ярус выделен А. д' Орбиньи в 1847 г. и назван по старинному названию Сеноманум (*Senomanium*) г. Ле-Ман департамента Сарта, Франция (см. рис. 32). Первоначально эти отложения им включались в турон, но значительные различия в комплексах аммонитов и рудистов между верхней и нижней частями «туронской» толщи привели к тому, что уже в 1847 г. каждая из них была признана самостоятельным ярусом.

В 1850–1852 гг. д' Орбиньи опубликовал список окаменелостей (809 видов), характерных для яруса, его литологические особенности и типичные районы его развития (кроме окрестностей Ле-Мана у г. Сен-Кале), а также уровни границ — поверхности перерывов, выражающих «геологические революции».

Учениками д' Орбиньи в 60-х годах прошлого века было обосновано деление сеномана на три подъяруса. Позже, в 1926 г., Л. Спэт предложил расчленить его на две родовые зоны аммонитов (*Mantellicerata* и *Acantocerata*), послужившие основанием для двучленного деления яруса. Ныне, после обсуждения на международных коллоквиумах 1976 и 1981 гг., вновь вернулись к трехчленному делению.

В 1857 г. Г. Кокан выделил самостоятельный ротомагенский ярус (названный по разрезу горы Святой Кaterины у г. Руана, который, по представлениям Е. Реневи, следовал за враконским). Однако оказалось, что ротомаген соответствует верхней части сеномана, и в настоящее время данный термин не употребляется.

В современном понимании, судя по материалам «Основ палеонтологии» (том «Головоногие»), сеноманский ярус примерно соответствует биоzone аммонитовых подсемейств *Mantelliceratinae* и *Neolobitinae*. Граница между нижним и средним подъярусами проводится на уровне исчезновения представителей родов *Mantelliceras*, *Mariella* и др. и появления *Acanthoceras*, *Euomphaloceras* и др.; между средним и верхним подъярусами — по появлению *Calyoceras naviculare*.

Стратотипическим районом сеноманского яруса является территория департамента Сарта, охватывающая пространство с городами Ле-Ман — Баллон — Тельини — Сен-Кале, объединяющая разрезы преимущественно песчаных мелководных фаций с орбитолинами (рис. 33).

Меловая комиссия МСК в 1979 г. утвердила проект зональной МСШ верхнего мела (табл. 36). Однако проведенные вслед за тем интенсивные исследования в России и особенно за рубежом существенно изменили наши представления о зональной последовательности верхнемелового отдела. Тем не менее в настоящее время международный стандарт еще не разработан. В проекте МСШ Й. Ремане 1998 г. все меловые ярусы отнесены к неофициальным подразделениям в связи с тем, что лимитотипы их нижних границ не установлены.

Туронский ярус был предложен А. д' Орбиньи в 1842 г. и до 1847 г. включал в себя также сеноман (см. выше). Относительно возникновения наименования у специалистов нет единства. В первом томе «Меловой системы» говорится, что оно происходит от древнего названия г. Тур-Турон (*Turonnes*). В «Геологическом словаре» и в сводке У. Б. Харленда и др. указывается, что оно соответствует названию древнеримской провинции Туронии (*Turonium*), ныне Турень.

Если для нижнемелового отдела и сеноманского яруса ортостратиграфической группой практически всеми признаются аммониты, то начиная с турона ведущими, по мнению многих, становятся иноцерамы. Так, Д. П. Найдин, один из лучших отечественных знатоков стратиграфии и фауны верхнего мела, указывал, что для стратификации сеномана наибольшее значение имеют аммониты и иноцерамы, для турона и коньяка — иноцерамы, для сантона — иноцерамы и белемниты, для кампана и маастрихта — белемниты и аммониты. Однако А. А. Атабекян, автор современного зонального стандарта верхнего мела, настаивает на том, что для всех верхнемеловых ярусов, кроме маастрихта, первенство должно сохраняться за аммонитами.

Д'Орбиньи, 1847	Межд. колл., 1976, 1981	Департамент Сарта (Франция)			Гроссувр, 1901; МСК, 1981	
		юго-запад	центр	северо-восток		
Турон		Мел с <i>Inoceramus labiatus</i>			Турон	
Сеноманский ярус	Сеноман	Мел с <i>Terebratella carantonensis</i>				Верхний
		Пески Бусс	Пески с <i>Catapygus obtusus</i>			
		Мергели с <i>Ostrea bauriculata</i>				
		Пески Перш			Сеноман	Средний
		Уровень с ракообразными ("Jalais" - hard ground)				
		Пески Мана	Пески и песчаники Мапа	Известняки Телпьи		
			Пески Ла Трюаля	Пески Ламсей		
	Глауконитовые глины с мшерадами Fe	Мергели Баллона	Глауконитовый мел с <i>Pecten asper</i>	Нижний		
Альб	Глаукониты с <i>Ostrea vesiculosa</i>					
Альб					Альб	

Рис. 33. Стратиграфическая схема сеноманского яруса в его стратотипической местности (департамент Сарта, Франция) по разным авторам (Меловая система, 1986, с дополнениями). Заптрихованный участок помещался А. д' Орбиньи в стратотипе сеноманского яруса в сеноман, а в стратотипе туронского яруса — в турон.

Подоснова туронского яруса дискуссионна, но критериями ее проведения все же можно считать уровень появления представителей семейства *Viscoceratidae* (аммониты), многочисленное распространение *Inoceramus (Mytiloides) submytiloides*, а также белемитов нижнего подразделения туронской лоны Восточно-Европейской платформы *Præactinocamus plenus triangulus*.

В 1901 г. А. Гроссувр разделил турон на два подъяруса, составившихся из аммонитовых зон. Для территорий Германии и Польши использовалось трехподъярусное деление туронского яруса (А. А. Атабекян предполагал, что их верхний подъярус уже коньяк).

Международными коллоквиумами 1976 и 1981 гг. было определено трехчленное деление яруса, что признается и проектом отечественного зонального стандарта (см. табл. 35).

Туронский ярус примерно соответствует био зонам аммонитовых семейств *Mammittidae*, *Viscoceratidae* и *Coilopoceratidae*. Граница между подъярусами совпадает с уровнем появления определенных видов аммонитов или их комплексов (между нижним и средним — *Collignonicerus woolgari*; средним и верхним — *Coilopoceras requienianum*, *Tongoboriceras rhodanicum*, *Lewesiceras mantelli*, *Scaphites geinitzi*).

Таблица 36. Схема зонального расчленения верхнемелового отдела (Постановления МСК..., 1981, № 19)

Система	Ярус	Подъярус	Зона
Меловая	Даний	Верхний	<i>Pachydiscus neubergicus</i>
		Нижний	<i>Acanthoscaphites tridens</i>
	Маастрихт	Верхний	<i>Bostrychoceras polyplacum</i> <i>Hoplitoplacentceras vari</i>
		Нижний	<i>Eupachydiscus levyi</i> <i>E. launayi</i> — <i>Inoceramus azerbaijanensis</i>
	Кампан	Верхний	<i>Inoceramus patootensis</i> <i>I. pinniformis</i>
		Нижний	<i>I. cordiformis</i> <i>I. undulatoPLICATUS</i>
	Сантон	Верхний	<i>I. involutus</i>
		Нижний	<i>I. schloenbachi</i>
	Коньяк	Верхний	<i>I. woodsi</i> <i>I. lamarcki</i>
		Нижний	<i>I. labiatus</i>
	Турон	Верхний	<i>Eucalycoceras pentagonum</i> <i>Acanthoceras jukes-brownei</i>
		Нижний	<i>A. rhotomagense</i> <i>Euomphaloceras cunningtoni</i>
	Сеноман	Верхний	<i>Mantelliceras mantelli</i>
		Нижний	<i>Submantelliceras saxbi</i>

Стратотип турона был составлен по разрозненным обнажениям и горным выработкам, часть которых сейчас засыпана, и потому в настоящее время указан быть не может. Стратотипическая местность имеет протяженность около 100 км в провинции Турень, на левобережье р. Луары, между городами Самюр и Монтришар. Разрез ее содержит множество перерывов (*hard ground*) и начинается песчаниками. Над ними залегают мергели с *Inoceramus labiatus*, которые в свою очередь перекрываются «туренским туфом» — зернистым слюдистым мелом, разновидностью известняковых моласс (Жинью, 1952). М. Жинью отмечает также, что туренский туф — легко обрабатывающийся строительный материал, из которого строились жилища троглодитов и большая часть средневековых замков долины Луары.

Коньякский ярус был выделен Г. Коканом в 1857 г. В 1856 г. Г. Кокан формацию писчего мела (сенон) Аквитании (Юго-Западная Франция) разделил по палеонтологическим признакам на три яруса, а последние по литологическим особенностям — на подъярусы. Нижний ярус расчленился на: 1) нижний подъярус — зеленовато-серые пески и песчаники, 2–3 м (типовой разрез у г. Ришмон к северо-западу от г. Коньяк); 2) средний — крепкие плитчатые известняки с устрицами, 30 м (пригороды г. Коньяк и окрестности г. Жевресак); 3) верхний — серовато-белый, с зеленоватыми пятнами, слюдистый мягкий мел с конкрециями разноцветных кремней, 65 м (на берегах р. Шаранты, в пределах Малой Шампани и в пригородах г. Коньяк).

В 1857 г. Г. Кокан первые два подъяруса объединил в коньякский ярус и привел его палеонтологическую характеристику (список типичных видов аммонитов, двусторок, брахиопод и морских ежей). Название яруса происходит от г. Коньяк (Cognac) департамента Шаранты, в окрестностях которого распространены типичные для него отложения (см. рис. 32).

А. А. Атабекян в 1991 г. указывал, что палеонтологическим критерием подошвы коньяка служит стратиграфический уровень исчезновения представителей родов *Subprionocyclus*, *Reesidites* и появления родов аммонитов *Forresteria*, *Barroisicerias*, *Pachydiscus*, *Metatissotia* и др. Д. П. Найдин отмечал также, что по иноцерамам эта граница ранее отождествлялась с основанием зоны *Inoceramus schloenbachii*; в настоящее время ее положение уточнено и соответствует подошве нижележащей зоны *I. rotundatus*.

А. Гроссувр в 1901 г. расчленил этот ярус на две зоны (*Parabevahites emscheris* и *Barroisicerias haberfellneri*). Позже, в 1960 г., основываясь на переизучении стратотипа коньяка, М. Серони-Вивьен (M. Seroni-Vivien) подтвердил такое деление, базирующееся на распространении аммонитов, рудистов и некоторых других групп ископаемых организмов. Однако характеристика разреза у г. Коньяк крайне неполная, многие факты взяты из литературы и в настоящее время не подтверждены. Современная стратификация не совпадает с произведенной Г. Коканом и, вероятно, охватывает лишь часть интервала, названного последним коньякским ярусом.

В Северной Германии, Польше, на юге Русской платформы, в Крыму, Копетдаге эта часть разреза верхнего мела представлена гораздо полнее, чем во Франции, но почти не содержит аммонитов. Наиболее стратиграфически важными признаются иноцерамы.

К. Шлютер (K. Schluter) в 1874 г. предложил на территории Северной Германии выделять эмшерский ярус (названный по р. Эмшер — притоку Рейна в Вестфалии, Германия) между туроном и сеноном — серые, относительно глубоководные мергели, с остатками аммонитов и иноцерамов. Стратиграфический объем этого яруса понимался по-разному: А. Д. Нацкий и А. Д. Архангельский считали эмшер адекватным коньяку; М. Жинью — то примерно соответствующим коньяку, то коррелирующимся с коньяком и сантоном. Вероятно, это специфическая фация с диахронными границами, которая не может претендовать на роль подразделения МСШ прежде всего по праву приоритета. В вестфальских разрезах она охватывает, скорее всего, коньякский ярус и самые низы сантона.

Современное представление о делении коньякского яруса на три подъяруса и четыре хронозоны, отражающих последовательность аммонитов, основано на синтезе данных по интервалу разреза между туронским и сантонским ярусами для территории Европы и запада Средней Азии.

Стратотипом яруса считаются обнажения над р. Шарантой в г. Коньяке (см. рис. 32). Они, по данным М. Серони-Вивьен, сложены (снизу вверх): 1) глауконитовыми косослоистыми рыхлыми песчаниками и песками, переходящими кверху в известковистые глауконито-кварцевые (6 м), которые залегают с перерывом на верхнем туроне; 2) песчанистыми детритовыми неяснослоистыми известняками, переполненными остатками мшанок, иглокожих, устриц (7–8 м). Выше согласно залегают сантон.

В первом томе «Меловой системы» (1986) отмечено, что принятое в Европе деление коньякского яруса сопоставить с расчленением стратотипа не удастся. «Несомненно лишь одно: разрез в г. Коньяке охватывает лишь небольшую часть коньякского яруса в современном понимании его объема» (с. 29). Вероятно, следует признать, что выделение коньякского яруса в настоящее время недостаточно обосновано и требует дополнительных исследований.

Сантонским ярусом Г. Кокан в 1857 г. назвал третий (верхний) подъярус своего нижнего яруса, выделенного в составе сенона Аквитании (см. выше). Название происходит от г. Сент (Saintes) в департаменте Приморская Шаранта (Юго-Западная Франция). Несмотря на то, что автор дал конкретную палеонтологическую характеристику яруса,

Д. П. Найдин считает его наименее биостратиграфически обоснованным (в Европейской палеобиогеографической области — ЕПО) из-за обычно плохой обнаженности, редкости полных его разрезов и бедности биофоссилиями.

Проведение нижней границы яруса обосновывает, по А. А. Атабекяну, появление вида аммонитов *Placenticerus polyopsis*, биозона которого соответствует сантону. Д. П. Найдин отмечал, что подошва его совпадает в разрезах Русской платформы и ее южного и восточного обрамлений с основанием зоны *Inoceramus undulatoPLICATUS* (в западных разрезах), на котором меняется состав иноцерамов и фораминифер.

Стратификация яруса наиболее разработана по распространению белемнитов, иноцерамов и морских ежей на северо-западе Германии, где часто этот ярус выделяется как «гранулитовый мел» и где устанавливается три его подъяруса. В отечественной практике принято деление сантона на два подъяруса (нижний соответствует нижнему и среднему германским). В проекте МСШ мела предлагается выделять два подъяруса, но одну зону (*Placenticerus polyopsis*) или две несмыкающиеся зоны, что вряд ли можно считать удачным. Другой вариант (Д. П. Найдина с коллегами), основанный на разрезах ЕПО (табл. 37), предполагает расчленять нижний подъярус на зоны *Inoceramus undulatoPLICATUS* (внизу) и *I. cardissoides*; верхний подъярус соответствует зоне *Goniot euthis granulata* и *Inoceramus patootensis* (в нижней ее части в Крыму и Мангышлаке выделяются слои с *Uintacrinus*, а в верхней — слои с *Marsupites*).

Положение стратотипа яруса неясно. Так, Г. Кокан отдавал предпочтение обнажению у г. Жеврисак, на выходе дороги из г. Коньяк в г. Сент-М. Серони-Вивьен приводил разрез обрывов берегов р. Шаранты в 5–6 км западнее Коньяка. Наиболее полный разрез находится в развилке дорог близ Жевресака. В нем обнажаются (снизу вверх):

- 1) желтовато-белые мелоподобные известняки с устричниками в основании (10 м); задерновано (8 м);
- 2) известняки с устрицами (3 м);
- 3) глауконитовые известняки с обломками иглокожих и мшанок (4 м).

Однако Дж. ван Хинте (J. van Hinte) в 1965 г. отмечал, что приведенный выше разрез соответствует коньяку Г. Кокана. Сантонский же тип — белесые известняки с кремнями — вскрыт вдоль дороги № 141 западнее г. Сента (Меловая система, 1986).

Следовательно, в настоящее время точное место стратотипа не установлено. Необходимы обстоятельные исследования в стратотипической местности. Приводимые же данные свидетельствуют о том, что в Аквитании пока обследованы лишь части стратиграфического интервала, которые понимаются как сантонский ярус.

Кампанский ярус был установлен Г. Коканом, который в 1857 г. верхнюю часть сенонского песчого мела разделил на кампанский ярус (внизу) и дордонский (вверху). Первый получил название «не от Шампани Парижского бассейна, знаменитой своими винами, но от небольшой цепи холмов, расположенной около Коньяка, которая также называется “Шампань” (Гран-Шампань. — В. П.) и откуда происходит ликер “тонкое шампанское”» (Жинью, 1952, с. 357). Второй — от департамента Дордон (Юго-Западная Франция). Вскоре было установлено, что большая часть дордона аналогична значительно ранее выделенному маастрихтскому ярусу. Кампанский же ярус соответствовал части сенона (второму ярусу Г. Кокана), называемой «мягким (или нежным) мелом с устрицами и морскими ежами» или шестому рудистовому горизонту, также установленному Г. Коканом.

Г. Арно в конце прошлого века аквитанский мел расчленил на биостратиграфические горизонты, обозначаемые им прописными буквами латинского алфавита. Кампану отвечали горизонты P₁, P₂, P₃ и Q.

Нижняя граница яруса устанавливается по появлению аммонитов *Placenticeras bidorsatum*, некоторых видов рода *Pachydiscus* и *Scaphites hippocrepis* (по А. А. Атабекину). Для большей части территории Европы и западной части Азии Д. П. Найдин указывает совпадение ее с подошвой зоны *Goniot euthis granulata quadrata* или *Actinocamax laevigatus*.

Деление яруса впервые разработано А. Гроссувром в 1901 г. и, с небольшими изменениями, сохранилось до сих пор. Выделяются два подъяруса, каждый из которых объединяет две аммонитовые зоны (см. табл. 36). Более дробное расчленение кампана характеризует разрезы ЕПО. В основу его положены преимущественно последовательно сменяющиеся друг друга комплексы белемнитов (см. табл. 37).

Таблица 37. Зональное деление верхнемелового отдела Европейской палеогеографической области (по Д. П. Найдину и др., 1986)

Ярус	Подъярус	Зона	Подзона	
Маастрихт	Верхний	<i>Neobelemnella kazimisoviensis</i>		
	Нижний	<i>Acanthoscaphites tridens</i>	<i>Belemnella sumensis</i> <i>B. lanceolata</i> <i>B. licharewi</i>	
Кампанский	Верхний	<i>Belemnitella langei</i>	<i>Belemnitella langei najdini</i> <i>B. langei langei</i> <i>B. langei minor</i>	
		<i>B. mucronata</i> и <i>Hoplitoplacenticeras coesfeldiense</i>		
	Нижний	<i>Goniot euthis quadrata gracilis</i> и <i>Belemnitella camax mammilatus</i>		
		<i>G. quadrata quadrata</i> и <i>Belemnitella mucronata alpha</i> <i>Actinocamax laevigatus</i> и <i>Belemnitella praecursor mucronatiformis</i>		
Сантонский	Верхний	<i>Goniot euthis granulata</i> и <i>Inoceramus patootensis</i>		
	Нижний	<i>Inoceramus cardisoides</i>		
Коньякский	Верхний	<i>I. involutus</i>		
	Нижний	<i>I. schloenbachi</i>		
Туронский	Верхний	<i>I. costellatus</i> и <i>I. striatoconcentricus</i>		
		<i>I. lamarki</i>		
	Нижний	<i>I. labiatus</i> и <i>I. hercynicus</i>	<i>Praeaetinoamax plenus triangulus</i>	
Сеноманский	Верхний	<i>Sciponoceras gracile</i>		
		<i>Eucalycoceras pentagonum</i>		
	Средний	<i>Inoceramus crippsi</i>	<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>	
			<i>Turrilites acutus</i>	
			<i>T. costatus</i>	
Нижний		<i>Mantelliceras mantelli</i> и <i>Schloenbachia varians</i>		

Значительные трудности до сих пор представляет выбор стратотипа кампана и его ограничений. Первоначально Г. Кокан в качестве подошвы яруса указал уровень у

подошвы холмов Гран-Шампань. Позже он же определил полный разрез кампана с обеими границами в обнажениях на правом берегу р. Дронн, у замка Себгер. Однако подошва яруса здесь находится значительно выше (на 110 м по мощности), чем в стратотипической местности. Г. Арно и А. Гроссувр доказали, что в этом разрезе обнажается лишь верхняя часть яруса.

В 1977 г. Ж. П. Плате (J. P. Platel) детально изучил обнажения в департаментах Шаранта и Приморская Шаранта и установил, что кампан образован чередованием глинистых мелоподобных известняков и плотных пачек известняков с кремнями (200 м). В верхней части породы становятся глауконитовыми, с устричными и рудистовыми банками.

Положение кровли яруса в Аквитании неясно, так как нигде не сохранился достоверный маастрихт.

Маастрихтский ярус был выделен А. Дюмоном в 1849 г. Он первым придал стратиграфический смысл терминам «известняки Маастрихта», «мел Маастрихта», «туфы Маастрихта», появившимся в начале XIX в. А. Дюмон выделил «маастрихтскую систему» (названную по г. Маастрихту (Maastricht) в южной части провинции Линбург (Голландия), следующую за сенонской в Бельгии. Систему он расчленил на два яруса: нижний — с многочисленными кремневыми конкрециями, и верхний — с редкими кремнями и многочисленными биофоссилиями. Однако позже он ограничил маастрихт лишь верхним ярусом, за которым закрепилось название «туфов Маастрихта». Эту толщу в 1911 г. Г. Уленброк (G. Ulenbroek) разделил на четыре литологических горизонта (снизу вверх): М_a, М_b, М_c, М_d.

Представления о маастрихтском ярусе долгое время базировались на голландско-бельгийских, далеко не полных, его разрезах. Однако исследования более удаленных областей уже вскоре сильно расширили наши знания о строении верхней части меловой системы. Ныне под этим ярусом понимают отложения, заключающие остатки аммонитов *Hoploscaphites ex gr. constrictus*, а также многочисленные рostrы белемнителл и белемнителл.

Нижняя граница маастрихта соответствует подошве хронозоны *Belemnella lanceolata* или уровню, на котором белемниты *Belemnitella ex gr. langei* внезапно сменяются массовыми находками роstrов *Belemnella* (см. табл. 37).

Деление маастрихтского яруса основано на последовательностях белемнитовых ассоциаций и было разработано А. Д. Архангельским в Западном Казахстане. Позже оно было распространено на более западные территории и стало основой МСШ яруса. В маастрихте выделяются два подъяруса, нижний из них соответствует «ланцеолятовым слоям» А. Д. Архангельского. Каждый подъярус в свою очередь подразделяется на две зоны, причем верхняя зона маастрихтского яруса соответствует «американовым» слоям А. Д. Архангельского. В проекте МСШ меловой системы, опубликованном в 1994 г., в части, отвечающей нижнемаастрихтскому подъярису, хронозоны разделены на подзоны. Для всего же яруса показаны зоны, параллельные общепринятым, что, вероятно, излишне, ибо может вызвать путаницу при использовании.

Стратотипом маастрихтского яруса считается неразрабатываемый участок карьера ENSJ на горе Сен-Пьер ниже фермы Лихтенберг в 3 км к югу от центра г. Маастрихта. Он вскрывает «грубые известняки Маастрихта».

В основании карьера залегает «гюльпенский мел». Над ним с резкой границей располагаются «туфы Маастрихта», более мелководные фации «грубых известняков

Маастрихта», которые А. Дюмон и выделил как «маастрихтскую систему». Это чередование грубых и мягких светло-желтых органогенных известняков с прослоями кремней, разделенных Г. Уленброком в 1911 г. на четыре литологических горизонта: M_a , M_b , M_c , M_d . Мощность «туфов Маастрихта» в карьере — 45–50 м. Их кровля представляет собой образование типа «твердого дна» с многочисленными глубокими карманами, над которым залегают «глауконитовые туфы» (горизонт M_e) датского яруса (рис. 34).

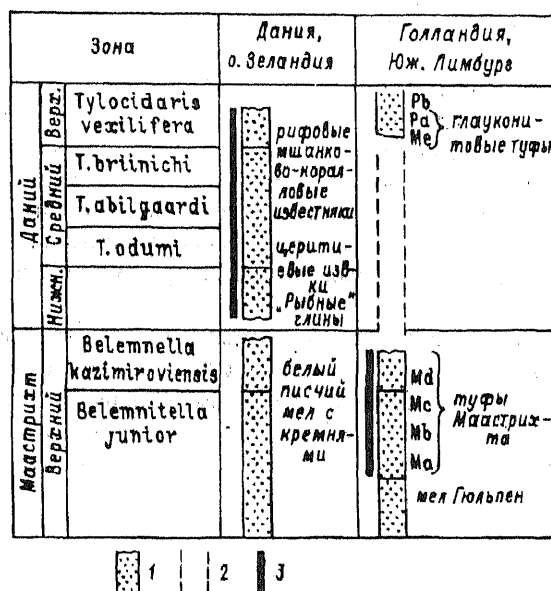


Рис. 34. Соотношение стратотипов маастрихтского и датского ярусов (по Д. П. Найдину, 1972, частично).

1 — сохранившаяся часть разрезов; 2 — отложения отсутствуют; 3 — стратотипы.

«Туфы Маастрихта» содержат характерный комплекс наннопланктона, орбитоидов, остракод, мшанок, морских ежей. В большей части разреза распространены ростры *Belemnitella ex gr. junior* Now., а в самой верхней части горизонта M_d появляются ростры *Belemnella kasimirovicensis* Skol. Аммониты (бакулиты) крайне редки.

Стратотип маастрихтского яруса охватывает лишь небольшую часть разреза в современном понимании яруса (см. рис. 34).

Граница мезозоя и кайнозоя

Как отмечалось выше, первоначально меловая система включала в себя и датский ярус. Однако резкие различия в составе органических остатков последнего и нижележащего мела заставили большинство стратиграфов перенести датский ярус в палеоген (хотя специального решения МГК по данному вопросу пока не было).

Проблемой границы кайнозоя и мезозоя (мела и палеогена, маастрихтского и датского ярусов), занималось много специалистов. В нашем отечестве наиболее полно данный вопрос освещен в ряде работ Д. П. Найдина.

При определении рассматриваемого рубежа Д. П. Найдин (Найдин и др., 1986) отмечает следующие его особенности:

1. В большинстве случаев к пограничью маастрихт/даний приурочен перерыв, достаточный для точной фиксации его при геологических исследованиях.

2. В палеонтологически документированных непрерывных разрезах интервал между типично маастрихтской и типично датской биотами физически ничтожен. Там, где переход образован карбонатными породами, обычно отмечается резкое литологическое различие между ярусами. Кроме того, в ряде мест на континентах и в океанах в интервале перехода прослежен «глинистый прослой», часто с повышенным содержанием иридия. Отмеченное свидетельствует о том, что и в непрерывных разрезах проведение данной границы не должно вызывать затруднений.

Требуются дальнейшие исследования для определения точного положения границы в стратиграфическом интервале между маастрихтским и датским «ядрами» ярусов, выраженного в категории общих подразделений зонального ранга. При этом для обоснования положения границы следует привлечь биофоссилии организмов, распространенных в обоих пограничных ярусах. Ими могут быть фораминиферы, динофлагелляты, наннофоссилии.

В настоящее время Международной подкомиссией по стратиграфии меловой системы лимитотип границы мезозоя и кайнозоя предложен в разрезе Эль-Кеф (Тунис) между смыкающимися биостратиграфическими зонами *Globigerina fringa* (внизу) и «*Globigerina*» *eugubina* (вверху). К сожалению, в этом месте практически отсутствуют остатки крупномерной фауны, что не позволяет строго доказать синхронность ее с границей маастрихт/даний.

Биостратиграфическая характеристика

Меловая система завершает мезозойскую эратему, и ее отложения в основном охарактеризованы типично мезозойскими сообществами остатков фауны и флоры, хотя среди них в ряде случаев появляются некоторые элементы кайнозоя. Общий облик крайне разнообразного органического мира мела выражается в присутствии в морских осадках многочисленных фораминифер, двустворок (особенно бухий, тригонийд, иноцерамид, рудистов и устриц), головоногих моллюсков (аммоноидей и колесоидей), иглокожих (правильных и неправильных морских ежей). На континентах произрастали папоротники, беннетитовые, гинкговые, чекановские, хвойные, в альбском веке появились первые покрытосеменные. Широкое развитие на континентах и в морях получили позвоночные, среди которых, безусловно, в качестве наиболее характерных можно назвать рептилий (плезиозавры, приозавры, мезозухии, динозавры, мозозавры, летающие ящеры), большинство которых вымерли в конце мела.

Среди беспозвоночных биофоссилий меловой системы главное стратиграфическое значение принадлежит аммоноидеям, присутствующим в виде многочисленных таксонов отрядов *Phylloceratida*, *Lytoceratida* и *Ammonitida*. Последние наиболее важны, их представители определяют в основном ярусное и зональное деление системы.

После кризиса на рубеже титонского и берриасского веков аммониты начинают бурно развиваться, достигнув максимума своего разнообразия в альбе (160 родов). Затем наступает этап постепенного вымирания, завершившийся полным исчезновением этой группы организмов в конце маастрихтского века. Специфику позднемеловому комплексу аммонитов придают широко развитые в нем таксоны с гетероморфной раковинной.

Белемнитиды также широко распространены в морских отложениях меловой системы и лишь немного уступают аммоноидеям по стратиграфическому значению. Для нижнемелового отдела наиболее важны представители семейств *Cylindroteuthidae* и *Oxuteuthidae* (в Европейской и Арктической областях), *Belemnopsidae* и *Duvaliidae* (в Средиземной области). Для верхнемелового отдела основную роль играют *Belemnopsidae* (сеноман) и *Belemnitellidae* (сеноман—маастрихт).

Чрезвычайно важное стратиграфическое значение в современных исследованиях приобрели представители мелкомерных органических остатков: споры и пыльца, водоросли, кокколитофориды, силикофлагелляты, динофлагелляты и др. Для определения положения границы юры и мела, а также дробного расчленения титона и берриаса в последние десятилетия широко используются тинтиниды (простейшие).

Большую роль в настоящее время играют также фораминиферы. В нижнемеловом отделе вначале преобладают бентосные агглютинирующие и известковые секретионные (породообразующие), среди которых чрезвычайно многочисленны орбитолиниды (баррем, апт). С аптского века бурно развиваются планктонные фораминиферы. Они достигают расцвета в позднемеловой эпохе, для которой также характерно распространение секреторионных и агглютинирующих бентосных форм. В частности, среди них довольно сложной организации достигают орбитоиды.

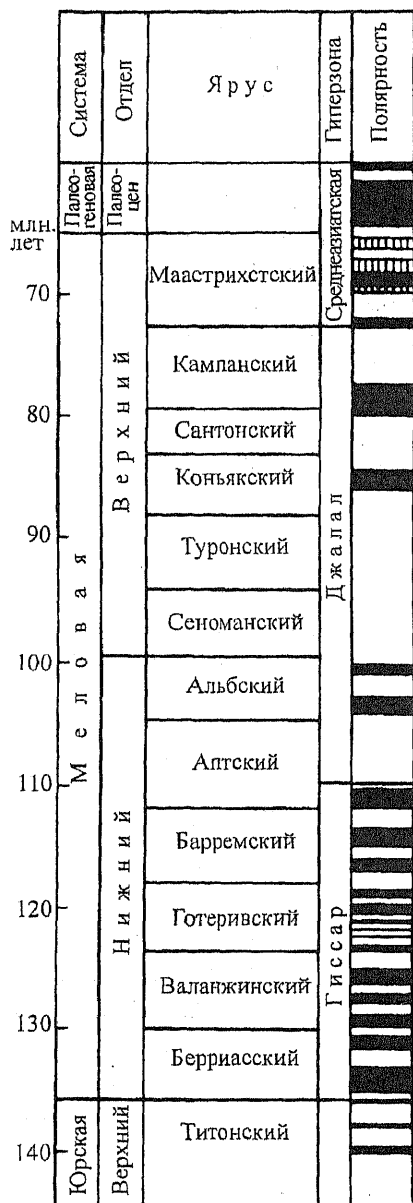
Стратиграфическое значение остатков микроскопических организмов может быть подчеркнуто наличием глобальных зональных шкал по фораминиферам и известковому наннопланктону (Харленд и др., 1985).

Наконец, нельзя не упомянуть меловых двустворчатых моллюсков. Для нижней части системы (берриас—готерив) важное стратиграфическое и палеогеографическое значение имеют представители бухий. Для верхнего мела иноцерамы играют исключительную роль в расчленении и корреляции отложений Бореального пояса. Последовательности этих двустворок лежат в основе создания субглобальных зональных шкал.

Таблица 38. Геохронометрические данные по меловому периоду

Эпоха	Век	Ван Хинге, 1976		Оден, Кеннеди, 1982		Харленд и др., 1990	
		Начало	Продолжительность	Начало	Продолжительность	Начало	Продолжительность
Палеоцен	Даний	65		65 ± 1		65	
Поздний мел	Маастрихт	70	5	72 ± 1	7	74	9
	Кампац	78	8	83 ± 1	11	83	9
	Сантон	82	4	(86)	3	86,5	3,5
	Коньяк	86	4	88 ± 1	2	88,5	2
	Турон	92	6	91 ± 1-2	3	90,5	2
	Сеноман	100	8	95 ± 1	4	97,5	7
Ранний мел	Альб	108	8	107 ± 1	12	112	14,5
	Апт	115	7	112 ± 1	5	124,5	12,5
	Баррем	121	6	114 ± 1	2	132	7,5
	Готерив	126	5	119 ± 3	5	135	3
	Валанжин	131	5	126 ± 4	7	140	5
	Берриас	135	4	130 ± 3	4	145,5	5,5

Таблица 39. Палеомагнитная шкала меловой системы территории бывшего СССР (Меловая система, 1986)



Характерный облик меловым карбонатным отложениям придают рифостроящие рудисты, которые часто замещают органогенные постройки, образованные скелетами склерактиний и водорослевыми желваками.

Радиоизотопная хронология

Хотя радиоизотопная хронология мелового периода разработана лучше, чем триасового и юрского, тем не менее между данными, полученными различными исследователями и по разным объектам, наблюдается существенное расхождение. Кроме того, большинство приводимых в сводках значений определены не непосредственным измерением, а расчетным путем. В. А. Красилов (1985) отмечал, что раннемеловые даты менее надежны. Они получены преимущественно по глаукониту из осадочных пород или по тотальным и мономинеральным пробам из магматических пород. Расхождения в среднем составляют 3–10 млн. лет. Позднемеловые даты определены главным образом по бентонитам, и расхождения в них не превышают 2 млн. лет.

Данные об изотопном возрасте основания мела изменяются от 135 млн. лет по Дж. ван Хинте до 145,5 млн. лет по У. Харленду и др. Граница раннего и позднего мела датируется Дж. ван Хинте 100 млн. лет, а У. Харлендом 97 млн. Кровля мелового периода большинством определяется величиной 65 млн. лет (табл. 38).

Д. П. Найдин (Найдин и др., 1986) предполагает значительный прогресс в датировании осадочных пород в том случае, если радиометрические данные будут дополняться седиментометрическими, основанными на расчете скоростей отложения осадков в полных карбонатных разрезах, надежно охарактеризованных биостратиграфически. При этом подтверждается резкая неравномерность в продолжительности отдельных веков.

Палеомагнитные данные

Магнитостратиграфическое деление меловой системы отчетливо трехчленно. Нижняя часть ее, включая низы аптского яруса, входит в юрско-меловой суперхрон переменной полярности (JK-M) или гиперзону Гиссар продолжительностью 65 млн. лет (по А. Н. Храмову). Средняя часть, от нижнего апта до сантона включительно, составляет меловой нормальный суперхрон (K-N). Кампан и маастрихт, вместе с более молодыми отложениями, образуют меловой — третичный — четвертичный смешанный суперхрон (KTQ-M). При этом основание мела предполагается между хронами M-16 и M-16d; кровля — внутри хрона 29г (по У. Харленду и др., 1985).

М. М. Москвин и др. в «Меловой системе» (1986) приводят сведения о принятой в нашем отечестве шкале, несколько отличающейся от палеомагнитной шкалы У. Харленда (табл. 39). Так, средняя часть мела выделяется в гиперзону Джамал (от низов апта до основания маастрихта, продолжительностью 40 млн. лет) нормальной полярности. В ней устанавливают четыре зоны обратной полярности (от 2 до 5 млн. лет). Верхняя Среднеазиатская гиперзона (65 млн. лет) начинается с основания маастрихтского яруса и характеризуется чередованием зон прямой и обратной полярности. Нетрудно видеть значительное сходство обеих шкал. Они различаются положением некоторых границ и большей детальностью второй.

Вместе с тем В. А. Красидов (1985) указывал на крайнюю ненадежность отдельных магнитных аномалий, но в ряде случаев есть контрольные палеонтологические датировки.

Заключение

Приведенный материал по МСШ меловой системы достаточно наглядно свидетельствует, что она, так же как и более древние системы, является в значительной степени искусственной конструкцией. Однако здесь, в отличие от триасовой и юрской единиц шкалы, отдел, в меньшей степени ярус представляют собой определенное сочетание седиментологических циклов. Так, в стратотипической области (в Западной Европе) разрез отчетливо трехчленный, а граница между отделами проходит внутри среднего члена. То же касается и соотношения с палеомагнитной шкалой: рубеж отделов, как и ярусов, находится обычно внутри хронов и суперхронов.

Если за эталон кровли системы взять прослой иридиеносных глин, то тогда ее можно увязать с очень крупным (субглобальным) седиментологическим событием. Однако пока еще не доказана строгая синхронность глинистых прослоев в различных регионах.

Если рассматривать биотические события, то они более тесно коррелируются с подразделениями МСШ. Но полного соответствия нет и здесь. Так, например, кризис аммонитов на рубеже юры и мела охватывал определенное время, что до сих пор осложняет установление точного положения этой границы. Такое грандиозное событие, как «планктонный взрыв», приведшее к крупным изменениям в морских и континентальных биоценозах, тоже не определяет границы эпох мела.

Великое вымирание аммонитов, крупных рептилий и других представителей мезозойского животного царства безусловно является основанием для проведения границы мезозоя и кайнозоя. Однако сам процесс вымирания растянут во времени, да и нет доказательств строгой синхронности этого процесса в морских акваториях и на конти-

нентах. Другими словами, это чрезвычайно важное событие не может определить конкретное положение плоскостной границы эратем.

В то же время между подразделениями более мелкого ранга — ярусами, подъярусами, хронозонами — и распространением определенных таксонов или комплексов руководящих окаменелостей такое сопоставление возможно, хотя и не для всех. Например, коньякский ярус устанавливается лишь по положению между слоями с руководящими формами турона и сантона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Друциц В. В., Вахрамеев В. А. Граница юры и мела // Границы геологических систем. М., 1976.
2. Жинью М. Стратиграфическая геология. М., 1952.
3. Зоны меловой системы в СССР / Под ред. В. А. Прозоровского. Л., 1989.
4. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М., 1985.
5. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., 1973, т. 1; 1974, т. 2.
6. Меловая система, полутом 1 // Стратиграфия СССР. М., 1986.
7. Найдин Д. П. Граница мела и палеогена // Границы геологических систем. М., 1976.
8. Найдин Д. П., Похилайнен В. В., Кац Ю. И. и др. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М., 1986.
9. Постановления МСК и его постоянных комиссий. 1997, № 29.
10. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М., 1985.

ОБЩАЯ ЛИТЕРАТУРА ПО МЕЗОЗОЮ

1. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., 1986, т. 1; 1987, т. 2.
2. Жинью М. Стратиграфическая геология. М., 1952.
3. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М., 1985.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процесс становления МСШ развивался стихийно и не завершен до сих пор. Тем не менее в этом процессе устанавливаются определенные закономерности или этапы, отличающиеся принципами выделения стратонов и их рангом.

На заре стратиграфии, в XVII–XVIII вв., были выделены наиболее крупные части разреза земной коры (примерно соответствующие позднее определенным эратемам или их значительным интервалам). Основанием для их выделения служили главным образом специфические отличия вещественного состава пород и структуры, обособленные резкими поверхностями угловых несогласий. Каждое такое подразделение, обнаруженное в конкретном месте, признавалось общим для всей планеты, соответствующим историко-геологическому этапу ее развития. Между такими породными комплексами, расположением их в земной коре и временем формирования последней различий не делалось. Тем самым информация о геологическом времени несли петрографо-литологические признаки горных пород.

Позже, после введения биостратиграфического метода, в XIX — первой половине XX в., появилась реальная возможность более обоснованной корреляции даже разрезов, удаленных друг от друга на огромное расстояние. В течение «золотого двадцатилетия» (1822–1841 гг.) выделяются почти все системы фанерозоя, а несколько позже и большинство ярусов, в характеристику которых в качестве главного входит палеонтологический признак, дополняемый литолого-петрографическим. Катастрофизм, основополагающий принцип, требовал совпадения этапности биоса и формаций. Однако в качестве определяющего эволюцию процесса признавался биологический (границы же при этом, исходя из признания совпадения этапности, обычно проводили по несогласиям или резким породным изменениям).

Неоднократные попытки распространения созданной МСШ за пределы стратотипических территорий на основе подобной историко-геологической этапности удавались в большинстве своем с трудом и, в частности, приводили к признанию лишь регионального значения ярусов, а иногда отделов и систем.

Вторая половина XX в. отличалась резким увеличением детальности и одновременно расширением пространства геологических исследований. От стратиграфии потребовалась выработка подробных зональных корреляционных схем. Эти схемы строились на основании последовательностей (по возможности, непрерывных) остатков ортостратиграфических групп органического мира. Их апробация показала огромную сложность нахождения и прослеживания границ МСШ, которые надлежало определять в непрерывных фациально сходных разрезах, на уровнях, отнюдь не отвечающих переломным моментам геологической истории.

Переход на зональный метод в хроностратиграфии неизбежно привел к необходимости вещественного закрепления конкретных стратиграфических уровней («дат») — границ подразделений МСШ — и построения ее как языка хронологии, а не истории. Только создав хронологическую основу, можно переходить к выяснению геологической истории Земли, ее этапов и их проявления в каждом конкретном регионе. Соответственно, используемые до сих пор в качестве эталонов стратотипы ярусов (и хронозон) сохраняют за собой преимущественно формальную функцию — ответственность за название подразделения. Гораздо важнее для надежной корреляции определение «лими-

тотипов» или «точек глобального стратотипа границы», конкретных точек эталона подшив ярусов (и хронозон), а следовательно отделов, систем и др. Для ряда систем подобная операция уже осуществлена Международной комиссией по стратиграфии.

Отмеченное сказывается и на изменении нашего представления о сущности МСШ и ее составляющих. Это система рангово-соподчиненных терминов, предназначенная, как и любая другая шкала, для единообразного выделения и сравнения стратиграфического положения в разрезе литосферы интересующих нас толщ на основе системы эталонов (лимитотипов). Соответственно, и каждая единица МСШ есть простая сумма целых подразделений более низкого ранга (или целая часть более высокого ранга), а не стадия по отношению к этапу, как признавалось еще недавно. И если по мере развития стратиграфии основной единицей МСШ вначале была эратема, затем система, сейчас ярус, то недалеко то время, когда главнейшая роль перейдет к хронозоне (в мезозое это уже почти произошло).

Предметный указатель

- Анаборано глины 123
ааленский ярус 152, 153, 155, 158, 160, 161, 163, 164, 168–173
Адавере горизонт 51
айместри известняки 55
аквилонский подъярус 154, 183, 185
аксайский ярус 32, 34
алаунский (средненорийский) подъярус, ярус 128, 136, 138, 140
алданский ярус 32, 35
альбский ярус 194–196, 199, 200, 206, 209, 213, 215, 216, 217, 219, 226, 228, 229
альпийский известняк 110, 116
альпийского раковинного известняка ярус 130, 132
амальтусовые глины 117
амгинский ярус 32, 33, 35, 36
американовые слои 224
ангидритовая группа (Anhydritgruppe) 120
анизийский ярус 117, 119, 120, 129–131, 133, 135
антраколит (система) 76, 91, 93
антраксиферовые отложения (группа, комплекс, надсистема; terrain antraxifere) 60, 68, 75, 76, 91
апальстон 196
аптский ярус 193, 195, 196, 199, 200, 206, 208, 212–214, 216, 227–229
арговийский ярус (подъярус) 178, 179
ардешский подъярус 183, 187
аренигский ярус 27, 39–43, 45–47, 49
арита (ярус, отдел) 205, 206
арована (ярус) 206
артинский ярус 92, 93, 98–101, 104
арчалыкские слои 52
ассельский ярус 97–100, 104, 106
Астьер (Hastiere) слон 77, 85
атдабанский ярус 20, 27, 28, 33, 35
аустин (ярус) 206
ашгильский ярус 40–47, 52, 54
ашинская серия 15, 18, 22
аюсокканский ярус 32, 34
аякский подъярус 127

баварский ярус 140
Баден слон (астартовые) 179
баженовская свита 161
байосский ярус 148, 151–155, 158, 160, 161, 164, 169–173
бала серия 40, 44
балатонийские слои 130
балтийская серия (комплекс) 14, 17, 21
банкуэро ярус 206, 217
банонский подъярус 154, 182
барремский ярус 194–196, 199, 206, 209, 211, 212, 214, 227–229
батский ярус 151, 153–155, 158, 160, 161, 164, 170–175
батырбайский ярус 34
башкирский ярус 78, 79, 83, 86, 87
бедульский (нижнеаптский) подъярус 209, 213, 215
бейрихитовые слои (Измаира) 130
белая гора (Weisjura) 149, 160, 175
белый известняк Петти-Франс 174
— лейас 162
— мел 111, 192
Бельтигена флиш и уголь 111, 193
берриасский ярус 182, 183, 186, 187, 194, 195, 199, 200, 202–210, 226–229
болорский (регио)ярус 99, 101, 102
большой оолит 149, 150
борщовский горизонт 61
богомский ярус 27, 32, 33, 35, 36
Бредфордский подъярус, глина 173, 174
брекон (серия) 60, 64
Бриенн мергели 217
буднянские известняки (свита, слои) 50, 51, 55
бузулукская серия 144
бурая, или коричневая, или желтая гора (Braunjura) 149, 150, 160, 168, 170, 172, 174
буроугольный кейпер (Zittenkohle), буроугольные отложения (Zettekohle) 115–117, 120, 129, 133
бухенштейнские слои 116, 122, 132, 133
Бюр слон 71

валажский ярус 194, 196, 202, 204, 206, 208–210, 228, 229
валдайский комплекс (серия) 14–17, 19
варангерий (варангий) (горизонт, ярус) 21
везюльский подъярус 173

- вельдская глина 111, 192, 193
 Венгена—Сен-Кассиан и Бухштейна слои 116
 венгенские слои 132–134
 вендомий (система) 16
 вендская система (горизонт) 13–23
 венлокский ярус (серия, сланец, известняк) 50–55, 57
 верейский горизонт 79, 87
 веррукано (фация) 125
 верфенская группа (ярус, сланец) 115, 116, 121, 122, 125, 130
 верхневолжский подъярус (ярус) 155–157, 161, 183–187
 верхнемеловой отдел 109–111, 194–196, 198–201, 206, 217, 218, 227
 верхнетриасовый отдел (отложения) 110, 114, 117–119, 121, 123, 128–130, 133, 136, 140, 143, 162
 верхнеюрский отдел 110, 111, 148, 152–158, 160, 174–176, 184, 189, 190, 229
 верхние цератитовые известняки (Гималаев) 127, 130
 верхний дахштейновский известняк Гюмбеля 116
 — зеленый песок 193
 — кейпер 117
 — корнбраш 175
 — известковистый песчаник 178
 — порядок 110, 193
 — зотриас 126
 верхняя оолитовая система (отдел) 149, 154
 верхоянский ярус (подъярус) 126
 вестфальский отдел (этаж) 76, 78, 82, 83, 87, 89, 90
 ветлужская серия (песчаники) 92, 94, 102, 144
 ветлянский горизонт 183–185
 веттерштейнский известняк 122
 Веттинген слои 179
 виандо (ярус) 206, 217
 визейский ярус 68, 77–79, 83, 85, 90
 вильчанская серия 15, 16, 18
 вирглорийский ярус 130
 вифинский подъярус 128, 130, 132
 вогезский песчаник (песчаник Voges) 117, 120
 воконтский подъярус 213
 волжская формация (ярус, горизонт) 153, 156, 157, 160, 161, 180, 181, 183–187, 204
 волнистый известняк (Wellenkalk) 120
 волховский горизонт 45
 вольтинская серия 15, 16, 18
 вольфкамп (серия) 99, 105
 вордский ярус 99, 103
 враконский ярус (подъярус) 193, 195, 209, 216, 218
 вторичная эра (слои) 108
 вубин (ярус) 206
 вулхопский известняк 54
 галф (надгоризонт, отдел?) 194, 206, 217
 гангетский подъярус 127
 гаргаский (среднеаппальский) подъярус (ярус) 209, 213, 215
 гастингский песок 111, 193
 гваделупский отдел (серия) 97, 99, 103
 гдовские песчаники (свита) 15, 17
 Гейсберг слои 179
 гемилисиенские отложения 111
 гетони (отдел) 206
 геттангский ярус 141, 152–155, 158, 160, 162–165, 190
 геттингенский известняк 110
 гжельский ярус 79, 83, 84, 88, 96
 гидаспийский ярус 115, 130
 гиллякокий (отдел) 206
 гилсоносный (средний) кейпер 115, 120
 главный кейпер 116
 глауконитовые туфы 225
 глауконитовый мел с *Pecten asper* 219
 глаукониты с *Ostrea vesiculosa* 219
 голубой лейас 162
 голт (отдел) 193–195, 199
 гомер (ярус, подъярус) 51, 54
 гондванский комплекс 77
 горный известняк 76, 80, 83
 городищенский ярус 184, 185
 готеривский ярус 194–196, 199, 206, 209–212, 227–229
 готландский (отдел, система) 49
 гранулятовый мел 222
 грисбахский ярус 126, 127
 губковые известняки 173
 гутенштейнский известняк 122
 гюльпенский мел 224, 225
 дальские сланцы (ярус) 61, 64, 71

данубийский подъярус 182, 183, 187
датский ярус 194–196, 206, 217, 220, 225, 226, 228, 229
даунтон (серия, ярус) 49–51, 55, 57, 60, 64, 65
даусон-каньон (ярус?) 206, 217
дахштейнский известняк (группа Главного доломита) 116, 121, 122, 134, 137
девонская система (серия) 59–75
Джалал гиперзона (меловой нормальный суперхрон) 229
джеламский ярус 126
джорджийский (отдел, серия) 32
джульфинский (регион)ярус (серия) 99, 103
диаас (система) 93, 97
динагитский отдел (подсистема) 80, 82, 83, 90
динарская серия 130
динерский ярус 119, 126, 127
дигтон (серия) 60, 64, 65
доггер (отдел) 148, 152–154, 160, 168, 170
домерский ярус 152–154, 167
дорашамский (регион)ярус 99, 103
древлянский горизонт 16
древний красный песчаник (Old Red sandstone) 59–64, 74, 76, 80
древняя граувакка (кембрий – силур) 60, 61
дресбач (ярус) 34
дуранго (ярус?) 206
еланская свита (горизонт) 33
Есино известняк 116
жединский ярус 61–64, 70
железистый оолит Байе 173
— песок 193
жерновой песчаник 76, 82, 87
живетский ярус (известняк) 64, 68, 69, 71–73
зальцбургская фация 141
зелешые пески Оба 216
зеленый песок 110, 192, 193
зигенский ярус (слои) 63, 64, 68, 70, 71
зинзильбанские слои 71
злиховский ярус 64, 71
золенгофенские сланцы 182
ивуарский ярус 85
илл-форд 206
ижорская свита 17
Иллаварра эпоха (интервал смешанной полярности) 11, 105, 145
иллирский (нижнеладинский) подъярус 130–132
индский ярус 124, 126–129, 131, 142, 144
инфраваладжин 207
инфралеяс 165
Йоркширские оксфордские глины 176
Йыхвинский горизонт 45
казанский ярус 94, 98, 99, 101, 102
кайнозойская эратема (отложения) 109, 110, 192, 217, 225, 226
каменноугольная система (карбон) 76–91
кампанский ярус 194–196, 206, 217, 219, 220, 222–224, 228, 229
кампильский ярус (подъярус, слои) 116, 125, 130
камский ярус 102
канадий (серия, отдел) 42
кантабрийский ярус 83, 88
карадокский ярус 38–47
каратавская серия 22
кардопикский ярус 119, 172
кардеваллийский (нижнекарнийский) ярус (подъярус) 134
каркский ярус (подъярус) 167
карнийский ярус 116, 119, 120, 128, 131, 132, 134
карпатская фация 140
карру суперсистема, комплекс 77
касимовский ярус (горизонт) 79, 83, 84, 87, 88
кассианские слои 132–134
каширский горизонт 79, 87
кашпурский ярус 184, 185, 208
квадрный песчаник 110, 111, 192
кейперские отложения 111, 114, 117, 120, 123, 129, 134, 137, 145, 148, 168
келловейский ярус (камень, глина) 148, 151–155, 157, 160, 161, 164, 170, 171, 174, 175
Кембл слои 174
кембрийская система 26, 37, 49
кептенский ярус 98, 99, 103
керфай (отдел, серия) 28, 32
кессенская группа (подъярус, слои, фация) 116, 117, 133, 137–141

- Киама гиперзона 11, 90, 105
- кимериджский ярус (глина) 148, 150, 152–155, 157, 160, 161, 164, 177–180, 182, 184, 186
- клансейский (верхнеаптский) подъярус (горизонт) 209, 213, 215, 216
- кларенс (отдел, серия) 205, 206
- коахуила (отдел) 205, 206
- кобленцкий ярус 64–71
- кожимский ярус 85
- команчская система (отдел, надгоризонт) 194, 205, 206
- кондрузен система 76
- коньякский ярус 194–196, 206, 217, 219–223, 228–230
- копанинские сланцы 50, 51
- коралловый ярус 150–152, 176, 179
- коранга (ярус) 206
- коричневый, или серый, мел 192
- корнбраш (слои) 149, 150, 152
- костеносные слои 117, 138, 148
- коти (отдел) 205, 206
- котлинский горизонт (глины, свита) 14, 15, 17, 19–22
- краг 111
- краснополянский горизонт 79, 86
- красный лежень (Rotliegendes) 92, 93, 97, 101
- кревякинский горизонт 88
- кубергандинский ярус 98, 99, 103
- кувен (ярус) 61, 64, 68, 69, 71
- кудаш (подгруппа) 22
- кукрузеский горизонт 45
- кульмская серия 59, 78, 80
- культриюгатовые слои 71
- кунгурский ярус 92, 93, 98, 99, 101, 104
- кундаский горизонт 44, 45
- кунжакский горизонт 65
- кургашлинская свита 15, 18
- Курсааре горизонт 51
- кяфарский ярус 169, 172
- лабинский ярус (подъярус) 140
- ладинский ярус 115–117, 119, 120, 128–132, 134, 135
- лангобардский (верхнеладинский) подъярус 128, 133
- лапладский горизонт 15, 18–21
- ласнамягиский горизонт 45
- латорпский горизонт 45
- лаухские (Лаух) слои 69, 71
- лацкий (нижненорийский) подъярус 128, 136
- лейас (система, подсистема, отложения, группа, отдел) 111, 137, 147–150, 152, 154, 160, 163, 168, 169
- лейасский ярус 151, 152, 163, 167, 168
- ленский ярус (надъярус) 32, 33, 35
- леонарднен (ярус, серия) 99, 101
- лесной мрамор 149, 150
- литенские сланцы 50, 51
- лигодендровый известняк 140
- лланвирнский ярус 40–47
- лландейлский ярус 26, 38–47
- лландоверийский ярус (серия) 27, 49–57
- логан-каньон (ярус) 205, 206
- лондонские глины 110
- лоттовасский горизонт (свита) 15, 17
- лопинский отдел 98, 103, 104
- лотарингский ярус 152–155, 166
- лохковский ярус 61, 64, 65, 67, 70, 72, 73
- лудловский ярус 49–56
- костеносный слой, слои, брекчия 49, 50, 63
- лудфорд (ярус, подъярус) 51, 54, 55
- лузитанский ярус (фация) 152–155, 160, 176, 178, 179
- Лунца песчаник, слои 116
- лунцрайблеская группа 116
- Маастрихта известняки 224
- мел 224
- туф 111, 193, 224, 225
- маастрихтский ярус (отложения, система) 109, 194–196, 199, 206, 217, 219, 220, 223, 224–226, 228, 229
- магнезиальный известняк 108, 110
- майский ярус 32–35
- мальм (отдел) 148, 152–154, 160, 175
- мангау (ярус) 206
- манькайская свита (ярус) 18, 29, 30, 32, 35
- мармолаты известняк 116
- марьяновская свита 161
- мастозоотические отложения 192, 193
- мата (отдел) 206, 217
- медистый песчаник 111

мезозойская эратема (мезозой) 108, 109, 111, 124, 140, 142, 205, 225–227
мезомел 111
мезоюра 111
мел с *Inoceramus labiatus* 219
мелекесский горизонт 79, 86
меловая система (отложения, мел) 110, 111, 167, 176, 182, 183, 186, 192–196, 199, 201, 203–208, 217, 218, 221, 224–227, 229, 230
меловой мергель 193
— нормальный суперхрон (гиперзона Джалал) 229
мелоподобные мергели Оба 217
мергели с *Ostrea bivauculata* 219
мернонет (отдел, серия) 28
мертвый лежень 111
мидийский (регио)ярус 99, 103
мидуэй (ярус) 206
минчипхэмгтонские рухляки 174
минчипхэмгтонский больший известняк 174
миссисипская система 76, 80
миссисога (ярус) 205, 206
мияко (отдел) 205, 206
мневниковский ярус 183, 185
московский ярус 78, 79, 83, 84, 87, 88
мотуа (ярус) 206
мургабский (регио)ярус 99, 103
мягкий (нежный) мел с устрицами и морскими ежами 222
мячковский горизонт 79, 87

наварро (ярус) 206
наммальский ярус 127
намгорский ярус 78, 79, 86, 87, 89, 91
нгатери (ярус) 206
Небра песчаник
немакит-далдынская свита (горизонт) 15, 18, 20, 21, 29, 32, 36
неозой 111
неоком (ярус, надъярус, отдел) 152, 153, 182, 193–196, 208, 211, 213
неомел 111
неопротерозой-III 14, 19
неотриас 111
неоюра 111
нижневолжский подъярус 155–157, 183–185, 187
нижнекаспийские отложения 111

нижнемеловой отдел (отложения, нижний мел) 108, 110, 111, 189, 194–197, 199–201, 205, 206, 209, 218, 227, 229
нижнепенеенские отложения 111
нижнетриасовый отдел 110, 111, 115, 118, 121, 123, 125–128, 132
нижнеюрский отдел (нижняя юра) 110, 111, 148, 150, 153–155, 158, 161, 163–165, 168, 170, 189, 190
нижний желтый известковистый песчаник 178
— кейпер 115, 117
— корнбраш 174
— лейас 111, 154, 163, 166
— оолит 111, 149, 150, 170
— пестрый песчаник 117
— раг 174
— раковинный известняк 117
— цератитовый известняк 125–127
— эотриас 126
нижняя глина 192
новоземельский ярус 102
новый красный песчаник 110, 149
норийский ярус 115, 116, 119, 120, 128, 130–132, 134–136, 138, 139, 142
норийско-ротские отложения 139
нумисмалисовые мергели 167
нуммулитовая система 111
ню-Йоркский интервал смешанной полярности 145
нюэво-леон (ярус) 206

окский ярус 151
окофордская глина 149, 150, 175, 176, 178
окофордокий ярус 148, 153–155, 157, 158, 161, 164, 170, 175–180, 186, 206
оленекский ярус (слои) 125–129, 131, 144
оолит Беркшир 178
— Глос 178
— Осмингтон 178
— Хемблтон 178
— Хен-Клифф 174
оолитовая система (оолит, отложения, серия, подсистема) 111, 147, 149, 150, 154, 193
оолитовые слои Портланда, Тисбери, Эйсбери 149
опалиновые глины 172
Оппоница известняк 116
ордовикская система 26, 27, 38–48
оренбургский ярус 88

- отоцерасовые слои 126
отэнский отдел 93, 94
очоа серия 94, 99, 105
- пайхойский (регио)ярус 101
пакерортский горизонт 43, 45
палеогеновая система 110, 217, 225, 229
палеозойская эратема (палеозой) 25, 107–110, 124, 142, 143, 160, 188, 192, 199, 205, 226
палеоценовый отдел (отложения) 109, 229
парижский известняк 110
партнахские слои 116, 122, 135
пастахская свита 129
Паунд песчаники 14, 15, 18
пашийский горизонт 70, 72
пельсон подъярус 128, 130, 132
пейджабский отдел (этаж, серия) 98
пенеенская система 108, 111
пенсильванская система 76, 80
первичные отложения (оболочка) 110
переходные слои 110, 173
пермокарбон 91, 93, 97, 98, 101
пермская система (пермь) 92–106, 109, 111, 117, 123–125, 135, 142, 143
пески Бусс 219
— Ламней 219
— ла Трюгалья 219
— Перш 219
— Хинтон 174
— с *Catapygus obtusus* 219
— и песчаники Мана 219
песок, песчаник Конигштейна 111, 193
пестрого песчаника ярус 117
пестроцветная свита 15, 29–31
пестрый песчаник (Buntesandstein) 113–118, 129, 145
печенкальк 136
пиргуский горизонт 45
пирипау (ярус) 206
пиритаская свита 17
писчего мела фация 194, 199
плато Шлерн (слои) 116
плэнэр 192
плинсбахский ярус 148, 152–156, 163–169, 190
плитный известняк (дахштейнский известняк Нижней Австрии) 116, 132, 137
- пограничные доломиты (Grenzdolomit) 129
подляский ярус 55
подольский горизонт 79, 87
поркуни слои (горизонт) 45, 52
портландский камень 111, 150, 180, 182, 187, 192
— песок 150, 180, 182, 187
— ярус (известняк) 150, 154, 156, 160, 176, 179–182, 184, 186, 187
пражский ярус (прагиен) 61, 63, 64, 67, 70–73
предпланорбисовые слои 141, 162, 164
Преццо известняк 116, 133
пржидольский ярус (свита, сланцы) 50, 51, 53–56
прикамский ярус 101
примордиальные отложения 192
продуктусовые слои 125
протвинские слои (горизонт) 79, 86
пурбекский ярус (известняк, слои, формация) 111, 149, 154, 156, 160, 176, 180–182, 184, 186, 187
- радужные мергели 114
райблские слои 116, 122, 133
Райкслола горизонт 51
раквереский горизонт 45
раковинный известняк (Muschelkalk) 111, 114, 116, 117, 120, 122, 129, 134
раукумара (отдел) 206, 217
редкинский горизонт 15, 16, 19–22
рейнграбенский сланец 116
рейфлингерский известняк 100
рейхенхальский известняк 116, 122, 135
Рекоаро ярус (известняк) 116
ренанские отложения 61, 75
рет (Roth) 118
рифейская эонотема (рифей) 14, 22
роадский ярус 98, 99, 103
ровенский горизонт 17, 20–22, 32
роданский ярус 195, 213
ропаноцерасовые слои 130
роракский ярус (подъярус) 178, 179
ротлигенд (серия, отдел) 94
ротоманский ярус 195, 218
руданский ярус (подъярус) 51, 54
русский ярус (подъярус) 127
рэтский кейпер 121, 133
— ярус (рэт) 116, 117, 128, 131, 134–142, 149, 155, 160, 162–164, 166

- рязанский горизонт (ярус) 183-185, 204, 208
- сакмарский ярус 92, 93, 97, 99, 100, 104, 106
- сакский ярус 32, 34
- саксоний (отдел) 94, 97, 101
- сантоцкий ярус 194, 195, 206, 217, 219-223, 228-230
- саурекный ярус 85
- свальбардский ярус 102
- свита отложений с аммонитами 108, 111, 192
- Святого Креста слон 116
- севатский (верхненорийский) подъярус 128, 136-138, 140
- сеймурский ярус (этаж) 148
- сейский ярус (подъярус, слон) 116, 125
- секвалеский ярус (подъярус) 178, 179
- сеноманский ярус 194-196, 199, 206, 216, 220, 222, 223, 227-229
- сеноцкий ярус (надъярус, система) 194-196, 199, 221, 223, 224
- сент-девид (отдел, серия) 28
- серпуховский ярус (горизонт, свита) 76, 78, 83, 85, 86, 91
- серые мергели Оба 217
- свицкий отдел (подсистема) 82, 83, 91
- сиаурийская система 26, 49-58
- сиенмурский ярус 151, 155, 158, 163, 165, 166
- синийская система (ярус) 13, 19, 23
- скальский горизонт (ярус) 51, 55
- Скалья известняки 192
- скифская серия (ярус) 115, 117, 121, 122, 125
- слоистый оолит и песок Стоунфильда и Хантона 149
- слоистая глина 192
- емгский ярус 119, 126, 127
- ептецкий ярус 119, 126, 127
- Среднеазиатская гиперзона 229
- среднетриасовый отдел 111, 115, 120, 121, 123, 128, 130, 132, 133, 135, 136, 143
- среднеюрский отдел 110, 111, 148, 153-156, 158, 160, 162, 168, 171, 175, 176
- средний лейас 111, 154, 163, 167
- (пестрый, гипсоносный) кейпер 115, 116
- пестрый песчаник 117
- раковинный известняк 117
- средняя оолитовая система (отдел) 149, 154
- стефанский отдел (ярус) 76, 78, 82, 83, 88, 90
- стешевские слои (горизонт) 79, 86
- стоунфильдские сланцы 174
- Стоурес—Визе слои 134
- стрингоцефаловые известняки 71
- суннагинский горизонт 15, 28, 29
- суперсредний порядок 111, 149, 193
- танган (отдел, серия) 205, 206
- тайлстоун (слои) 49, 63
- тараннон (серия) 54
- тарусские слои (горизонт) 79, 86
- татарский ярус 98, 102, 105
- тегулиновы глины Оба 216
- тегулифериновые известняки 87
- тейлор (ярус) 206
- Телины известняки 219
- телич (ярус, подъярус) 51, 54, 55
- терата (ярус) 206
- тигровый песчаник (Tigersandstein) 118, 120
- тималеский горизонт 72
- тигоцкий ярус 152-157, 161, 177, 180, 181, 183, 186, 187, 190, 201, 207, 228
- тоарский ярус 148, 151, 153-155, 158, 160, 163-165, 168-172, 190
- тойонский ярус 32, 33, 35
- томмотский ярус 15, 20-22, 29-36
- торерские слои 116
- тремадокский ярус 26, 34, 38-43, 45
- тремпильский ярус (тремпилло, тремпелион) 34, 35
- третичные отложения 111
- третичная система (отложения, образования, толща) 108, 110, 111, 193
- трешемский камень 174
- тржеботовские известняки 61, 64
- триасовая система (отложения) 109-111, 113-115, 118, 121-125, 131, 137, 139, 141, 142, 144-146, 155, 160, 162, 167, 187, 189
- трипти (ярус) 206
- туваллийский (верхнекарпийский) подъярус 134, 135
- турецкий туф 220
- турпейский ярус 68, 76-83, 85, 90
- туропский ярус 194-196, 199, 206, 217-221, 223, 228-230
- Уичвуд слон 174
- уошита (ярус) 205, 206

- уракава (отдел) 206
уральский ярус 84
ургонский ярус (фация) 194, 195, 199, 212
урутава (ярус) 206
уссурийский ярус 127
устричные глины 213
уфимский ярус 98, 99, 101
ухакусский горизонт 45
уцянинский (учжапинский) ярус 99, 103, 105
- фаменский ярус 61, 64, 68, 72–75, 81
фанерозойская эонотема (фанерозой) 151, 157, 231
фассианский (нижнеладинский) подъярус 128, 133
формация Блайну-Фиорд 145
— Киммериджа и долины Беркс 149
— мела (Terrain Cretace) 192
франский ярус (слои, известняки, фран) 61, 64, 68–73, 75
фредериксберг (ярус) 206
Фромлен известняки 70
- хайсдорфские слои 69
Хакнесский камень 175, 178
хальштаттский известняк 116, 122, 130, 132, 141
хамовнический горизонт 88
хангенбергские сланцы (Hangenberg schiefer) 77, 81, 82
хаумири (ярус) 206
хирнантский известняк (ярус) 42, 44, 51, 52
хорошевский ярус 183–185
- цератитовые мергели 125–127
цератитовый известняк 125, 127
— песчаник 125–127
церитиевые известняки 225
цлямбахские слои 135, 137–140
- чайская свита 34
чансинский ярус 99
чекановская свита 129
черепичные глины 213
черная юра (Schwarzejura) 149, 150, 160, 163, 168
четвертичная система 196
чортковский горизонт 61, 65
- шамплейн (серия, отдел) 41
шанклинский песок 193
шармутский ярус 151, 167
швабская фация 138, 140, 141
швагериновый горизонт 93, 95, 100
шейнвуд (ярус, подъярус) 51, 54, 55
шлернский доломит 15
штейральмский ярус 116
- ыстанахская свита 123
- эгейский (нижнеанизийский) подъярус 128, 130, 132
эйфельский ярус (отдел, известняк) 61, 64, 66, 68, 69, 71–74
эллсмирский подъярус 127
эмсский ярус 64–66, 68, 69, 71, 73, 74
эмшерский ярус 221
зомел 111
эотриас 125
эоценовый отдел (отложения) 127
этрепские слои (Etrœungt, горизонт) 77, 80, 81
Эффинген слои 179
- ювавский ярус 115, 135
Юдикариана известняк 116
юдомская свита (серия) 15, 16, 18, 22, 23, 29–32
юлийский (нижнекарнийский) подъярус 134
юрская система (известняки, формация, юра) 108–111, 117, 133, 136–138, 140, 142, 147, 148, 150, 151, 153, 156–163, 172, 176, 182, 183, 186, 189, 191, 202, 207, 227, 229
юрско-меловые отложения 201, 203, 204
- якутий (отдел) 32
якутский ярус 125
яхташский (регио)ярус 99, 102

Именной указатель

- Альберти Ф. (Alberti F.) 11–14
Аполлонов М. К. 41
Ардуино Д. (Arduino D.) 108, 110
Аркелл У. Дж. (Arkell W. J.) 147, 152, 153, 155, 156, 163, 166–169, 172–175, 178, 179, 182, 183, 187, 191, 205
Арно Г. (Arnot G.) 223, 224
Артхабер Г. (Arthaber G.) 115, 130, 133
Архангельский А. Д. 221, 224
Ассерето Р. (Assereto R.) 130, 132, 133
Атабекян А. А. 218, 219, 221–223

Бакленд У. (Buckland W.) 59, 182
Барранд И. (Barrande J.) 26–28, 38, 50, 51, 61, 63, 74
Барсков И. С. 104
Бассет М. Дж. (Bassett M. G.) 36
Баумбергер Е. (Baumberger E.) 210
Безносов Н. В. 175
Бергил Р. 194
Биттнер А. (Bittner A.) 115–117, 129, 132–135
Бобкова Н. Н. 157
Богданова Т. Н. 207, 214
Богословский Б. И. 80
Богословский Н. А. 183
Бодылевский В. И. 191
Бонарелли Ж. (Bonarelli G.) 152, 167
Борисяк А. А. 98
Брак П. (Brack P.) 132, 133
Брейетроффер М. (Breistroffer M.) 213, 216
Броньяр А. (Brongniart A.) 147, 149, 176, 182
Бух фон Л. (Buch fon L.) 114, 148–150, 153, 155, 156, 163, 168, 170, 174, 175
Бюснардо Р. (Busnardo R.) 202, 208, 212

Вааген В. (Waagen W.) 114, 115, 129, 130
Вавилов М. Н. 126, 132
Валлизер О. (Walliser O.) 77, 81
Ван Хинге Дж. (van Hinte J.) 222, 227, 228
Вахрамеев В. А. 152, 207, 230
Ведекинд Р. (Wedekind R.) 80
Верещагин В. Н. 157
Вернейль Э. (Verneuil E.) 82, 92
Видман Й. (Wiedmann J.) 108, 124, 138, 183, 204, 207, 214
Вуд Э. (Wood E.) 56

Ге Ж. (Gueh G.) 127
Гейм А. (Heim A.) 179, 213
Гейт А. (Hyatt A.) 115, 130
Гельмерсен Г. П. 82, 87
Герасимов П. А. 156, 184–186
Глесснер М. (Glaessner M.) 21
Горны Р. (Horny R.) 70
Горский В. П. 146
Госселе Ж. (Gosselet J.) 70–72
Грессли А. (Gressly A.) 82
Гроссувр А. (Grossouvre A.) 217, 219, 221, 223, 224
Грэбо А. (Grabau A.) 14
Гумбольдт А. (Gumboldt A.) 110, 147, 149
Гурари Ф. Г. 27, 33
Гюмбель К. 137, 138, 140

Дагис А. А. 138, 140, 141
Дагис А. С. 126, 139, 141
Де Мальбо М. (de Malbos M.) 296
Дезор Е. (Desor E.) 194, 208
Джанелидзе А. И. 214
Динер К. (Diner K.) 114, 115, 130, 134, 136, 140
Дитл Ч. (Dieltl G.) 174
Д'Омалиус д'Аллуа Ж. Б. (d'Omalius d'Halloy J. B.) 60, 66, 71, 82, 92, 108, 111, 114, 147, 149, 153, 192, 193
Д'Орбиньи А. (d'Orbigny A.) 108, 150, 151, 163, 166–172, 174–176, 178–180, 193, 213, 219
Дорлодо А. (Dorlodot H.) 71
Друщиц В. В. 152, 183, 207, 210, 212, 230
Дюма Э. (Dumas J. E.) 296
Дюмон А. (Dumont A.) 60, 61, 66, 68, 70–72, 76, 82, 224, 225
Дюпон А. (Dupont A.) 85

Егоян В. Л. 203, 206, 208, 213, 214
Елецкий Дж. А. (Jeletzky J. A.) 201
Ергалиев Г. Х. 34
Жакоб Ш. (Jacob Ch.) 213

- Жамойда А. И. 146
 Жарков М. А.
 Жинньо М. (Gignoux M.) 113, 115, 118, 120, 121, 129, 133, 146, 152, 163, 165–167, 191, 220, 221, 222, 230
 Жирардо 179
 Журавлева И. Т. 28
- Загрузина И. А. 9
 Захаров В. А. 186, 201, 204
 Захаров Ю. Д. 126, 127
 Зеленов К. К. 39
 Зильберлинг Н. (Silberling N.) 134
 Зюсс Э. (Zuess E.) 117, 133, 140
- Иванов А. П. 87
 Ирвинг Е. (Irving E.) 90
- Кайзер Е. (Kaiser E.) 70
 Какабадзе М. В. 211, 214
 Калачева Е. Д. 186–188
 Калломон Дж. (Kallomon J.) 174
 Каммел В. (Kammel W.) 126, 129, 130
 Карпинский А. П. 93, 100, 101
 Кац Ю. И. 230
 Квенштедт Ф. (Quenstedt F.) 138, 148, 150–152, 163, 165, 167, 170, 174, 175
 Кейзерлинг А. (Keyserling A.) 82, 92
 Келлер Б. М. 16
 Кеннеди В. Дж. (Kennedy W. J.) 228
 Килиан В. (Kilian W.) 207, 210–213
 Кипарисова Л. Д. 126, 127, 146
 Киттл Е. С. (Kittl E.) 136, 138
 Ковач III. 132, 133
 Кокан Г. (Coquand H.) 194, 206, 211, 212, 218, 220–224
 Кокс А. В. (Cox A. V.) 146, 191, 230
 Компани (Compani) 204
 Конибир У. Д. (Conybeare W. D.) 59, 76, 110, 147, 149, 175, 192, 193
 Конинк Л. (Koninck L.) 85
 Корень Т. Н. 54, 56
 Котетишвили Э. В. 213, 214
 Коуи Дж. У. (Cowie J. W.) 36
 Коцур Х. (Kozur H.) 123, 132–134
 Красилов В. А. 196, 217, 227–230
- Краснопольский А. 84
 Кристин Л. (Krystyn L.) 132, 134, 135, 139, 140
 Крымгольц Г. Я. 158, 168, 169, 172, 188, 191
- Лаппаран О. (Lapparent A.) 49, 84, 87, 93, 98, 111, 125
 Ле Эгара Г. (Le Hegarat G.) 202, 207
 Левен Э. Я. 102
 Леконт М. (Lecompte M.) 66
 Леонов Г. П. 25, 38, 50, 114, 116, 117, 122, 129, 146–151, 191, 192, 230
 Лермонтова Е. В. 27, 33
 Либрович Л. С. 77, 80, 81
 Ллевеллин П. Г. (Llewellyn P. G.) 146, 191, 230
 Лозовский В. Р. 124, 126, 127
 Лонсдейл У. (Lonsdale W.) 59
 Луппов Н. П. 214
 Лэнг В. Д. 167
 Лэпворт Ч. (Lapworth Ch.) 26, 38, 39, 49, 51, 56
 Ляйелль Ч. (Lyell Ch.) 33, 49
- Мазарович А. Н. 125
 Мазено Ж. (Mazenot J.) 207
 Майр-Эймар Ч. (Mayr-Eymar Ch.) 151, 169, 170, 172
 Мак Ларен Д. (Mc Laren D.) 65
 Мане Ж. (Manet J.) 202
 Марку И. (Marcou J.) 93, 175, 178
 Марр Д. (Marr D.) 44
 Мейе С. В. 144
 Меллер В. И. 82
 Месежников М. С. 186
 Меш (Mosch) 179
 Мигачева Е. Е. 169, 172
 Минклухо-Маклай А. Д. 84
 Миних М. Г. 144
 Мирзоев Г. Г. 214
 Миссаржевский В. В. 29–32
 Михайлов Н. П. 156, 184–186
 Михайлова И. А. 214, 216
 Мойсисович Э. (Mejsisovics E.) 114, 115, 125, 130, 132–136, 138, 140
 Москвин М. М. 228
 Муллад М. (Moullade M.) 208, 210, 211
 Мурчисон Р. И. (Murchison R. I.) 26, 38, 43, 49, 53–56, 59–61, 74, 76, 80, 82, 87, 92, 93, 97, 98, 101

- Мюллер С. В. (Muller S. V.) 153, 176, 196, 210–212
 Найдин Д. П. 218, 219, 221, 226, 228, 230
 Наказава К. (Nakazawa K.) 124
 Наливкин Д. В. 65
 Нацкий А. Д. 213, 221
 Нейтлинг Ф. (Noetling F.) 125
 Нечаев А. В. 93, 101, 102
 Никитин С. Н. 84, 86–88, 102, 153, 156, 183, 185

 Ог Э. (Haug E.) 93, 111, 115, 152, 153, 163, 166, 170, 172, 179, 196, 210, 212, 213
 Одэн Ж. С. (Odin G. S.) 228
 Олориз (Oloriz) 204
 Оппель А. (Oppel A.) 117, 133, 148, 151–153, 155, 156, 162, 167–170, 174, 175, 179, 182, 183, 191, 201, 202, 206
 Оуэн Г. (Owen G.) 215, 216
 Очев В. Г. 144

 Павлов А. П. 183, 185
 Паке В. (Paquier V.) 210
 Парри Д. Г. (Parry J. G.) 90
 Печерников Д. М. 190
 Пиа Дж. (Pia J.) 130, 133
 Пикте Ф. Ж. (Pictet F. G.) 206, 207
 Плате Ж. П. (Platel J. P.) 224
 Покровская Н. В. 33
 Попов А. В. 112
 Попов Ю. Н. 126, 127, 133, 139
 Похилайнен В. П. 230
 Прозоровский В. А. 230
 Пчелинцев В. Ф. 153, 155

 Радченко Г. П. 146
 Раузер-Черноусова Д. М. 97
 Реймерс А. Н. 104
 Ремер К. Ф. (Roemer C. F.) 66
 Ревелье Е. (Renevier E.) 152, 163, 167, 173, 194–196, 210, 216
 Решин Ю. С. 167
 Репина Л. Н. 33
 Ржонсницкая М. А. 69
 Рибер Г. (Riber G.) 132, 133
 Рихтгофен Э. (Richthofen E.) 125, 132
 Ричардсон Л. (Richardson L.) 164

 Розанов А. Ю. 28, 32
 Розман Х. С. 41
 Ростовцев К. О. 126, 146, 168, 169
 Рублев А. Г. 57, 74, 190
 Руженцев В. Е. 85, 97, 100
 Рутш Р. (Rutsch R.) 194
 Рухадзе И. М. 214

 Савельев А. А. 216
 Сазонов Н. Т. 184, 185, 204, 208
 Сазонова И. Г. 184, 185, 204, 208
 Салоп Л. И. 16
 Сахаров А. С. 208
 Седжвик А. (Sedgwick A.) 25, 26, 40, 43, 59, 68, 80
 Сей И. И. 186–188
 Семихатова С. В. 86
 Серони-Вивьен М. (Seroni-Vivien M.) 221, 222
 Славин В. И. 133, 140
 Смит В. (Smith W.) 108, 147, 174
 Смит Дж. П. (Smith J. P.) 115, 125, 126, 130, 141
 Соколов Б. С. 14–16, 20, 21
 Соколов Д. Н. 183, 185
 Спат Л. (Spath L.) 125, 126, 130, 133, 134, 141, 166, 168, 169, 172, 177, 196, 210, 212, 218
 Страхов П. М. 133
 Суворова Н. П. 27, 28

 Тавера И. М. (Tavera J. M.) 183, 203, 204
 Тейхерт К. (Teichert C.) 129
 Товбина С. З. 214
 Тозер Э. Т. (Tozer E. T.) 117, 119, 126, 127, 132, 134, 136, 138, 139, 145
 Торкапель А. (Torcapel A.) 213
 Торренс Х. С. (Torrens Ch. S.) 173, 174
 Тука А. (Toukas A.) 183, 206, 213
 Турманн Дж. (Turmann J.) 192
 Тучков И. И. 139
 Тьелуа Ж. П. (Thieuloy J. P.) 208, 211

 Уилмарг М. Г. (Wilmarth M. G.) 194
 Уленброк Г. (Ulenbrock G.) 224, 225
 Ульрих М. (Ulrich M.) 138
 Уолкотт Ч. (Walcott Ch.) 27, 31
 Уотерхауз Д. (Waterhouse D.) 123

- Филлипс Дж. (Phillips G.) 25
Филлипс У. (Phillips W.) 59, 76, 108, 110, 147, 149,
175, 192, 193
Фиттон У. (Phytton W.) 192, 193
Фрех Ф. (Frech F.) 115
- Халфин Л. Л. 69
Харленд У. Б. (Harland W. B.) 9, 16, 39, 53, 57, 133,
145, 146, 174, 176, 190, 191, 206, 215, 218, 227–
230
Хедемакер Ф. (Hoedemacker F.) 204, 210
Хельдер Г. (Holder G.) 156
Хикс (Hicks) 43
Хилл П. Т. (Chill P. T.) 194
Химшиашвили Н. Г. 183, 207
Хлупач И. (Chlupac J.) 70
Хоментовский В. В. 29
Храмов А. Н. 10, 36, 57, 74, 90, 190, 228
- Цагарели А. Л. 168, 169
Цапфе (Zarfe) 138, 139
Цейсс А. (Zeiss A.) 177
- Чедвик (Chedwick) 12
Чекановский А. Л. 125
- Шевырев А. А. 124, 142
Шенк Г. Г. (Schenck H. G.) 196, 210–212
Шиндевольф О. (Schindevolff O. H.) 77, 80
Шлютер К. (Schluter K.) 221
Шмидт Г. (Schmidt H.) 80
Шоффа П. (Schoffat P.) 152, 176, 207
Штукенберг А. А. 101
- Щеголев А. К. 90
Щуровский Г. Е. 183, 185
- Эллис Г. (Elles G.) 56
Эней (Eney) 204
Эрбен Х. (Erben H.) 65
Эутим, аббат 206
- Якобсон К. Э. 16
Якобсхаген В. 134
Яковлев Н. Н. 125

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
Процедура принятия Международной (общей) стратиграфической шкалы	7
Хронометрическая шкала, основанная на радиоизотопных датировках	8
Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя	9
Фанерозой как этап истории Земли	12
ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА	14
Основные опорные разрезы	16
Подошва системы	19
Деление вендской системы	—
Биостратиграфическая характеристика	21
Радиоизотопная хронология	22
Палеомагнитные данные	23
Заключение. Самостоятельность вендской системы и ее статус в МСШ	—
Литература	24
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА	25
КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА	26
Основные опорные разрезы	27
Подошва системы	28
Деление кембрийской системы	31
Ярусная шкала	32
Биостратиграфическая характеристика	34
Радиоизотопная хронология	36
Палеомагнитные данные	—
Заключение	—
Литература	37
ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА	38
Основные опорные разрезы	—
Подошва системы	39
Деление ордовикской системы	40
Ярусная шкала	41
Биостратиграфическая характеристика	46
Радиоизотопная хронология	—

Палеомагнитные данные	47
Заключение	—
Литература	48
СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА	49
Основные опорные разрезы	—
Подощва системы	51
Деление силурийской системы	53
Ярусная шкала	—
Биостратиграфическая характеристика	56
Радиоизотопная хронология	57
Палеомагнитные данные	—
Заключение	—
Литература	58
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	59
Основные опорные разрезы	60
Подощва системы	63
Деление девонской системы	66
Ярусная шкала	70
Биостратиграфическая характеристика	72
Радиоизотопная хронология	74
Палеомагнитные данные	—
Заключение	—
Литература	75
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА	76
Основные опорные разрезы	77
Подощва системы	80
Деление каменноугольной системы	82
Ярусная шкала	84
Биостратиграфическая характеристика	89
Радиоизотопная хронология	90
Палеомагнитные данные	—
Заключение	—
Литература	91
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА	92
Основные опорные разрезы	94

Подошва системы.....	95
Деление пермской системы.....	97
Ярусная шкала.....	100
Биостратиграфическая характеристика.....	104
Радиоизотопная хронология.....	105
Палеомагнитные данные.....	—
Заключение.....	—
Литература.....	106
Общая литература по палеозою.....	107
МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА.....	108
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА.....	113
Основные опорные разрезы.....	118
Подошва системы.....	123
Деление триасовой системы.....	125
Биостратиграфическая характеристика.....	141
Радиоизотопная хронология.....	144
Палеомагнитные данные.....	145
Заключение.....	—
Литература.....	146
ЮРСКАЯ СИСТЕМА.....	147
Основные опорные разрезы.....	159
Подошва системы.....	162
Деление юрской системы.....	163
Биостратиграфическая характеристика.....	188
Радиоизотопная хронология.....	190
Палеомагнитные данные.....	191
Заключение.....	—
Литература.....	—
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА.....	192
Основные опорные разрезы.....	196
Подошва системы.....	201
Деление меловой системы.....	205
Граница мезозоя и кайнозоя.....	225
Биостратиграфическая характеристика.....	226
Радиоизотопная хронология.....	228
Палеомагнитные данные.....	229

Заключение	229
Литература	230
Общая литература по мезозою	—
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	231
Предметный указатель	233
Именной указатель	241

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Бискэ Юрий Сергеевич, Прозоровский Владимир Анатольевич

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФАНЕРОЗОЯ

Венд, палеозой и мезозой

Учебное пособие

Редактор *В. М. Николаева*
Художественный редактор *Е. И. Егорова*
Обложка *А. Ю. Пыреговой*

Лицензия ЛР № 040050 от 15.08.96

Подписано в печать 23.11.2000. Формат 70×100¹/₁₆.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 20,1.
Уч.-изд. л. 22,01. Тираж 250 экз. Заказ № 593.

Издательство СПбГУ.
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9.

ЦОП типографии Издательства СПбГУ.
199034, С.-Петербург, Макарова, 6.