


С.И. Романовский

**ДИНАМИЧЕСКИЕ
РЕЖИМЫ
ОСАДКО-
НАКОПЛЕНИЯ**



НЕДРА

С. И. Романовский

**ДИНАМИЧЕСКИЕ
РЕЖИМЫ
ОСАДКО-
НАКОПЛЕНИЯ**

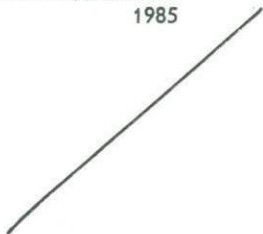
ЦИКЛОГЕНЕЗ



4676



ЛЕНИНГРАД
"НЕДРА"
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985



Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез.— Л.: Недра, 1985.— 263 с.

Дано описание динамических режимов циклического осадконакопления. Впервые раздельно рассмотрены режимы формирования единичных циклов и режимы их повторяемости в разрезах. На большом фактическом материале проанализирован механизм образования седиментационных циклов практически всех генетических типов осадочных толщ. Приведена классификация динамических типов циклов, выявлены закономерности морфологической изменчивости элементарных циклов всех выделенных режимов циклогенеза.

Для геологов всех профилей, а также для специалистов в других областях знания, интересующихся конкретными проявлениями цикличности природных процессов.

Табл. 1, ил. 74, список лит. 96 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук А. В. Македонов (ВСЕГЕИ).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Внутренний порядок в строении разрезов осадочных толщ геологи подметили не сразу. Картируя формацию «черных сланцев» (таврическая серия Крыма) или угленосные отложения Донбасса, они достаточно уверенно вычленяли литологически разные пачки пород, отмечали, что в границах выделяемых подразделений разреза весьма часто повторяется ограниченный набор пород. Однако устанавливать закономерности этой повторяемости геологи еще не умели, они еще не видели того, что в настоящее время именуется ритмической (или периодической) повторяемостью и чему придается важное теоретическое и практическое значение. И это несмотря на то, что сам факт закономерного чередования пород в разрезах был установлен в угленосных толщах еще в конце XVIII — начале XIX в. Факту этому, однако, не было уделено сколько-нибудь серьезного внимания.

Идея циклического строения геологических разрезов весьма медленно внедрялась в практику геологических исследований. Даже в таких закономерно построенных образованиях, как флишевые и угленосные, геологи долгое время отказывались видеть какой бы то ни было внутренний порядок. Так, ритмичность строения флишевых толщ открыта Н. Б. Вассоевичем лишь в 30-х годах, т. е. почти через 100 лет после выделения этой формации швейцарским геологом Б. Штудером. На I Всесоюзном угольном совещании в 1944 г. ученые разделились на «циклистов» и «антициклистов», которых в то время было большинство [Жемчужников Ю. А., 1958 г.]; но уже к 1955 г. — ко времени II Всесоюзного угольного совещания — идея циклического строения угленосных толщ практически восторжествовала.

По мере того как накапливался эмпирический описательный материал и разрабатывались генетические модели, трактующие механизм образования циклического наслоения пород, расширялось и наше знание об устойчивых закономерностях строения геологических разрезов. Уже не вызывало сомнения, что циклический характер имеют разрезы ленточных глин, моласс, угленосных отложений, флиша и многих других генетических видов толщ. И наконец, в 1958 г. Ю. А. Жемчужников резонно заметил, что если «циклическость или ритмичность — не случайная «игра природы»,

а определенная закономерность осадкообразования... то она должна быть повсюду» (с. 8). Этой уверенностью пронизаны сегодня исследования всех геологов, изучающих как общие (теоретические) аспекты осадкообразования, так и сугубо практические вопросы региональной стратиграфии и поисковой геологии.

К настоящему времени детальнейшим образом изучена упорядоченность пород в разрезах всех без исключения генетических типов толщ, написаны обобщающие работы по циклическому осадконакоплению [2, 14, 23, 32, 38, 44], проведены крупные межотраслевые совещания при Канзасском университете (США, 1964 г.), I Всесоюзная конференция «Циклическое осадконакопление и закономерности размещения горючих ископаемых» (Новосибирск, 1975 г.), а также ряд специализированных семинаров (Новосибирск, Грозный, Таллин, Артёмовск, Ленинград, Москва и др.). Одним словом, данному вопросу в последние годы уделяется самое пристальное внимание, свидетельствующее не только о его теоретической значимости, но и о большой практической отдаче, которую можно ожидать при планомерном решении задач, составляющих отдельные звенья комплексной проблемы «геоциклическость».

Между тем исследования, связанные с выделением, описанием и интерпретацией седиментационных циклов в генетически разных типах толщ, идут главным образом эмпирическим путем, т. е. осуществляются посредством обобщения уже имеющегося материала по циклическости и его приложения к решению традиционных для геологии задач: расчленения и корреляции разрезов, установления объема местных стратиграфических подразделений и т. п. Такой подход, безусловно, необходим, но только в роли фактической базы для разработки общих теоретических схем, трактующих седиментационные циклы (ибо реально могут изучаться только они) как вещественные реализации сложного комплекса геологических (и негеологических) процессов, циклическое развитие которых не вызывает сомнений: тектогенеза, глобальных изменений климата, вариаций уровня Мирового океана и т. п.

Следует заметить, что большинство геологов ведущую роль отводят крупным «циклам» (циклокомплексам, ритмосвитам, мегациклотемам и т. п.), полагая, что именно эти единицы являются индикаторами крупных перестроек структурно-фациального плана бассейна седиментации; кроме того, они лучше коррелируются на большие расстояния и имеют отчетливый стратиграфический смысл. Собственно же седиментационной циклическости при этом отводится скромная роль мелких ячеек, трансляцией которых и выстраиваются циклы более высоких порядков. Однако при таком подходе неизбежно утрачивается связь с исходным процессом циклического седиментогенеза и циклы более высокого порядка оказываются просто результатом механического объединения циклов предшествующего порядка; никакого генетического смысла такие конструкции, естественно, не имеют.

Исходя из этого в данной работе рассматриваются *только* элементарные, или собственно седиментационные, циклы, привязанные

к конкретным режимам циклогенеза. Такой подход позволяет выявить конкретные морфологические различия элементарных циклов, образованных разными режимами циклической седиментации, и разработать теоретические схемы, увязывающие циклическое строение разрезов с особенностями протекания процессов седиментогенеза, реализациями которых они являются.

Иными словами, на данном этапе требуется сосредоточить усилия исследователей на разработке общей теории седиментационной цикличности. Конкретных рецептов по построению такой теории быть не может, ибо в противном случае геологи уже ею располагали бы. Ясно одно: теоретические построения должны выводиться из принятых постулатов таким образом, чтобы действия из теории не противоречили эмпирически наблюдаемым фактам, объясняли их и давали возможность предсказывать новые факты и закономерности. Однако независимо от постулатов, положенных в основу теории седиментационной цикличности, необходимо дать ответы на следующую цепочку связанных между собой вопросов [Романовский С. И., 1978 г.]

— Как должны соотноситься теоретические схемы слоеобразования и теории седиментационной цикличности? Должна ли эта теория выводиться из конкретных концепций слоеобразования или ее следует развивать самостоятельно на иной основе?

— Какими критериями надо руководствоваться при выделении и последующей систематизации седиментационных циклов: чисто эмпирическими, когда цикличность фиксируется при детальном (послойном) описании геологических разрезов, а единственным методом ее выделения служит критерий «естественной упорядоченности» определенного набора пород, либо теоретическими, которые дают возможность исходя из генетических схем циклического седиментогенеза строить модели циклов различных типов осадочных образований и затем на разрезах соотносить модельные построения с фактическим материалом?

— Какой степени общности должна быть теория седиментационной цикличности, т. е. следует ли развивать ее применительно к каждому генетическому типу осадочных образований отдельно на так называемой фацциально-морфологической основе [Романовский С. И., 1972 г.] либо целесообразнее будет искать общие для всех генетических типов толщ признаки и их класть в основу этой теории?

В нашей книге основной упор сделан на описание конкретных литогенетических разновидностей седиментационных циклов, привязанных к восьми режимам циклогенеза, которые в свою очередь тесно увязаны с механизмами слоеобразования. Кроме того, впервые предложено различать три режима повторяемости элементарных циклов в разрезе, что дало возможность построить классификацию динамических типов циклов и описать закономерности морфологической изменчивости элементарных циклов для трех классов режимов циклической седиментации: миграционных, мутационных и миграционно-мутационных.

Автор надеется, что избранный им путь привлечет внимание специалистов по геоцикличности, поскольку такой подход нацелен прежде всего на воссоздание внутренней структуры процессов, а не причин и источников их протекания, знание которых, конечно, не бесполезно, но не является принципиально важным при рассмотрении динамики формирования циклических парагенезов пород.

Хотелось бы подчеркнуть еще одну мысль. Рассмотренные в книге модели циклической седиментации фиксируют внимание на качественной стороне механизма процессов, ответственных за образование циклической последовательности пород в генетически различных типах осадочных толщ. И хотя на сегодняшний день уже разработаны формализованные модели циклогенеза инъективного режима, опирающиеся на математический аппарат теории катастроф и цепи Маркова, а также модели режимов миграционного класса, использующие различные модификации гармонического анализа, однако все они несовершенны, ибо не приносят нового знания в трактовку механизма описываемых процессов. Поэтому представляется более важным седиментологический анализ механизмов циклической седиментации, дающий возможность понять физическую сторону исследуемых процессов. Это в свою очередь позволит сузить класс и формализованных моделей, разработка которых, когда ясна качественная сторона явления, не встретит серьезных затруднений.

В заключение надо отметить, что предпринятая нами попытка построения основ теории седиментационной цикличности, безусловно, не лишена недостатков. Поэтому автору будут полезны любые конструктивные замечания и пожелания читателей, которые он просит присылать по адресу: 199026, Ленинград, Средний пр., 74, ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского.

ИСХОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Прежде чем формулировать исходные предпосылки, которые должны лечь в основу теории седиментационной цикличности, желательно понять, какой смысл целесообразно вкладывать в термин «теория» и как, отталкиваясь от общего определения этого термина, сконструировать требования к определению частному, т. е. непосредственно к теории седиментационной цикличности. Сразу отметим, что такие понятия, как «теория», являются объектом исследования методологии и изучаются методами общей теории познания (гносеологии) и логики. Естественно поэтому, что в рамках методологии стремятся дать определение по возможности наиболее общее, которое вбирало бы в себя инварианты этого понятия, почерпнутые из опыта конкретных наук. Будучи же построенным на инвариантах, это определение (разумеется, справедливое) оказывается между тем практически бесполезным при его отображении на любое конкретно-научное теоретическое исследование, ибо за бортом остаются те критерии, которыми можно было бы проверить, сколь полно удовлетворяет данное исследование общеметодологическим требованиям к теории и может ли оно претендовать на то, чтобы приобрести статус теории.

Действительно, в книге В. В. Грузы [1977 г., с. 131] наряду с другими дается и такое определение: «термином «теория» называется логическая система, связывающая между собой различные законы». В чем особенности этой логической системы, какие требования следует предъявлять к характеру связи различных законов и что должны представлять собой эти законы, остается неясным. Иными словами, такого рода определения не дают возможности последовательно проделать как бы обратный путь: пользуясь методологической лестницей, спуститься в недра своей науки.

Весьма интересно такое свойство теории, как общность. Именно по этому свойству теорию можно отличить от тех теоретических конструкций, которые, удовлетворяя таким требованиям, как полнота и логическая непротиворечивость, претендуют на статус теории. Общность теории означает, что она распространяется на *все* объекты данного класса, а не только на те, которые были вовлечены в сферу рассмотрения во время создания теории. Например, можно говорить о теории образования угленосных циклов, но

нельзя — о теории угленосных циклов Донбасса; можно строить теорию формирования соленосных циклов, но нельзя — теорию соленосных циклов пермского возраста. Хотя и неповторимая уникальность Донбасса, и специфика соленосных отложений именно пермского возраста дают основание для разработки оригинальных моделей (или, как любят говорить геологи, концепций) этого выборочного класса объектов.

Общность теории не связана с масштабом рассматриваемых ею объектов. Ими могут быть и частицы песка, если речь идет о теории гидродинамической рассортировки в прибрежной зоне моря, и слои осадочных пород, если дело касается общей теории слоеобразования, и седиментационные циклы отдельных генетических типов слоистых толщ или седиментационные циклы в целом, если рассматривается общая теория циклоседиментогенеза.

Итак, с учетом сделанных оговорок *теорию можно определить как универсальную модель исследуемого класса объектов, обладающую большой степенью общности и доставляющую достоверное знание.*

Каким же образом строятся естественнонаучные теории, и в частности теории геологические? Проще всего было бы разделить теории, а соответственно и пути их создания, на индуктивные, когда исследователь, обобщая эмпирический материал, как бы продвигается в получении теоретического знания от частного к общему, и дедуктивные, когда теория является результатом логической трансформации исходных предпосылок, не опирающихся в явном виде на эмпирический материал. Однако такое противопоставление ничего не дает, ибо разделение теорий на индуктивные и дедуктивные (в чистом виде) возможно только на уровне методологических схем, обсуждающих пути и принципы создания теорий. Но когда мы обратимся к анализу конкретных теорий, нам в лучшем случае удастся разделить индуктивные и дедуктивные их компоненты, обязательно присутствующие в любой геологической теории, но никогда мы не сможем классифицировать теорию в целом как индуктивную или дедуктивную. В. В. Груза [1977 г., с. 135] справедливо заметил, что «противопоставление теории «как дедуктивной системы» теории «как обобщению эмпирического материала» не вполне правомерно».

Действительно, любая геологическая теория, в частности предлагаемая в этой книге, включает как необходимые составные элементы осмысливание и обобщение большого фактического материала. Но осмысливание, т. е. анализ альтернативных гипотез, выполнить невозможно, если не опираться на известные науке законы. Так рождаются исходные предпосылки будущей теории. Однако одних предпосылок недостаточно, чтобы объяснить весь круг вовлеченных в сферу исследования вопросов. Требуется построить логически стройную систему высказываний (так называемое тело теории) и с их помощью получить новые, не известные ранее результаты, хорошо согласующиеся с фактическим материалом. Эти результаты должны обладать большой степенью общности, и им

не должен противоречить ни один из известных фактов. Ясно, что построенная по такой схеме теория будет включать в себя и индуктивную и дедуктивную компоненты.

Рассмотрим с этих позиций предпосылки, которые можно положить в основу теории седиментационной цикличности. Прежде всего заметим, что седиментогенез обычно понимается только как начальная стадия литогенеза, т. е. как совокупность геологических процессов, ведущих к образованию осадков: выветривание коренных пород, перенос осадочного материала и его осаждение в бассейне седиментации. Иными словами, эти процессы предопределяют (при такой трактовке седиментогенеза) формирование *вещества* осадочных пород, и именно вещество является объектом изучения в рамках общей теории литогенеза [Страхов Н. М., 1960, 1963 г.]. Если же исследовать процессы, приводящие к фиксации в разрезе *тел* осадочных образований разной структурной сложности: зерен обломочных пород, слоев и седиментационных циклов, — то седиментогенез должен трактоваться не как начальная стадия литогенеза, а как самостоятельный процесс, ответственный за формирование этих (как бы вложенных друг в друга) тел осадочной оболочки. При этом в зависимости от того, какие тела являются объектом исследования, следует различать разную *структурную ориентацию седиментогенеза*.

Действительно, гранулометрический состав терригенных пород является надежным индикатором гидродинамической активности среды осадконакопления, а при более детальных исследованиях этот показатель служит достаточной основой для дробного фациального районирования обстановок накопления осадка. На базе изучения фракционного состава обломочных пород решается широкий спектр задач фациального анализа и палеогеографии. Все эти задачи должны опираться на конкретные модели процессов, связывающих распределение частиц по размерам (фракциям) с гидродинамикой среды осадконакопления. Хотя гранулометрический образ обломочных пород формируется на стадии седиментогенеза (при традиционном понимании этого термина), но никаких специфических тел при этом не образуется. По этой причине данный вектор структурной ориентации седиментогенеза предлагается назвать *гранулоседиментогенезом*.

Сложность осадочных пород является основной структурно-морфологической характеристикой осадочной оболочки. И хотя мы различаем два принципиально разных генетических вида слоистости: миграционную, формирующуюся в результате миграции фациальных зон под действием, в частности, колебательных движений земной коры, и мутационную (термины Н. Б. Вассоевича), образующуюся при фиксированном положении береговой линии, — однако с позиций формы тела оба вида слоистости являются реализациями процессов седиментогенеза. Поэтому если кроме вещества пород исследуется и форма их залегания, то и в данном случае седиментогенез должен трактоваться как самостоятельный процесс, который будем именовать *стратоседиментогенезом*.

Парагенезы пород (или слоев), как известно, образуют элементарные седиментационные циклы, условия формирования которых определяются генетическим типом слоистой толщи в целом. Однако вне зависимости от фиксации конкретной причины цикличности можно говорить о том, что и данный класс тел осадочной оболочки обязан своим возникновением определенной структурной ориентации седиментогенеза, который в этом случае мы называем *циклоседиментогенезом*.

В данной работе нас интересует только циклоседиментогенез. Предположение о том, что все без исключения элементарные седиментационные циклы образуются только под влиянием различным образом проявленных механизмов седиментогенеза, и служит главной содержательной предпосылкой теории седиментационной цикличности. Отсюда вытекает и основная задача теории: типизировать элементарные циклы таким образом, чтобы по возможности минимизировать число моделей, описывающих различные механизмы циклогенеза. Для этого необходимо оценить факторы, под действием которых в разных генетических типах слоистых толщ фиксируются различные типы циклов.

Предположение о том, что устойчивое воспроизведение в разрезе сходных в литологическом отношении циклов зависит от сочетания режимов формирования единичных циклов и режимов их повторяемости в разрезе, является второй предпосылкой теории седиментационной цикличности. Она позволяет, с одной стороны, построить достаточно обособованную классификацию динамических типов циклов, а с другой — для каждого режима формирования единичных циклов дать свой гомологический ряд, который должен наглядно фиксировать степень морфологической изменчивости циклов данного режима.

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Все ведущие геологи, занимавшиеся изучением закономерностей «внутреннего» строения осадочных толщ, придавали решающее значение определению основных понятий: «повтор и повторяемость», «ритм и ритмичность», «период и периодичность» и, наконец, «цикл и цикличность». С тем или иным успехом они обсуждались А. И. Айнемером, Н. Ф. Балуховским, Л. Н. Ботвинкиной, Н. Б. Вассоевичем, Ю. А. Жемчужниковым, Г. А. Ивановым, Г. П. Леоновым, Н. В. Логвиненко, А. В. Македоновым, С. П. Максимовым, И. А. Одесским, В. И. Поповым, Л. Б. Рухиным, В. Е. Хаиным, В. С. Яблоковым и многими другими учеными.

Однако несмотря на все предпринятые усилия по упорядочению терминологической базы, используемой при анализе процессов циклического осадконакопления, перечисленные термины по-прежнему не имеют ясного толкования и практически каждый исследователь вкладывает в них свое понимание, апеллируя то к этимологии слов, то к их объяснению в толковых словарях русского языка, то к опыту других наук, в которых эти термины также приняты на

вооружение. В чем же тут дело? Соизмеримы ли потери при решении конкретных задач, в которых упомянутые термины употребляются как синонимы, с теми усилиями, которые расходуется на доказательство их различий?

Разработка любой крупной теоретической проблемы предполагает последовательную реализацию следующих этапов: определение исходных понятий и соответствующих им терминов, построение теоретических конструкций с обязательным вовлечением в их сферу изначально определенных понятий и, наконец, проверка «работоспособности» теории, т. е. решение на ее основе задач с использованием предсказательных и объяснительных возможностей предложенной теории.

Если бы все эти требования выполнялись, то можно с уверенностью сказать, что никаких дискуссий «о словах» в геологии не возникало бы. В отсутствие же теории обсуждение терминов с неизбежностью переходит из сферы естествознания в сферу лингвистики и споры начинают приобретать схоластический характер при полном неимении шансов выйти из этого «беличьего терминологического колеса». Убедительным доказательством справедливости этого тезиса явился семинар «Понятия и термины седиментационной цикличности» (Новосибирск, апрель 1979 г.), на котором не рассматривались пути и средства построения теории циклического седиментогенеза, но зато со всей серьезностью обсуждались роскошные терминологические блюда, приготовленные участниками семинара. Тут были термины на все вкусы: «литм и литмит», «циклома и циклосома», «циклесс» и даже «циклоп». И каждый автор обосновывал, апеллировал, ссылаясь.

В. В. Груза [1977 г., с. 45] резонно отметил, что «ссылки на объективный мир при решении вопросов, находящихся в терминологической сфере, есть не более чем ссылки на собственные склонности и вкусы, не известные окружающим». В этих условиях создается идеальная питательная среда для появления так называемых законодателей терминологических мод, которые под предлогом соблюдения терминологической чистоты науки ставят шлагбаум на пути ученых, не поддерживающих их словесных изысканий, но зато пытающихся решать конкретные содержательные задачи, т. е. вносить свою посильную лепту в разработку теории седиментационной цикличности.

Наглядной иллюстрацией того факта, что в науке приживаются только те термины, за которыми стоят конкретные теоретические разработки, удовлетворяющие научным запросам сегодняшнего дня, могут служить терминологические изыскания Н. Б. Вассоевича. Этот ученый питал особое пристрастие к введению новых терминов, но лишь немногие из них прочно вошли в обиход геологов, причем только те, которые лежали в основе конкретных генетических концепций.

Действительно, Н. Б. Вассоевич много и плодотворно занимался вопросами слоеобразования и дал в результате прекрасную типизацию процессов, ведущих к формированию слонстой структуры

разрезов осадочных толщ. По Н. Б. Вассоевичу [1950 г.], слоистость формируется либо в результате смещения фациальных зон вследствие подъема или опускания уровня моря, либо под действием седиментологических факторов при фиксированном положении береговой линии. В первом случае формируется слоистость, названная Н. Б. Вассоевичем асинхронно-миграционной (или просто *миграционной*), во втором — слоистость синхронно-мутационная (или просто *мутационная*). Значение этих терминов всеми понимается однозначно, и они не пересматриваются до сих пор, ибо геологов пока удовлетворяют стоящие за ними схемы слоеобразования. Этими терминами будем пользоваться и мы в этой книге.

Второй иллюстрацией может служить осцилляционная гипотеза флишеобразования, также разработанная Н. Б. Вассоевичем [7]. Суть ее мы излагать не будем, она хорошо известна. Заметим лишь, что к настоящему времени эта гипотеза утратила научное значение, на смену ей пришла гипотеза мутьевых потоков Ф. Кювена [Kuepen Ph. H., 1958 г.]. Однако терминология, использованная Н. Б. Вассоевичем (*ритм и многослой*), прочно вошла в научный обиход, и в последние годы ему приходилось прилагать массу усилий [Вассоевич Н. Б., Гладкова Е. Г., 1973 г.; Вассоевич Н. Б., 1977 г.], чтобы изъять термин «ритм» из терминологического багажа геологов. Усилия эти, однако, успехом так и не увенчались. В данном случае термины оказались более живучими, чем связанная с ними концепция. Произошло это потому, что в предложенной Н. Б. Вассоевичем гипотезе флишеобразования термины «ритм» и «цикл» несли одинаковую смысловую нагрузку и их трактовка никак не связывалась с процедурой выделения и с объемом соответствующих им объектов. Поэтому споры о том, как эти объекты называть: «ритмами», «циклами» или «многослоями» — лежат за пределами геологических задач и носят чисто лингвистический характер.

Когда определения понятий оторваны или очень слабо зависят от теоретических конструкций, связывающих внутреннюю упорядоченность в наслоении пород с процессами циклического седиментогенеза, любое толкование этих терминов оказывается правомочным, а попытки доказать преимущества одной интерпретации перед другой заведомо безуспешны. Просмотренное нами большое число работ по седиментационной цикличности показало, что все эти (казалось бы, разноречивые) толкования в целом близки друг другу и из-за их разночтений не возникает путаницы в понимании преподносимого тем или иным автором фактического материала.

Следовательно, единственным критерием, лежащим в основе терминологической базы концепции геоцикличности, является конструктивная связь терминологии с типизацией и трактовкой динамических режимов осадконакопления, поскольку каким бы путем ни выделялись седиментационные циклы в геологических разрезах и какое бы понимание в них ни вкладывалось, *циклы фиксируют*

прежде всего устойчивый парагенез пород в рамках конкретного динамического режима седиментации.

С этих позиций не будет большой ошибкой, если считать синонимами такие термины, как «породная ассоциация» (И. В. Хворова), «многослой» (Н. Б. Вассоевич), «циклотема» (Дж. М. Уэллер), «циклит» (С. Л. Афанасьев) или, наконец, «элементарный седиментационный цикл». Последнему термину можно отдать предпочтение лишь в том отношении, что он более определенно связывает конкретные наборы пород с представлениями о цикличности процессов осадконакопления, тогда как и «породная ассоциация», и «многослой», и «циклит» могут быть выделены и чисто эмпирическим путем по комплексу признаков, не следующих из интерпретации механизма циклоседиментогенеза. Термин «элементарный седиментационный цикл» мы и будем использовать в данной работе, причем вне зависимости от того, описывается ли динамический режим циклоседиментогенеза или исследуются конкретные циклы в разрезах флиша, галогенной формации, молассы и других генетических типов осадочных образований.

Таким образом, элементарным седиментационным циклом мы будем называть устойчиво повторяющийся генетически обусловленный набор пород. Если же выделяемые в разрезе устойчиво повторяющиеся наборы пород не связываются с механизмом циклогенеза, то такие наборы, строго говоря, седиментационными циклами именовать нельзя.

Резюмируя все изложенное, подчеркнем, что трактовка интересующей нас терминологии станет однозначной тогда и только тогда, когда она будет лежать в основе удовлетворительной теории седиментационной цикличности, ибо использование результатов этой теории гарантирует и обращение к терминологии, на которой она базируется. В противном случае термины оказываются оторванными от теоретических конструкций и неизбежно приобретают вольное, ненаучное звучание. И лучший удел, который может быть уготован им в будущем, — это переход в категорию «терминов свободного пользования», т. е. лишаящих определяемые ими понятия фиксированного смысла. Такая участь постигла уже столь популярные у геологов термины, как «фация» и «формация». Может случиться, что то же самое произойдет и с интересующей нас терминологией, если геологи ограничатся ее обсуждением и не предпримут попыток к разработке теории седиментационной цикличности.

ТРАКТОВКА ПРИЧИН
СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Если сама идея циклического седиментогенеза в настоящее время практически не оспаривается геологами, то интерпретация механизма образования ритмической повторяемости пород все еще далека от однозначного решения. Очевидно, это связано с тем, что геологи еще не научились расшифровывать именно *механизм* процессов в тесной увязке его с ведущими факторами текто- и литогенеза. Кроме того, в последние десятилетия представления о циклическом характере осадкообразующих процессов, как это ни странно, развивались главным образом в недрах тектоники, а не сравнительной литологии и седиментологии. Для литологов оказывалось достаточно высказываний по этому поводу авторитетных тектонистов. Так, В. Е. Хаин [1973 г., с. 164] констатирует, что «циклы низшего порядка обусловлены главным образом, хотя отнюдь и не исключительно, климатическими причинами. По мере же перехода к более крупным циклам... все большее и в конце концов решающее значение приобретают колебательные движения и, наконец, начиная с периодов в 35—40 млн. лет, изменения скорости волновых движений».

Очевидно, такого рода интерпретацию циклогенеза, поскольку аналогичные мысли высказывались тектонистами и ранее, имел в виду Н. М. Страхов [1957 г., с. 25], когда писал: «касаясь влияния тектонических движений на литогенез, литологи, как правило, оказываются в плену у тектонистов и, по существу, лишь пересказывают созданные ими представления о типах движений земной коры, о том, как эти движения создают напластование пород и циклическое строение разрезов, как формируются мощности осадочных толщ; этим дело обычно и ограничивается».

Такая оценка представляется вполне оправданной, если вспомнить, что проблеме циклического седиментогенеза действительно уделяется основное внимание только в руководствах по тектонике [Белоусов В. В., 1962 г.; Косыгин Ю. А., 1969 г.; Хаин В. Е., 1973 г. и др.], а в монографиях по смежным геологическим дисциплинам: стратиграфии [Леонов Г. П., 1973, 1974 г.] и литологии [Рухин Л. Б., 1969 г.; Крашенинников Г. Ф., 1971 г.; Налив-

кин Д. В., 1955, 1956 г.] — лишь пересказываются представления тектонистов. Конечно, появившиеся в последние годы работы, специально посвященные анализу геоцикличности [14, 23, 32, 38, 43, 44 и др.], а также монографии, детально исследующие закономерности осадконакопления в современных условиях [27; Лисицын А. П., 1978 г.], в какой-то мере восполняют пробел в нашем понимании механизма многообразных процессов циклического осадконакопления, но этих знаний пока явно недостаточно, чтобы с равной детальностью интерпретировать формирование цикличности в генетически различных типах осадочных образований. Как справедливо заметил Г. Ф. Крашенинников [1971 г., с. 257], «в генетическом истолковании циклов еще много необоснованного и субъективного, еще много неясных и спорных вопросов».

Еще в 1949 г. Н. М. Страхов [52] установил важную эмпирическую закономерность: при крупных региональном характере трансгрессия моря затопливаются в первую очередь малоподвижные платформы, тогда как в геосинклинальных зонах суммарная площадь осадконакопления сохраняется практически неизменной, хотя сам процесс в этих зонах протекает значительно более сложным образом. Отсюда неизбежен вывод, что циклы на платформах должны иметь преимущественно региональный характер и фиксировать важнейшие вехи их палеогеографической перестройки, тогда как в типично геосинклинальных образованиях седиментационная цикличность должна характеризоваться прежде всего многократным повторением в разрезе генетически связанного комплекса пород.

Следовательно, можно заключить, что фиксируемая в разрезах цикличность в этом аспекте делится на два класса. К первому относятся циклы, образование которых определяется прежде всего типом осадочного процесса, как бы инвариантного возрасту отложений. В этом случае независимо от стратиграфической позиции сохраняется практически неизменным характер цикличности: флиш, моласса, ленточные глины, в какой-то мере угленосные образования. Циклы этого класса мы называем *собственно седиментационными* или *локальными*. Именно этот класс и является основным предметом изучения в рамках данной книги. Ко второму классу можно отнести те типы отложений, прежде всего платформенных, в которых цикличность резко индивидуализирована и определяется всей совокупностью контролирующих седиментогенез факторов: тектонических, палеогеографических и фациальных. Эти циклы мы называем *седиментационно-тектоническими* или *региональными*.

К сожалению, далеко не все специалисты по геоцикличности видят принципиальные различия в этих классах циклов. В лучшем случае выделяются разные масштабы циклов (от нескольких сантиметров по мощности до сотен и даже тысяч метров), но все они интерпретируются как чисто седиментационные. Так поступают, в частности, А. А. Трофимук и Ю. Н. Карогодин [1974 г.], не акцентирующие внимания на существенных различиях в условиях

образования выделенных ими «циклокомплексов», мощность которых варьирует на пять порядков. В другой работе Ю. Н. Каро-годин [1974 г.], пытаясь проанализировать условия генерации седиментационных циклов, в качестве объекта непосредственного изучения выбрал разрезы платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. В результате — отчетливая подмена понятий: рассуждения ведутся о седиментационных циклах, важнейшим атрибутом которых является многократная повторяемость в разрезе, а в качестве иллюстрации предлагаются циклы седиментационно-тектонические, занимающие по объему целые отделы систем мезокайнозоя.

Подчеркнем сразу же ключевую идею нашей книги: *циклический характер строения геологических разрезов всегда является следствием динамических особенностей процессов осадконакопления вне зависимости от того, какими причинами порождены эти особенности.* Как правило, геологи, изучающие цикличность разрезов осадочных толщ, обращают внимание прежде всего на кажущуюся связь морфологических характеристик седиментационных циклов с теми или иными внешними факторами: климатическими, космическими, тектоническими — и опускают в своих рассуждениях важнейшее звено, через которое эти внешние факторы воздействуют на строение геологических разрезов, а именно — *специфику динамических режимов осадконакопления.*

Таким образом, если изменения климата, глобальные вариации уровня Мирового океана, усиление или ослабление тектонической активности и другие факторы можно трактовать как внешние причины воздействия на процессы осадконакопления, то динамические режимы циклогенеза, являясь порождением этих причин, определяют механизм протекания процессов в бассейне седиментации, следствием чего оказываются морфологически различные структурно-вещественные типы элементарных седиментационных циклов.

Класс процессов, определяющих динамические режимы циклического осадконакопления, достаточно широк. Их детальному анализу будут посвящены последующие разделы работы. Пока лишь отметим, что если не акцентировать внимание на режиме и механизме процессов, то можно выделить следующую группу причин, активно воздействующих на «систему седиментации»: 1) космические, 2) климатические, 3) эвстатические колебания уровня океана, 4) эпейрогенические, 5) седиментологические.

Заметим, что раздельное их рассмотрение в значительной мере условно, ибо все они в разной мере взаимосвязаны. Так, космические факторы влияют прежде всего на длиннопериодные климатические колебания, а те в свою очередь регулируют изменения уровня Мирового океана. Не исключено также, что на эти изменения решающее влияние оказывают процессы раздвижения океанического дна и рост срединно-океанических хребтов, т. е. тектонический фактор. И лишь седиментологические причины можно считать относительно независимыми от других перечисленных факторов. Поэтому если и имеет смысл говорить о первопричине

циклического строения осадочных толщ, то только в том случае, когда от нее действительно зависит механизм протекания процесса в конкретном бассейне седиментации.

Все названные причины можно разделить на два класса: *внешние* по отношению к «системе седиментации» и *внутренние*, от которых зависит механизм процессов циклогенеза. Такое разделение применительно к данной проблеме наиболее оправданно, поскольку внешние причины могут считаться определяющими только тогда, когда доказано их непосредственное воздействие на седиментогенез, а не опосредованное через другие факторы. Кроме того, периодическое изменение интенсивности этих внешних причин (например, 11-летний период солнечной активности, 1800-летний период увлажнения Северного полушария и т. п.) может а priori не связываться с аналогичными периодами циклического седиментогенеза. Связь эту необходимо обосновывать специальными экспериментальными исследованиями, в которых влияние посторонних воздействий было бы исключено. Но такие эксперименты применительно к длиннопериодическим процессам нереальны. К тому же выяснение внешней причины еще не дает ключа к пониманию механизма циклического наслоения пород. Поэтому представляется более целесообразным рассмотрение физики процессов, происходящих в самой «системе седиментации», чем «списывание» седиментационной цикличности на счет космоса, климата или тектоники.

4676 Полное игнорирование этих внешних воздействий было бы неразумно, ибо, повторяем, влияние на седиментогенез они оказывают. Однако для нас важнее временной привязки циклов и указания (чаще всего сомнительного) однозначной причины образования данного вида цикличности *механизм процесса*, а он-то всегда определяется только внутренним режимом автоколебаний самого процесса циклоседиментогенеза. Кроме того, анализ внешних причин цикличности должен облегчить построение моделей, описывающих механизм процесса, поскольку уже достаточно хорошо изучена временная периодичность этих причин, которую следует учитывать при разработке конкретных моделей.

Рассмотрим более обстоятельно выделенные причины циклогенеза.

Космические факторы циклогенеза. Наиболее простой в морфологическом отношении и наглядной в генетическом истолковании является цикличность современных озерных отложений и древних ленточных глин. Ее образование связывают с климатическими колебаниями различной длительности, определяемыми короткопериодическими космическими ритмами. Наименьший период, который фиксируется в стационарно накапливающихся осадках, — один год. Отмечаются, однако, и большие значения периодов осадконакопления. Наиболее устойчивым из них является 11-летний период солнечной активности. Этот период фиксируется в ритмически построенных разрезах озерных илов, в колебаниях уровня большинства крупных озер, в изменениях толщины микрозон различных типов озерных илов (рис. 1). Устойчивость этого и близких к нему

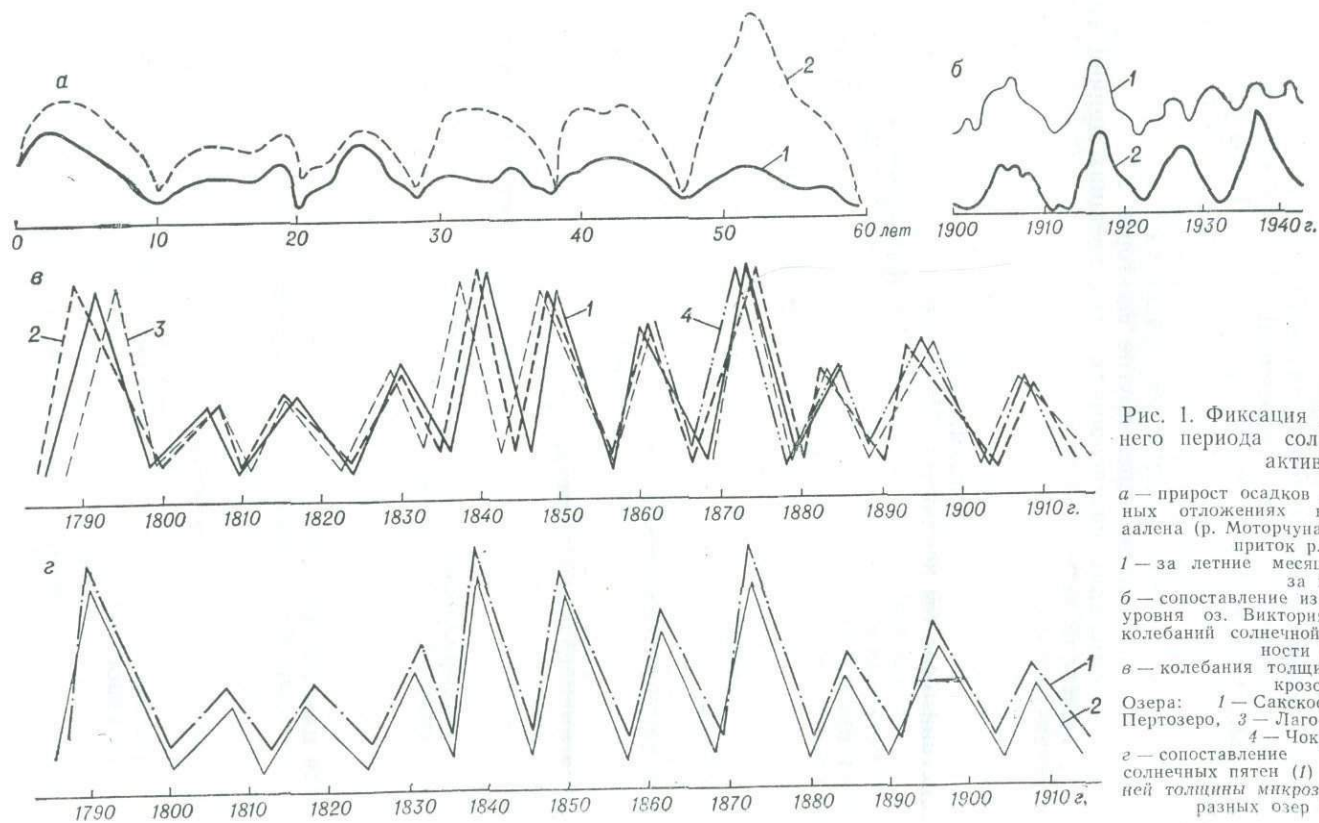


Рис. 1. Фиксация 11-летнего периода солнечной активности.

a — приrost осадков в озерных отложениях верхнего аалена (р. Моторчуна, левый приток р. Лена). 1 — за летние месяцы; 2 — за год [29].
б — сопоставление изменений уровня оз. Виктория (1) и колебаний солнечной активности (2) [67].
в — колебания толщины микрозон илов. Озера: 1 — Сакское, 2 — Пертозеро, 3 — Лаго-Аверно, 4 — Чокракское.
г — сопоставление кривой солнечных пятен (1) и средней толщины микрозон илов разных озер (2) [35].

по продолжительности периодов доказываются независимыми наблюдениями на разнородных объектах, в частности измерением толщины иловых микрозон и годовых колец древесины. Такое исследование провел С. И. Костин [1968 г.], в результате были установлены следующие значения периодов: для иловых отложений Пертозера (микрзоны превращения) — 11,3 года, для годовых колец деревьев — 11,2 года.

Непосредственно связанными с изменением солнечной активности являются многие процессы планетарного масштаба: атмосферная циркуляция и атмосферное давление, атмосферные осадки и гидрологические процессы [Дружинин И. П., 1970 г.]. Ясно, что для таких короткопериодических явлений можно доказательно проследить и их принципиальное влияние на процессы осадконакопления, но физический механизм этой взаимосвязи пока не ясен и для коротких периодов.

В озерных ленточных глинах и даже угленосных отложениях ряд исследователей (Р. Андерсон, Дж. Манн и др.) фиксируют и периоды большой продолжительности: от 20—22 до 1850 и даже 70 000 и 168 000 лет [Мэпп J. С., 1979 г.]. Эти периоды также связываются с резкими колебаниями климата, зависящими от ряда астрономических факторов: изменения положения земной орбиты по отношению к Солнцу, вариаций эксцентриситета орбиты и т. д. Следует, однако, подчеркнуть, что достоверность выявленных геологических индикаций этих периодов находится в обратной зависимости от их длительности: чем более продолжительным оказывается период, тем менее он достоверен, менее устойчив; реальность такого периода не подтверждается другими исследователями на ином фактическом материале. Кроме того, для периодичности высших порядков требуется каждый раз специальное доказательство ее связи с теми процессами астрономического характера, которые привлекаются для ее интерпретации.

Климатические факторы циклогенеза. Этот класс факторов является производной причин астрономических. Мы отмечали, что периодическое изменение астрономических характеристик определяет прежде всего вариации климата, а уже они как-то влияют на ход осадконакопления, периодичность которого может совпадать, а может и не совпадать с климатическими периодами. В монографии А. С. Мониной и Ю. А. Шишкова [35, с. 25] отмечается, что «изменения параметров земной орбиты и наклона земной оси являются важными факторами изменения климата и свидетельствуют о торжестве астрономической теории Миланковича». (Теория М. Миланковича связывает климатические вариации с явлениями небесной механики.) Для плейстоцена такая интерпретация действительно оказывается удовлетворительной, а длиннопериодические колебания климата еще ждут своей теории.

А. Б. Ронов и А. Н. Балуховский [1981 г.] на основе обобщения обширных материалов по литологии, палеоботанике и изотопным определениям палеотемператур построили серию из 12 карт климатической зональности континентов за последние 150 млн. лет.

В результате установлена тенденция к постепенному похолоданию, развивавшемуся с поздней юры и достигшему максимума в плиоцене. На это длиннопериодное колебание климата накладываются периоды второго порядка и еще более высокочастотные. Они и оказывают реальное воздействие на циклоседиментогенез. Периодические изменения климата связывают с солнечной радиацией (теория Р. В. Фэйрбриджа), с колебаниями прозрачности земной атмосферы, с возникновением приливообразующих сил на Земле под влиянием взаимного расположения Земли, Луны и Солнца (гипотеза О. Паттерсона). Согласно последней гипотезе интервалы усиленных «приливов» можно зафиксировать через каждые 1700 лет.

Надежные данные для изучения климатических вариаций в кайнозойскую эру предоставляют глубоководные океанологические исследования по материалам бурения с судна «Гломар Челленджер». Для бассейна Тихого океана отмечается направленное похолодание начиная с мелового периода. Однако на фоне этого похолодания фиксируются ритмичные колебания температуры, особенно наглядные для плейстоцена. Ю. А. Богданов и С. Д. Николаев [1978 г.], проводившие специальное изучение этого вопроса, отмечают, что чередования периодов похолодания и потепления климата проявлены в смене литологических типов не только континентальных отложений, флористических и фаунистических комплексов суши, но с той же отчетливостью — и донных отложений океана. Материал, которым они пользовались, — шесть скважин глубоководного бурения кайнозойских осадков и две мезозойских.

Также на материале глубоководного бурения в Атлантическом и Тихом океанах статистически подтвердилось периодическое изменение содержания карбонатов в осадках, по времени совпадающее с орбитальными вариациями, т. е. с циклами М. Миланковича. Достаточно устойчиво выделяются климатические циклы продолжительностью 41—44; 100 и 400 тыс. лет. На материале керна из скв. 562 в Карибском море и скв. 503 в экваториальной части Тихого океана доказана возможность существования и цикла в 250 тыс. лет. Однако проявления климатических вариаций, определяемых согласно гипотезе М. Миланковича периодическими орбитальными изменениями, маскируются воздействием ряда других факторов уже чисто земного происхождения: темпами эрозии на континентальном блоке, изменениями направлений океанических течений и т. п. Поэтому связь климатических циклов с орбитальными вариациями требует дальнейших уточнений и конкретизации на более представительном материале [Kerr R. A., 1981 г.].

Для четвертичного периода циклическая смена фациальных типов океанических осадков совпадает со временем смены ледниковых и межледниковых эпох на континентах. Все эти факты, конечно, можно считать убедительным доказательством влияния климата на осадконакопление, но и они пока не раскрывают главного — механизма циклогенеза, что нас интересует в первую очередь.

Эвстатические изменения уровня океана. В цепочке выделенных нами причин эвстатические изменения уровня океана занимают третью позицию, ибо являются производной климата. Для четвертичного периода это можно считать доказанным фактом, а то обстоятельство, что для более древних периодов ряд исследователей видят причиной эвстатических повышений и понижений уровня океана рост срединно-океанических хребтов и процессы раздвижения океанического дна, не снижает значимости перемен климата. К тому же тектонический фактор может явиться причиной длинно-периодических трансгрессий и регрессий моря, не влияющих на высокочастотные колебания, которые формируют элементарные седиментационные циклы.

Еще совсем недавно, в 60-х годах, относительное постоянство уровня океана принималось в качестве исходного постулата, на который опирались при объяснении крупных палеогеографических перестроек земной поверхности, считая эти перестройки результатом колебательных движений земной коры и вызываемых ими трансгрессий и регрессий моря. Однако в последние годы теория эвстатического контроля циклогенеза становится весьма популярной. Она уже потеснила на задний план столь почитаемую у геологов концепцию вертикальных перемещений земной коры. Об эвстатических изменениях уровня Мирового океана много писали О. К. Леонтьев, Д. П. Найдин, Н. П. Васильковский, В. А. Шлейников, Р. Х. Дотт, Р. В. Фэйрбридж и другие геологи. Исключительную (и не всегда оправданную) роль эвстатическим колебаниям уровня океана в формировании цикличности генетически различных типов осадочных образований отводят в своей монографии М. М. Грачевский с соавторами [23].

Эвстазия — это «глобально прослеживаемые изменения уровня водной оболочки» [36, с. 3]. Сам термин ввел еще в 1888 г. великий австрийский геолог Э. Зюсс, и он же, по-видимому, первый стал интерпретировать причины трансгрессий и регрессий моря с этих позиций. Не отрицали эвстазию А. П. Павлов и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, а Л. И. Лутугин, одним из первых воспринявший остроумную догадку Э. Зюсса, образование угленосных циклов Донецкого бассейна стал трактовать с позиций эвстатических колебаний уровня океана. Однако впоследствии геологи, вероятно, решили: так как причины эвстазии не известны, а для объяснения трансгрессий и регрессий не столь важно, что явилось источником повышения или понижения уровня моря — колебательные движения земной коры или эвстазия, то из двух зол лучше выбрать старое. В арсенале генетических гипотез осталась одна, привычная и давно известная, а про эвстазию вскоре прочно и надолго забыли.

Когда же эти взгляды возродились, то с помощью эвстазии стали объяснять прежде всего образование крупных циклов: эвапоритовых, угленосных, платформенных терригенно-карбонатных и ряда других. Эвстатический контроль циклического осадконакопления имеет в основном методическое значение для стратигра-

фии, допуская межрегиональную синхронизацию литологически различных отложений. Для юрского периода эвстатическое повышение уровня океана доказывали А. Халлам, В. А. Аркелл и М. Е. Брукфилд, для мелового — П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон [14], для кайнозоя — А. Халлам и У. Ф. Тэннер.

Д. П. Найдин [1972 г.] отмечает, что в мезо-кайнозойе на Северо-Американском континенте и в Евразии (в пределах СССР) время трансгрессий и регрессий, вызванных эвстатией, совпадает. Трансгрессия развивалась длительное время — с триаса до середины поздней юры; затем — регрессия, продолжавшаяся до готерива. Новая меловая трансгрессия достигла максимума в сантоне; затем вновь происходит быстрая регрессия с датско-палеоценовым минимумом уровня моря.

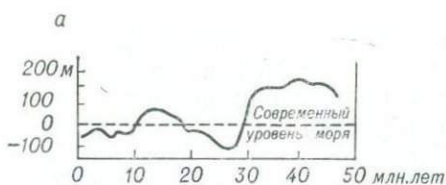
Для ранней юры (лейас) на материале большого числа разрезов по Западной Европе, Японии, Северной и Южной Америке А. Халлам [Hallam A., 1981 г.] составил график колебаний уровня моря. Учитывались фациальные изменения осадков, конфигурация эпиконтинентальных морей и сейсмические разрезы земной коры. В итоге установлено, что для лейаса характерен в целом общий подъем уровня моря на 75—100 м с отклонениями в раннем геттанге, раннем и позднем синеоре, позднем плинсбах и раннем тоаре. Глобальные понижения уровня были кратковременными, и осушаемые площади невелики, о чем свидетельствуют незначительные перерывы в хорошо изученных разрезах Европы.

В. Сьессер и Р. Дайнгл [Siesser W. G., Dingle R. V., 1981 г.] изучили кайнозойские отложения Южной Африки. По комплексу седиментологических, микропалеонтологических признаков, а также по данным сейсмического профилирования установлено, что поднятие уровня моря началось в раннем палеоцене и продолжалось до конца раннего эоцена. В середине эоцена произошла краткая регрессия, которая сменилась трансгрессией в позднем эоцене. Основные регрессивные фазы в кайнозойе приходятся на олигоцен и ранний плиоцен. Соответствующие поверхности перерыва хорошо фиксируются на шельфе сейсмопрофилированием. Главная трансгрессия неогенового времени приурочена к среднемиоценовой эпохе, завершилась она в раннем плиоцене. Затем море вновь отступило. Авторы доказывают синхронность трансгрессий и регрессий в Южной Африке и в других частях земного шара, особенно в Австралии.

Как видим, в мезо-кайнозойское время устанавливается ряд крупных трансгрессивно-регрессивных этапов изменения уровня океана, фиксирующихся в разрезе седиментационно-тектонической циклическостью. Однако для наших целей эти крупные колебания следует рассматривать как фон, на котором реализуется высокочастотный автоколебательный механизм, генерирующий элементарные седиментационные циклы. То, что эвстатические колебания уровня моря определенным образом влияют на темпы седиментации, — факт бесспорный. Но как реагируют конкретные типы осадков на изменения базиса седиментации, как соотносятся пики трансгрессий или регрессий с изменениями скоростей терригенного и карбонатного осадконакопления, — вопросы, требующие решения.

Т. Уосли и Т. Девис [Worsley T. R., Davies T. E., 1979 г.] попытались решить один из них. Они рассчитали скорости суммарной и карбонатной седиментации по данным 95 скважин, пробуренных с «Гломара Челленджера» в пелагических районах Тихого океана, и сопоставили полученные значения скоростей с кривой эвстатического колебания уровня моря (рис. 2). Такого рода исследования

Рис. 2. Сопоставление эвстатических колебаний уровня океана (а) с изменением скоростей карбонатной (1) и суммарной (2) седиментации в пелагических районах Тихого океана (б) [Worsley T. R., Davies T. E., 1979 г.].

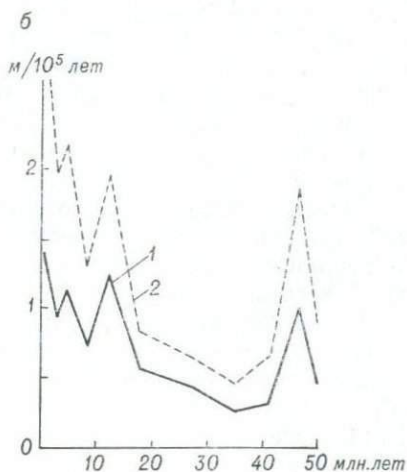


также проливают свет не столько на режимы циклического осадконакопления, сколько на общую тенденцию смены генетических типов циклов в разрезе в соответствии с направленностью (трансгрессивной или регрессивной) развития бассейна седиментации.

Что касается абсолютных повышений и понижений уровня океана, то данные разных исследователей по этому вопросу резко расходятся. По Н. П. Васильковскому [1960 г.] уровень океана с начала палеозоя повысился не менее чем на 600 м. М. С. Карасев [1968 г.] поднимает этот предел до 2000 м и более. Если взять более короткий отрезок времени (с начала раннего мела), то по оценкам разных авторов уровень океана колебался в интервале от 0 до 2500 м. Американские исследователи рассчитали, что с конца мела и до середины миоцена уровень океана понизился на 50 м. Затем — новое понижение еще на 70—100 м, что связывается ими со становлением ледового панциря Антарктиды [Найдин Д. П., 1972 г.]. В эпоху максимального четвертичного оледенения, по данным О. К. Леонтьева [1970 г.], уровень океана был на 110 м ниже современного. В настоящее время он повышается в среднем на 1 мм в год.

Еще ряд вопросов, которые важны при интерпретации седиментационной циклическости с позиций эвстатических колебаний уровня океана, — это скорости подъема и спада уровня, соотношения этих скоростей, а главное, связь скоростей изменения уровня моря с темпами седиментации. Для нашей цели важно не само по себе повышение или понижение уровня моря, а скорости этих процессов, поскольку при разных скоростях оказываются разными фиксирующие эти процессы геологические образования.

В. Питмен [Pitman W., 1979 г.] проанализировал отражение эвстатических колебаний уровня моря в стратиграфических последовательностях осадков на атлантических окраинах. И его исследование подтвердило, что решающее влияние на характер разреза оказывают прежде всего скорости эвстатических повышений и



понижений уровня Мирового океана. На границе шельфа и континентального склона скорость погружения наибольшая, а при движении в глубь континента она уменьшается до нуля. Причем скорость опускания шельфа почти всегда выше, чем скорость изменения уровня океана. Поэтому, даже если уровень океана понизился, береговая линия будет продолжать продвигаться вперед до той точки континента, в которой скорость снижения уровня океана будет соответствовать разности скоростей погружения побережья и седиментации. При уменьшении скорости падения уровня океана береговая линия также продвинется в сторону суши. Возможны и другие соотношения скоростей изменения уровня моря, погружения плиты и седиментации. Важно одно, что разные комбинации этих величин приведут к фиксации в разрезе литологически различных циклических последовательностей пород.

Заметим, кстати, что по расчетам В. Питмена темпы трансгрессий, вызванных эвстатическим повышением уровня моря, более чем вдвое меньше темпов следующих за ними регрессий. Причины этого весьма важного соотношения пока неясны.

Какие же процессы лежат в основе глобальных колебаний уровня океана? Для четвертичного времени можно считать доказанной *гляциоэвстазию*, т. е. изменение уровня океана в результате образования и последующего таяния ледников на континентах. Таяние всей ледовой массы Антарктиды, к примеру, способно поднять уровень океана на 60—75 м. После плейстоценового оледенения он повысился на 150 м [Donavan D. T., Jones E. W., 1979 г.]. Ряд ученых признают существенное влияние на подъем воды в океанах накопления донных осадков [Леонтьев О. К., 1970 г.; Менард Г. У., 1966 г.]. Это так называемая *седиментозэвстазия*.

Однако наиболее популярной и увязанной к тому же с современными тектоническими теориями является *тектоноэвстазия*, при которой в качестве первопричины изменения уровня океана выступает рост срединно-океанических хребтов. Еще в 60-х годах Дж. Т. Уилсон [Wilson J. T., 1963 г.], К. Л. Рассел [Russell K. L., 1968 г.] и ряд других геологов связывали изменение уровня океана с перемещением континентов. После рождения тектоники литосферных плит этот процесс увязали со спредингом (О. Г. Сорохтин, Н. С. Флеминг, Д. Ж. Робертс, Дж. Д. Хэйс, Ю. Пизано, В. С. Питмен III, П. А. Рона и др.). Логика здесь следующая: при малой скорости раздвижения океанического дна образуются крутые срединно-океанические хребты, при большой — пологие; объем их различен. При изменении режима раздвижения плит меняется объем хребтов и, как следствие этого, площадь океанического ложа, что и должно привести к изменениям уровня океана [Сорохтин О. Г., 1976 г.].

Для понимания же того, как эти крупные по размаху и медленные по времени глобальные изменения уровня океана связаны с процессами циклического седиментогенеза, необходимо увязать горизонтальные перемещения плит с высокочастотными вертикальными осцилляциями, формирующими седиментационные циклы.

Эта важнейшая проблема еще ждет своего решения. С другой стороны, эвстатические изменения уровня океана фиксируют время развития мощных трансгрессий и регрессий, на фоне которых происходят мелкие по размаху колебания уровня; они-то, возможно, и являются той реальной причиной, которая ведет к формированию собственно седиментационной цикличности, в частности угленосной и соленосной.

Итак, причины изменения уровня океана неоднозначны. Нельзя сбрасывать со счетов ни факторы тектоноэвстазии, ни тем более циклогенеза. И все же для увязки этих причин с режимами циклогенеза желательно выбрать те из них, которые лучше обоснованы физически и могут контролироваться фактическим материалом.

Эпейрогенические факторы циклогенеза. Наиболее популярной причиной циклического строения разрезов осадочных толщ все еще являются колебательные движения земной коры, которыми в каждый конкретный отрезок времени якобы предопределяется распределение суши и моря, т. е. источников сноса и аккумуляции осадочного материала. Чередованием во времени опусканий и поднятий базиса седиментации объясняется образование трансгрессивно-регрессивных последовательностей пород, т. е. единичного седиментационного цикла (в нашей терминологии). Именно этот фактор цикличности ставится во главу угла практически во всех курсах тектоники, поскольку этапы трансгрессий и регрессий с позиций тектонистов являются производными от соответствующих фаз (или стадий) диастрофизма в рамках глобальных циклов тектогенеза.

Так, Н. М. Страхов [52], проанализировав распределение суши и моря на фанерозойском этапе развития континентов, выделил 13 мощных волн трансгрессий и регрессий моря (рис. 3, а). Р. В. Фэйрбридж [60] для того же отрезка времени намечает 12 трансгрессивных и регрессивных этапов (рис. 3, б), причем с регрессиями связываются периоды обширных оледенений (позднекембрийское, каменноугольно-пермское и четвертичное). Каждая из трансгрессивно-регрессивных волн зафиксирована в разрезе осадочного чехла крупным седиментационно-тектоническим циклом. Ясно, что на протяжении такого значительного отрезка времени (~570 млн. лет) неоднократно перестраивался структурный план зон аккумуляции, менялась климатическая зональность, и как следствие этих факторов в разрезе зафиксировано резкое отличие одного регионального цикла от другого.

Если считать, что крупная седиментационно-тектоническая цикличность платформенного типа является реализацией единого трансгрессивно-регрессивного этапа, который в свою очередь является следствием двухтактного тектонического цикла, в пределах которого эпоха тектонической активности сменяется периодом относительного тектонического покоя, то на протяжении фанерозойского этапа развития Земли действительно выделяется 13 таких циклов продолжительностью 38—45 млн. лет каждый. Это число подтверждается на материале всех континентов и в настоящее

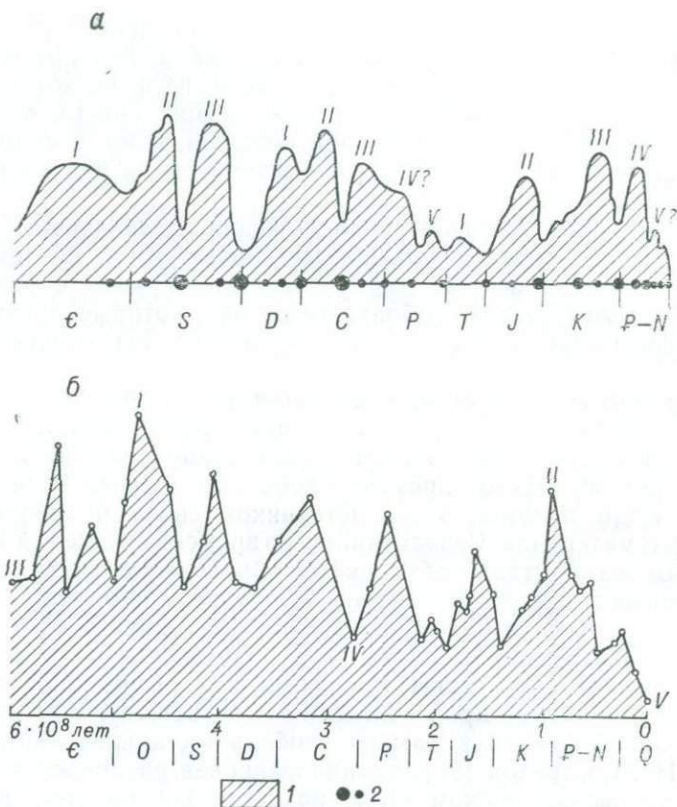


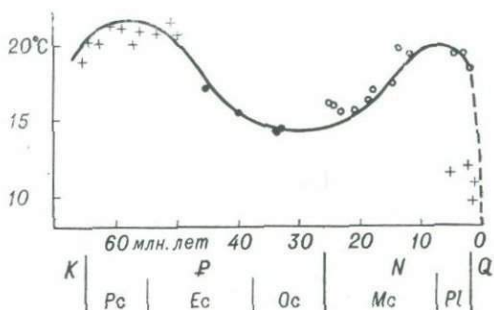
Рис. 3. Изменения площадей осадконакопления (а) и главные трансгрессии и регрессии (б) в фанерозойской истории современных континентов (а—[52], б—[60]).

1 — площади, покрытые морем; 2 — орогенические фазы разной интенсивности. На рис. а: римские цифры — последовательные трансгрессии каледонского, герцинского и альпийского циклов; на рис. б: I, II — трансгрессии: I — ордовикская, II — меловая; III—V — оледенения: III — позднекембрийское, IV — каменноугольно-пермское, V — четвертичное.

время сомнений не вызывает [32]. Г. Ф. Лунгерсгаузен [1963 г.] выделил такие периоды тектонической активности на материалах по Сибирской платформе, Алтаю, Восточному Прибалхашью, некоторым участкам Русской платформы, Южного Урала, Большого Кавказа.

Н. Я. Кунин и Н. М. Сардонников [1976 г.] статистически, на материалах по угловым и эрозионным несогласиям, полученным на всех материках, исключая Антарктиду, подтвердили устойчивый характер продолжительности одного среднечастотного тектономагматического цикла; она равна 44 млн. лет. Каждый такой цикл распадается как бы на два полуцикла: первый характеризует мобильный этап длительностью около 21 млн. лет, второй — этап

Рис. 4. Палеотемпературные кривые мезо-кайнозойских отложений северо-западной части Тихого океана (по трем станциям) [27].



относительного покоя продолжительностью около 23 млн. лет. Причем эти же исследователи впервые показали, что если тектоническую активность измерять

в условной шкале, то в мобильные эпохи она всего в 4—5 раз выше, чем в эпохи «тектонического покоя».

Цикл в 44 млн. лет является устойчивым для всего фанерозоя, что опровергает господствовавшие ранее представления об ускорении тектонических процессов при переходе от древних эпох к более молодым. Аналогичный вывод сделан нами относительно неизменности скоростей накопления осадков на протяжении фанерозоя [44]. Любопытно, что и материалы глубоководного бурения дна океана фиксируют период изменения палеотемпературы осадков продолжительностью около 45 млн. лет (рис. 4).

Какой же механизм предопределяет фиксацию в разрезе одного полного трансгрессивно-регрессивного цикла? Всегда ли регрессивная составляющая должна связываться с подъемом базиса седиментации в результате восходящих движений земной коры? Закон миграции фаций Н. А. Головкинского, который подробно будет рассмотрен в следующем разделе, отвечает на эти вопросы лишь частично. Раскрывая тесную генетическую связь последовательности пород в цикле, он только в самом общем виде вскрывает механизм процесса, породившего эту связь. Поэтому остановимся на этом вопросе подробнее.

Возможность образования одного полного трансгрессивно-регрессивного цикла определяется двумя группами факторов: направленностью колебательных движений дна бассейна седиментации, с одной стороны, и соотношением скоростей этих движений со скоростью поступления в бассейн осадочного материала — с другой. При этом наиболее реальны следующие два случая.

1. В течение полного периода колебательного движения скорость прогибания и последующего подъема дна бассейна седиментации соизмерима со скоростью привноса (или генерации в самом бассейне) осадочного материала. Тогда в полном соответствии с законом Н. А. Головкинского (законом миграции фациальных зон) в разрезе фиксируется единичный седиментационный цикл. Наиболее характерной иллюстрацией этого случая могут служить отдельные седиментационные циклы прибрежно-морских платформенных отложений, хотя зачастую интерпретация условий их образования оказывается более сложной.

Заметим, кстати, что во всех такого рода интерпретациях само понятие «колебательные движения» играет подчиненную роль и не исключено, что в прямом понимании оно неприменимо к истолкованию седиментационной цикличности. Важнее другое: трансгрессивно-регрессивные серии пород могут образовываться как в условиях устойчивого погружения дна бассейна, так и в условиях его устойчивого подъема, если при этом, конечно, выполняются соответствующие соотношения между скоростями направленных тектонических движений и аккумуляции осадочного материала.

2. В течение времени образования полного трансгрессивно-регрессивного цикла дно бассейна седиментации устойчиво прогибается. При этом в начальную фазу скорость прогибания превышает скорость аккумуляции осадочного материала и море наступает на сушу. Затем скорость прогибания замедляется, но зато возрастает скорость аккумуляции — в разрезе фиксируется «регрессивная» последовательность пород. Ясно, что такой случай не может быть проинтерпретирован как смена знака колебательных движений, а последовательность фаций в разрезе не будет соответствовать полной (синусоидальной) развертке этих колебаний. Такую ситуацию можно считать характерной для образования угленосных циклов, если предположить, что они формируются в условиях устойчивого прогибания, а «трансгрессивно-регрессивная» последовательность пород является следствием эвстатических изменений уровня Мирового океана, регулируемых, к примеру, высокочастотной периодичностью климатических колебаний.

В ряде случаев периодичность оказывается результатом суммарного воздействия перечисленных выше причин. Наиболее характерными в этом плане являются аллювиальные циклы, которые формируются вследствие как направленных тектонических движений, так и климатических колебаний, создающих в совокупности ту группу условий, которую принято называть «физико-географическими».

Заканчивая описание причин седиментационной цикличности, которые мы отнесли к категории внешних, заметим, что их воздействие на седиментогенез может быть двойным. Контуры бассейна во все время осадконакопления либо остаются неизменными — так формируются варвы, циклы флиша, нижней молассы; либо постоянно меняются, и именно этот фактор предопределяет циклическое наложение пород — так образуются угленосные и соленосные циклы, циклы терригенно-карбонатные прибрежно-морские и ряд других. Причем трансгрессии и регрессии могут быть как глобальными — вследствие эвстатических колебаний уровня Мирового океана, так и локальными — в результате местных тектонических подвижек.

И последнее. Противопоставление эвстатического контроля цикличности колебательным движениям земной коры не выходит за рамки вопроса: что явилось источником повышения уровня моря (трансгрессии) или его понижения (регрессии)? К тому же попытки однозначно ответить на этот вопрос лишь создают иллюзию

вскрытия первопричины циклического строения ряда осадочных толщ, для которых характерны трансгрессивно-регрессивные циклы в традиционной терминологии; режим же и механизм процесса при этом не проясняются. Но мы знаем вполне определенно: такого рода циклы являются как бы «вещественным доказательством» трансгрессий или регрессий моря, а что служило первопричиной миграции фацциальных зон — колебательные ли движения земной коры или эвстатические изменения уровня океана, — для циклогенеза не столь принципиально. Но все же хочется подчеркнуть, что механизм эвстатических колебаний более обоснован физически и скорее всего именно он предопределяет циклический характер строения осадочных толщ, которые формируются на фоне или устойчивого (в среднем) прогибания дна бассейна седиментации (угленосные циклы), или его подъема (циклы нижней молассы). Что же касается условий образования самого цикла, то их можно понять при рассмотрении режима и механизма процесса циклического осадконакопления с учетом прежде всего седиментологических факторов.

Седиментологические факторы циклогенеза. Одним из существенных факторов, определяющих ритмическое строение осадочных толщ, служит седиментологический контроль аккумуляции осадков, когда характерные парагенезы пород в пределах элементарного седиментационного цикла не являются результатом миграции фаций и не связаны непосредственно с колебаниями климата. В этом случае в разрезах фиксируется слоистость, а в ряде случаев и цикличность, мутационного типа. Специфика седиментологического контроля циклического осадконакопления, в частности, состоит в том, что не всегда отчетливо ритмическое строение осадочной толщи может быть проинтерпретировано как периодический процесс во временном смысле [Романовский С. И., 1969 г.].

Отсюда вытекает, что при исследовании закономерностей строения такого рода разрезов (например, методами выявления скрытых периодичностей) ось мощностей не может быть заменена на ось времени, как это зачастую (и обоснованно) практикуется при анализе разрезов платформенного типа [Одесский И. А., 1972 г.]. Конкретно седиментологический контроль цикличности реализуется чаще всего через плотностные потоки, которые являются источником образования всей многочисленной группы турбидитов, и в первую очередь их основного представителя — флиша.

Чисто седиментологическими факторами по существу определяется цикличность всех генетических типов осадочных толщ, ибо если рассмотренные нами причины цикличности как бы создают условия для их образования, то гидродинамический режим бассейна седиментации предопределяет тот механизм процесса, который и фиксирует в разрезе единичный седиментационный цикл. Например, рассматривая угленосный разрез в целом, вполне правомочно говорить о том, что угленосная цикличность сформирована относительно высокочастотными колебаниями дна бассейна и прилегающей суши на фоне устойчивого и длительного прогибания

области аккумуляции. Этим объясняется генерация последовательности угленосных циклов. Но коль скоро мы выясняем режим образования единичного угленосного цикла, комплекс условий будет иным. В данном случае вполне разумно считать, что угленосный цикл образуется в результате изменения темпов роста субдельты также на фоне устойчивого прогибания дна бассейна. Аналогичные рассуждения справедливы и для других генетических типов циклов.

В заключение еще раз подчеркнем, что в данной работе к перечисленным причинам седиментационной цикличности мы будем обращаться лишь в том случае, когда их удастся увязать с конкретным режимом циклоседиментогенеза.

СЛОЕОБРАЗОВАНИЕ И ЦИКЛИЧНОСТЬ

Необходимость детального рассмотрения классической схемы слоеобразования и вытекающего из нее основного фациального закона объясняется следующими обстоятельствами. Во-первых, закон миграции фаций не только наилучшим образом объясняет условия образования слоистости осцилляционно-миграционного типа, но и выявляет генетическую упорядоченность пород в пределах седиментационного цикла. Во-вторых, до сего дня у геологов нет единой позиции в отношении границ применимости этого закона. В-третьих, требуется внести ясность в историю его открытия, поскольку в интерпретации многих геологов он якобы выводится из двух разных схем слоеобразования: Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева. Ясно, что разная трактовка исходного процесса не может приводить к одному закону. Следовательно, одна из этих схем не должна связываться с законом миграции фаций. Начнем с истории.

Основной фациальный закон, или закон миграции фаций, формулируется, как известно, следующим образом: «то, что мы видим вертикально напластованными, должно явиться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно» [19, с. 151]. В настоящее время геологи твердо знают ограниченность применения этого закона, но тем не менее он остается одним из фундаментальных достижений теоретической геологии. Его открытие связывают то с именем Н. А. Головкинского, то А. А. Иностранцева, то И. Вальтера, а в геологической литературе, в том числе и в учебниках по литологии, фациальному анализу, палеогеографии, стратиграфии и геотектонике, этот закон именуется то законом Головкинского, то Головкинского—Вальтера, то Иностранцева—Вальтера, то Вальтера, а то и Головкинского—Иностранцева. Сочетания эти отнюдь не равноправны. И если (с учетом возможной независимости открытия) название «закон миграции фаций Головкинского—Вальтера» является оправданным, хотя историческая справедливость требует связывать этот закон только с именем Н. А. Головкинского, то основания для объединения фамилий Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева отсутствуют. Попытаемся доказать этот тезис.

Заметим, кстати, что в геологии не так-то много по-настоящему фундаментальных открытий, чтобы было трудно разобраться в их истории и истинном авторстве. В свое время Г. И. Сократов [1948, 1949 г.] сделал весьма полезное дело, неоспоримо доказав, что приоритет в открытии закона фаций принадлежит русской науке, но он не разобрался до конца в этом вопросе, не сумев доказать приоритет Н. А. Головкинского перед А. А. Иностранцевым. Дело здесь не столько в том, что Н. А. Головкинский выполнил свою работу на 4 года раньше, чем А. А. Иностранцев, сколько в том, что *из схемы слоeобразования А. А. Иностранцева закон фаций не вытекает*, и поэтому он не может считаться его автором, хотя ему и принадлежит привычная для нас формулировка этого закона.

Прежде чем анализировать смысл теории слоeобразования Н. А. Головкинского, в которой впервые было сформулировано понятие о «геологической чечевнице», т. е. о седиментационном цикле в современной терминологии, необходимо подчеркнуть одно важное, на наш взгляд, обстоятельство. То, что именно Н. А. Головкинскому мы обязаны разработкой основополагающей концепции слоeобразования, — факт, по всей вероятности, не случайный. Дело в том, что понимание этого процесса, отличное от его интерпретации предшественниками Н. А. Головкинского, закономерно связано с введением им в русскую геологическую науку фундаментального понятия о фациях. Достаточно глубокое знание Н. А. Головкинским только что начавшего в то время развиваться учения о фациях и осознание важности и плодотворности этого учения для развития геологической науки привели к тому, что это учение в значительной мере повлияло и на развитие Н. А. Головкинским других важных геологических проблем, в частности стратиграфической корреляции и слоeобразования [Соловьев Ю. Я., 1966 г.].

К своей схеме слоeобразования Н. А. Головкинский пришел сугубо эмпирическим путем, анализируя распределение мелководной и относительно глубоководной фауны в верхнепермских образованиях Камско-Волжского бассейна [11]. Предпосылки, которые лежали в основе его схемы, можно сформулировать следующим образом: 1) распределение фауны в определенных фациальных зонах не постоянно во времени; 2) смена по разрезу групп фауны обусловлена миграцией береговой линии бассейна под действием вертикальных колебательных движений земной коры; 3) знак колебательных движений также изменяется во времени, что приводит к неоднократной смене в разрезе отложений, сформированных на разной глубине; 4) тектонические колебания дна происходят плавно и относительно равномерно.

Н. А. Головкинский [11, с. 121] резонно заключает: «Я желал бы обратить особенное внимание читателя на этот процесс, так как он приводит к весьма интересным и неожиданным выводам и должен иметь значение не для одного Камско-Волжского пермского бассейна, но и вообще *для морских формаций всех времен и местностей, потому что обуславливающие его обстоятельства*

принадлежат к самым простым и нормальным» (курсив мой. — С. Р.). Из этого следует, что Н. А. Головкинский, во-первых, трактовал процесс слоеобразования как результат миграции фациальных зон под действием колебательных движений земной коры и, во-вторых, придавал этому процессу универсальный характер, по существу возводя его в ранг геологического закона.

Однако из такой трактовки не ясен еще механизм именно слоеобразования, и Н. А. Головкинский тщательно разбирает сам процесс, воспроизводя на шести рисунках (рис. 5) положение в бассейне фациальных зон в разные временные срезы и их последовательное наложение друг на друга, в результате чего латеральная (или одновременная) последовательность осадков сменяется вертикальной (или стратиграфической) их упорядоченностью в разрезе. В нашу задачу не входит подробный анализ самой схемы слоеобразования Н. А. Головкинского. Он содержится в монографии автора [Романовский С. И., 1979 г.] и в большом числе работ других геологов (Ю. Я. Соловьев, Г. И. Сократов, И. А. Вылцан, Н. Б. Вассоевич и др.). Для нашей цели важно уяснить, как из этой схемы вытекает закон миграции фаций — закон образования элементарного трансгрессивно-регрессивного седиментационного цикла. Поэтому ограничимся указанием основных результатов, которые с очевидностью следуют из теории Н. А. Головкинского:

- графическое изображение процесса слоеобразования дано Н. А. Головкинским только применительно к изучавшимся им отложениям, и поэтому оно не интерпретирует все возможные соотношения скоростей прогибаний и поднятий;

- законченный цикл колебательных движений фиксирует в разрезе полный цикл отложений (целая «геологическая чечевица» в терминологии Н. А. Головкинского);

- в качестве слоев следует рассматривать геологические тела, прослеживаемые субпараллельно береговой линии бассейна;

- поскольку каждый слой формируется «не вдруг», а в результате постепенного перемещения береговой линии, то он оказывается разновозрастным (точнее, разновременным) по простиранию;

- слой трактуется как образование разновременное и литологически однородное.

Таким образом, Н. А. Головкинский не только установил, что тектонический фактор регулирует миграцию фациальных зон, но и показал, что в результате такой трактовки процесса следует иначе трактовать и механизм слоеобразования. Нет ничего удивительного в том, что схему Н. А. Головкинского не поняли и, как следствие этого, не приняли многие его современники (А. А. Иностранцев, В. О. Ковалевский и др.). Она выглядела настолько необычной, что даже сам Н. А. Головкинский, сознавая, что его построения не укладываются в привычные традиционные рамки, назвал свой основной вывод о возрастном скольжении слоев «парадоксальным».

Действительно, Н. А. Головкинский [11, с. 125] отмечал: «Положим, мы наблюдаем формацию, состоящую из налегающих друг

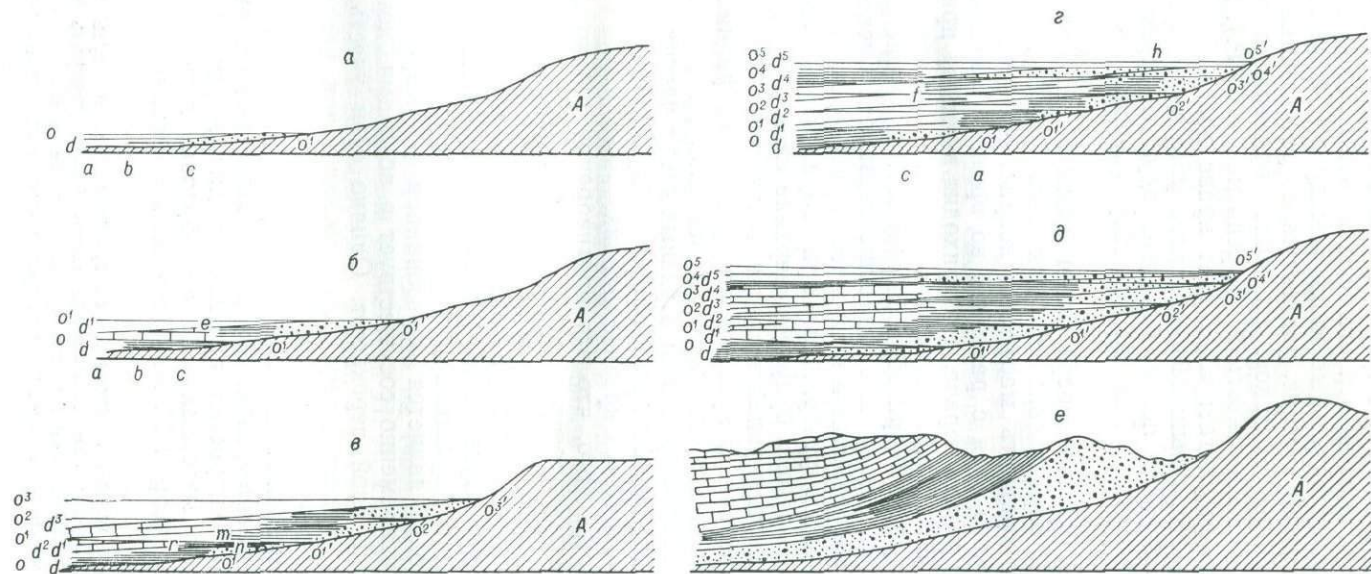


Рис. 5. Схематические рисунки (а—е) Н. А. Головкинского [11], поясняющие условия образования слоистости миграционного типа.

на друга пластов песчаника, мергеля и известняка... По общепринятому правилу, пласты эти считаются осажденными один после другого в последовательные эпохи; между тем, если это напластование есть только нижняя, уцелевшая от размывания часть геологической чечевицы, то такое воззрение справедливо *только для очень ограниченной местности** (курсив мой.— С. Р.). И далее его знаменитый результат: «Это дает право поставить тезис, по-видимому, парадоксальный: *общепринятое убеждение в последовательности образования последовательно друг на друга налегающих слоев — неверно*» [Там же, с. 125] (курсив Головкинского.— С. Р.).

На самом деле, как мы теперь знаем, тезис Н. А. Головкинского, конечно, не парадоксальный. Для того чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить масштабы возрастного скольжения в пределах единичного слоя с разницей во времени образования смежных слоев, поскольку первое, что приходит в голову при знакомстве с теорией Н. А. Головкинского,— ее кажущееся противоречие принципу Н. Стенона: «при образовании самого нижнего слоя ни одного из верхних слоев еще не существовало» [Стенон Н., 1957, с. 31]. В чем же различие и кажущееся противоречие? В том, что Н. А. Головкинский утверждал: при образовании «самого нижнего слоя» *существовали* будущие «верхние слои», но они еще не располагались в вертикальной последовательности, а были лишь упорядочены по латерали. В процессе же наложения фациальных зон уже фиксировалась слоистость, но так как слои согласно такой схеме оказываются разновозрастными в разных своих частях, то отсюда и вытекал вывод, якобы противоречащий принципу Стенона: верхние слои могут оказаться древнее нижних.

Для доказательства того, что это противоречие только кажущееся, будем различать пространственную (латеральную) и стратиграфическую одновременность. Продвижение береговой линии в глубь суши при образовании трансгрессивной составляющей седиментационного цикла происходит постепенно, и поэтому «будущий слой», постепенно наращивая свою мощность и продвигаясь вслед за урезом воды, является образованием разновременным, хотя он как бы одновременно сосуществует с осадками, которые впоследствии данный слой перекроют. Однако если учесть, что осадок только тогда примет форму слонстого залегания, когда его перекроют вышележащие отложения, то одновременность образования выше- и нижележащего слоев должна равняться времени перекрытия нижележащего слоя, которое в свою очередь оценивается соотношением скоростей прогибания дна и поступления в бассейн осадочного материала. Таким образом, хотя каждый слой, как следует из теории Н. А. Головкинского, является обра-

* Это очень важная мысль, в которой содержится самая суть теории Н. А. Головкинского: о возрастном скольжении имеет смысл говорить только в масштабах бассейна седиментации или его крупных частей, а в пределах единичного разреза или близко расположенных разрезов оно, естественно, не фиксируется.

зованием разновременным, но эта разновременность оказывается всегда меньше той, которой оценивается стратиграфическая упорядоченность слоев. И поэтому любой вышележащий слой осцилляционно-миграционного типа всегда моложе нижележащего, т. е. *латеральный градиент разновременности всегда оказывается меньше вертикального (стратиграфического) градиента* и принцип Н. Стенона теорией Н. А. Головкинского не отвергается.

Если же не трактовать этот тезис Н. А. Головкинского как парадоксальный, что, к сожалению, скорее всего по инерции, делают многие историки геологической науки [Сократов Г. И., 1949 г.; Соловьев Ю. Я., 1966 г. и др.], а взглянуть на него с нескольких иных позиций, то легко можно понять в этой формулировке смысл основного фациального закона. Действительно, если слои образуются не последовательно (слой за слоем), а в результате постепенного наложения смежных фациальных зон, что утверждал Н. А. Головкинский, то отсюда очевидным образом и вытекает содержание закона миграции фаций: *вертикальная стратификация пород в разрезе (в пределах единичного седиментационного цикла) должна повторять латеральное расположение фациальных зон вкрест простирания береговой линии бассейна седиментации.*

Казалось бы, внимательное прочтение самого труда Н. А. Головкинского [11] не должно оставлять сомнения в авторстве этого закона, а между тем во многих учебниках и монографиях до сих пор излагаются как равноправные схемы слоеобразования Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева, а установленный Н. А. Головкинским фациальный закон по-прежнему именуется законом И. Вальтера. Удивительно также и то, что даже в наше время еще встречаются работы, в которых пытаются доказать, что Н. А. Головкинский в своем основном тезисе о разновозрастности слоев ошибался [Морозов Н. С., 1955 г.; Дмитриев Г. А., 1960 г.]. Прежде чем приходить к заключению о том, что Н. А. Головкинский сам себе противоречит, предлагая отчетливо «дуалистический подход к механизму слоеобразования» [8, с. 44], требовалось бы, как думается, более глубокое осмысливание его теории.

Резюмируя, подчеркнем, что из теории образования осцилляционно-миграционной слоистости Н. А. Головкинского однозначно вытекает закон миграции фаций, а доказанный им факт возрастного скольжения слоев приводит к определению фундаментальных понятий о геологических горизонтах: петрографическом, хронологическом, стратиграфическом и палеонтологическом, которые играют важную роль при решении теоретических и практических задач литологии и стратиграфии.

Рассмотрим теперь суть концепции слоеобразования А. А. Иностранцева. Начнем с того, что к моменту написания своего отчета «Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг.» [19] А. А. Иностранцев был хорошо знаком с ранее опубликованной работой Н. А. Головкинского [11], на которую в этом отчете он неоднократно ссылается. В этой же книге А. А. Иностранцев впервые дал свой вариант трактовки образования осцилляционно-

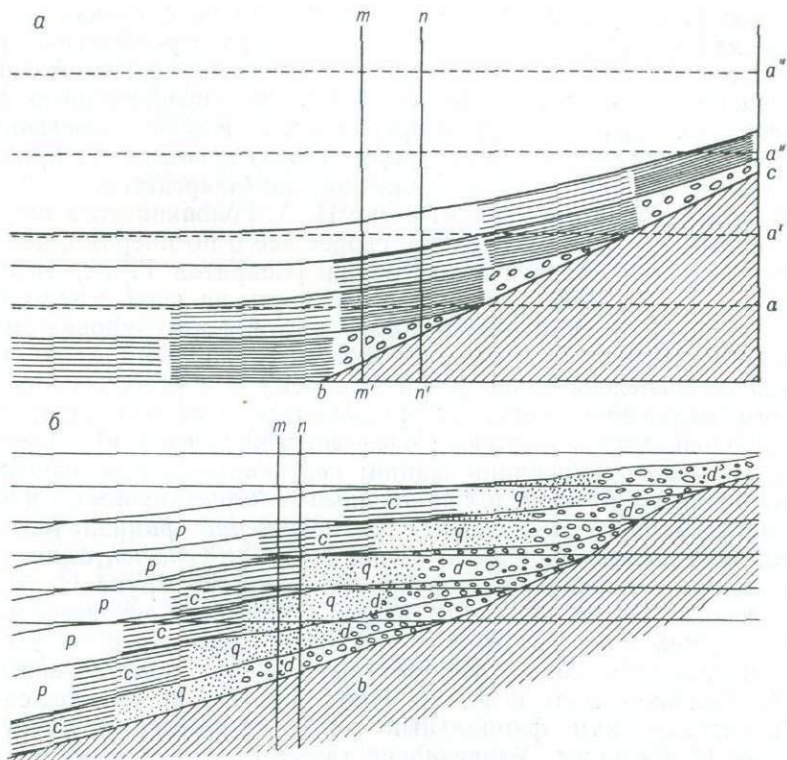


Рис. 6. Схемы образования мутационной слоистости, по А. А. Иностранцеву.

Рисовка а — 1872 г. [19], б — 1885—1914 гг. [20].

миграционной слоистости, причем таким образом, как будто это исследование он начал с «чистого листа». Между тем в отчете схема слоеобразования была приведена *только потому*, что опубликованную ранее концепцию Н. А. Головкинского А. А. Иностранцев категорически отверг: ему оказалось непонятным вытекавшее из этой схемы возрастное скользящее слоение.

Итак, в работе 1872 г. [19] А. А. Иностранцев привел схему и рисовку процесса слоеобразования (рис. 6, а). Во всех же пяти изданиях своего учебника «Геология» [20], начиная с 1885 и кончая 1914 г., он ограничивается критикой концепции Н. А. Головкинского (рис. 6, б), не пытаясь в течение 30 лет как-то продвинуться в этом вопросе. А. А. Иностранцев отмечал [1885, с. 416; 1914 г., с. 471], что «...по смыслу самого характера происхождения пород осадочных, мы вправе отметить слои вышележащие — как новейшие, нижележащие — как древнейшие. *Против этого основного положения было сделано возражение*» (курсив мой.— С. Р.). Ясно, что никакого «возражения» не было. Это лишь то, что лежит на поверхности основного результата Н. А. Головкин-

ского и действительно бросается в глаза, если не пытаться его осмыслить глубже.

В чем же заключается суть «альтернативной концепции» слоеобразования А. А. Иностранцева? Основной постулат: осцилляционно-миграционная слоистость образуется в процессе смещения фациальных зон под влиянием колебательных движений земной коры — лежит в основе и схемы А. А. Иностранцева. Он отмечал, что сам факт существования колебательных движений земной коры геологам давно известен. Это, как заметил А. А. Иностранцев [19, с. 175], — «аксиома геологии». Поэтому требовалось не просто увязать колебания дна бассейна со сменой фациальных обстановок осадконакопления, но вскрыть через эти факторы механизм образования именно миграционной слоистости. А. А. Иностранцев [19] делает следующие допущения: 1) процесс слоеобразования протекает не непрерывно, а с паузами (или резкими уменьшениями скорости поступления в бассейн осадочного материала); 2) слои образуются и фиксируются в разрезе между этими паузами, а после окончания паузы дно вновь прогибается и весь шлейф осадков смещается вслед за наступающей на сушу береговой линией; за это время вновь поступивший в бассейн материал формирует новый слой, и т. д.

Такие предпосылки приводят к тому, что слои формируются вкрест береговой линии, они как бы прислоняются к берегу, а потому, являясь одновременными образованиями, литологически оказываются неоднородными (см. рис. 6, а). «Одновременности» слоев и добивался А. А. Иностранцев, желая опровергнуть теорию Н. А. Головкинского. К этому он и *приспособил* исходные постулаты.

В данной работе мы не преследуем цель дать более детальный анализ схемы слоеобразования А. А. Иностранцева. Нас и в данном случае интересует только одно: как от такой трактовки процесса можно подойти к формулировке основного фациального закона. Ответ очевиден: *из схемы слоеобразования А. А. Иностранцева основной фациальный закон не выводится*. Действительно, вспомним, что закон миграции фаций справедлив только для слоистости осцилляционно-миграционного типа, т. е. слоистости, образовавшейся не «единовременно» (мутационная слоистость), а в процессе постепенного перемещения береговой линии, влекущей за собой весь полифациальный шлейф осадков. Следовательно, слои осцилляционно-миграционного типа не могут быть образованиями одновременными. Разновременность слоя фиксируется в самом термине «миграционный» или в еще более удачном термине Н. Б. Вассовича «асинхронно-миграционный». Кроме того, в схеме А. А. Иностранцева слои определяются как тела, располагающиеся перпендикулярно к береговой линии, а потому литологически всегда оказывающиеся неоднородными. Следовательно, такой слой уже фиксирует в себе ту последовательность фаций (тоже перпендикулярную к берегу бассейна), которая имела место во время его образования, и для расшифровки латеральной зональности

фаций требуется не развертка вертикальной стратификации, а прослеживание изменения литологического состава *одного слоя* по простиранию. Все это, может быть, и справедливо, но к основному фациальному закону отношения не имеет.

Заметим, кстати, что и сам А. А. Иностранцев не связывал свою схему с законом миграции фаций. В пяти изданиях своего учебника «Геология» формулировки этого закона он не дал. Она, как уже отмечалось, приведена только в его отчете за 1872 г. [19] в качестве словесного оформления идеи Н. А. Головкинского. Связь же схемы А. А. Иностранцева с основным фациальным законом индуцирована последующими поколениями исследователей, которые, начиная с Г. И. Сократова [1949 г.], утверждали, что схемы слоеобразования Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева «диалектически едины», так как отражают разные стороны единого процесса.

Так, Ю. Я. Соловьев [1966, с. 74] заключает: «...общие схемы образования слоев, предложенные в рассматриваемое время как в России, так и за рубежом, содержали в основе одно из двух противоречивых, но диалектически связанных положений — литологическая однородность слоя и одновременность образования различных его частей... или литологическая разнородность слоя и одновременность его образования... либо учет этих двух положений вместе» (? — С. Р.). Остается неясным: как можно в работах, приведших к диаметрально противоположным выводам, сформулировать «основы правильного (? — С. Р.) понимания слоистости и причин ее возникновения» [Соловьев Ю. Я., 1966, с. 75]. К еще более странным выводам приходит Б. П. Высоцкий [1965 г.], который считает, что основные результаты в решении проблемы слоеобразования принадлежат А. А. Иностранцеву, тогда как Н. А. Головкинский только поставил эту проблему в повестку дня геологической науки. И. Г. Дружинин [1974 г.] отдает должное обоим ученым; он предлагает схемы слоеобразования Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева считать двумя самостоятельными законами в литологии.

Итак, к сожалению, не всегда разная интерпретация единого процесса приводит к «диалектическому единству»; чаще бывает наоборот, что мы и имеем в данном случае.

Возвращаясь к схеме слоеобразования А. А. Иностранцева, отметим, что его вывод, который он сделал после анализа логики «возражающего»: «такое рассуждение (Н. А. Головкинского. — С. Р.) несколько не подрывает общепринятого мнения о последовательном образовании последовательно налегающих друг на друга двух или нескольких пластов» [20, с. 417], — следует трактовать совсем в ином смысле, чем того хотел автор. «Общепринятое мнение» действительно не подрывается, но не потому, что рассуждения Н. А. Головкинского неверны, а потому, что они не противоречат этому «мнению».

Г. П. Леонов [1974, т. 2, с. 355] справедливо заметил, что «если Головкинский к представлению о «геологической чечевнице» и отве-

чающей ей «палеонтологической чечевице» пришел в основном эмпирическим путем и его рассуждения о связи осадконакопления с колебательными движениями земной коры являлись лишь попыткой объяснения наблюдавшихся фактов, то у Иностранцева, наоборот, аналогичные рассуждения (повторяющие таковые Головкинского) являлись *основой представлений* (курсив мой.— С. Р.), которые лишь иллюстрировались примером строения каменноугольных отложений «Московского бассейна», явно надуманным и неудачным».

Однако, как бы то ни было, большой заслугой А. А. Иностранцева следует считать то, что он первым понял и четко сформулировал главное следствие теории Н. А. Головкинского: возможность палеотектонических реконструкций по характеру наложения пород в разрезе — и сам же применил его для реставрации условий образования бирючевской толщи каменноугольного возраста, не содержащей палеонтологических остатков. Кроме того, А. А. Иностранцев дал четкую и ясную формулировку основного фашиального закона, которую мы привели в начале этого раздела.

В настоящее время истинность закона Н. А. Головкинского не оспаривается геологами. Однако относительно границ его применимости мнения существенно расходятся. Поэтому остановимся на этом вопросе подробнее и проиллюстрируем «работоспособность» закона миграции фаций фактическим материалом.

Из самого смысла этого закона следует, что он приложим только к слоистости миграционного типа, а развертка латеральной последовательности фаций ограничена пределами элементарного седиментационного цикла. Некоторые исследователи [Вассоевич Н. Б., 1948 г.; Ботвинкина Л. Н., 1956 г.] полагают, что явление ритмичности ограничивает применение этого закона. Однако ограничение накладывается не самим фактом ритмичности, а лишь границами каждого последовательно образованного седиментационного цикла. *Закон миграции фаций неприменим только к тем типам толщ, слоистость которых трактуется как мутационная.* И хотя последовательность пород в такого рода разрезах зачастую имеет «трансгрессивную» направленность (например, в разрезах флиша), но тем не менее природа этой направленности не может быть истолкована как результат миграции фашиальных зон под влиянием колебательных движений земной коры. Кроме того, в настоящее время колебательными движениями, понимаемыми буквально, объясняется (и то далеко не всегда) образование крупных циклов платформенного типа и в редких случаях терригенно-карбонатных циклов шельфа. Что же касается разрезов, характеризующихся ритмической повторяемостью седиментационных циклов (угленосные, молассы, галогенные и т. д.), то хотя гипотеза колебательных движений является в данном случае не самой правдоподобной интерпретацией, тем не менее закон миграции фаций объясняет характерный для этих отложений парагенез пород в пределах седиментационных циклов. Только механизм, формирующий эти парагенезы, иной: миграция фаций вследствие опускания и

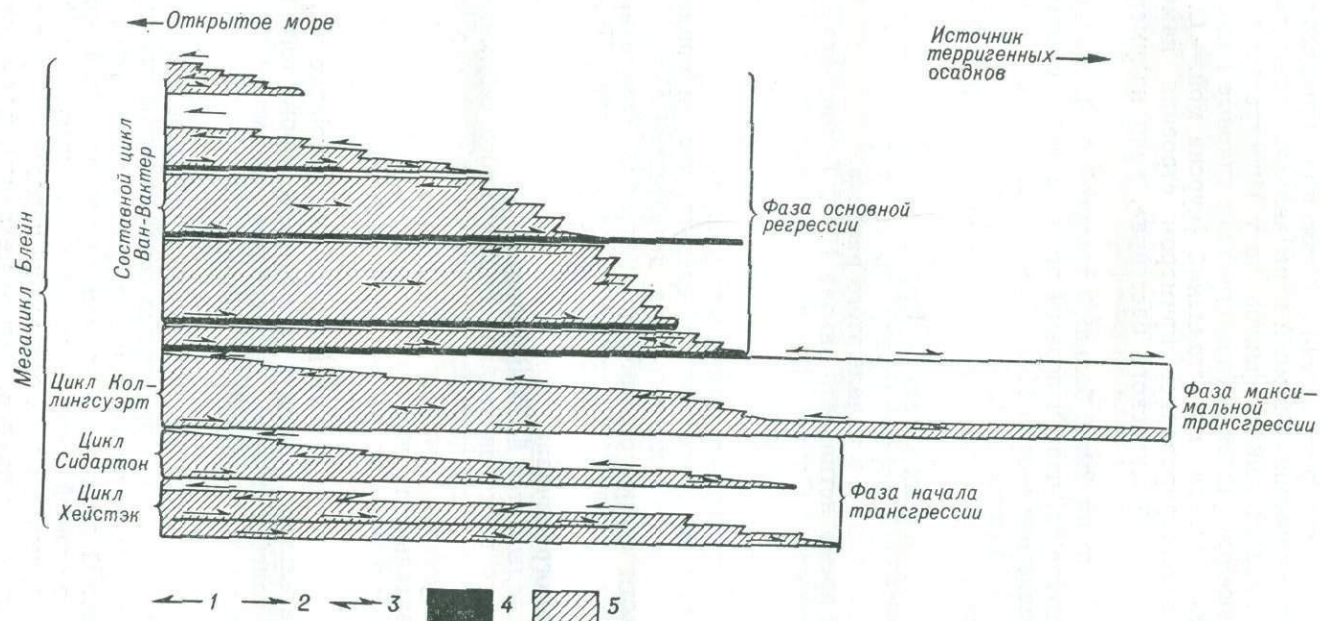


Рис. 7. Гипсоносные циклы в пермских отложениях Оклахомы [14].

Движение берегов моря: 1 — регрессивное, 2 — трансгрессивное; 3 — неподвижное положение; циклические эвапоритовые осадки: 4 — доломит (начинает цикл и является первым отложением трансгрессирующего моря), 5 — гипс (нижняя часть толщи соответствует трансгрессии моря, средняя — неподвижному положению, верхняя — регрессии).

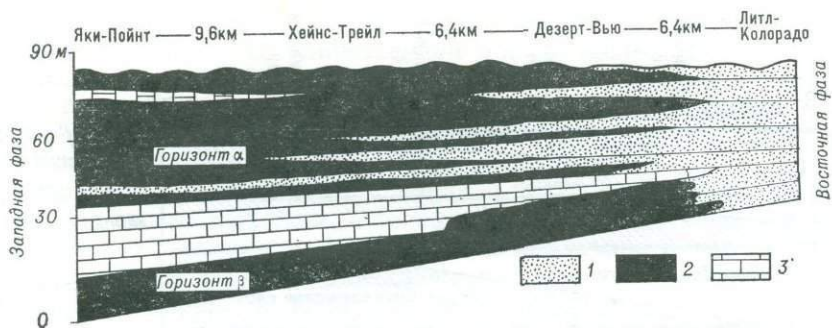


Рис. 8. Широтный разрез формации Торовип (восточная часть Большого каньона, США) [31].

1 — белый песчаник; 2 — красноцветы; 3 — известняк.

подъема поверхности седиментации на фоне устойчивого погружения (угленосная формация) или воздымания (моладса) дна бассейна седиментации. С этих же позиций объясняется цикличность пермских эвапоритовых отложений Оклахомы, США (рис. 7).

Важным моментом концепции слоеобразования Н. А. Головкинского является вопрос о литологическом составе слоев. Как уже указывалось, слой, в понимании Н. А. Головкинского, — образование литологически однородное. Однако литологическая однородность слоя — понятие масштабное. Она выдерживается в пределах устойчивых в прошлом фациальных зон и теряет четкость в местах выклинивания фаций. Поэтому литологически однородные (на основном своем протяжении) слои как бы вклиниваются в синхронные слои иного состава. В этих местах наблюдается зубчатое сцепление «слоев», фиксирующее, однако, лишь фациальный контакт в пределах единого слоя. Такая неоднородность слоя возникает главным образом из-за различных источников питания, представляющих в бассейне седиментации осадочный материал, который фиксируется на одинаковом удалении от берега. Другой причиной фациальной неоднородности слоев могут быть морфологические или гидродинамические барьеры, разделяющие шельф в направлении моря на зоны, в которых одновременно формируются фациально неоднородные комплексы осадков. Наглядной иллюстрацией этого положения может быть разрез формации Торовип пермского возраста (Большой каньон, США). Формация состоит из двух красноцветных горизонтов, которые в западной части Большого каньона разделены толщей известняка (рис. 8). Эта толща, постепенно утоняясь, к востоку от Большого каньона полностью выклинивается. Здесь наблюдается отчетливое зубчатое переслаивание белого косослоистого песчаника с красноцветами. Э. Мак-Ки [31], описавший эту формацию, отмечает, что в пределах зубчатого переслаивания наблюдается и вклинивание фаций в пределах одного слоя.

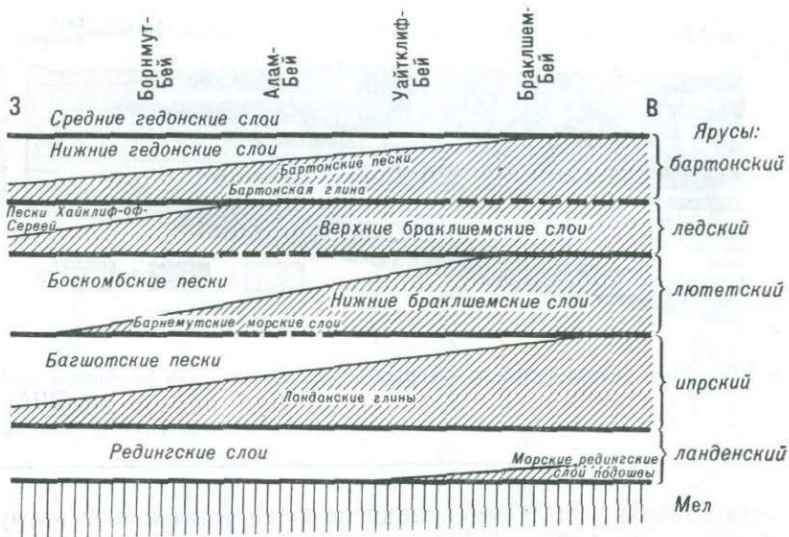


Рис. 9. Крупные циклы в третичных отложениях бассейна Гэмпшир [14].

Те же явления фиксирует Э. М. Спикер [1953 г.] в верхнемеловых отложениях центральной Юты и западного Колорадо (США). Здесь наблюдается зубчатое вклинивание прибрежных морских песчаников и глин. Этот ученый считает, что песчаные и глинистые языки не являются самостоятельными, а образовались одновременно, «попарно». Интересный случай клинообразно-зубчатого переслаивания крупных подразделений эоцена приведен в книге П. Даффа и др. [14]. Это переслаивание наблюдается в Англо-Франко-Бельгийском бассейне, в пределах которого песчаные слои как бы вклиниваются в существенно глинистые отложения. Поэтому песчано-глинистые циклы в западном направлении имеют существенно песчаный состав, а в восточном — глинистый (рис. 9). Седиментационные циклы здесь достаточно мощные. Так, цикл лондонских глин имеет мощность от 70 м (район Алам-Бей) до 100 м (Уайтклиф-Бей). И для этих отложений пригоден закон Н. А. Головкинского, согласно которому цикличность, фиксирующая песчано-глинистое переслаивание, образовалась в результате мощных волн наступания и отступления морского бассейна.

Итак, открытие основного фациального закона положило начало научно обоснованной концепции циклического седиментогенеза, ибо с его помощью впоследствии были истолкованы условия образования многих генетических типов циклически построенных осадочных толщ. Именно по этой причине закону миграции фаций уделяется пристальное внимание в современной геологической литературе, а имеющий место разнобой в его интерпретации заставил и нас остановиться на детальном описании этого закона.

С позиций сегодняшнего дня «геологическая чечевица» Н. А. Головкинского является единственной пока моделью циклов миграционного типа. Г. П. Леонов [1977, с. 156] в этой связи справедливо заметил, что «со времени публикации труда Н. А. Головкинского (1869) минуло более ста лет, за которые, однако, существенного сдвига в познании цикличности рассматриваемого типа не произошло». Схема слоеобразования А. А. Иностранцева также не утратила своего значения. Сегодня ее можно назвать схемой образования слоистости, а следовательно и цикличности, *мутационного типа*; для этой схемы справедливы как раз те исходные предпосылки, которые А. А. Иностранцев положил в основу своей концепции слоеобразования.

Остановимся теперь на важнейшем следствии теории Н. А. Головкинского — возрастном скольжении границ седиментационных циклов. Из нее однозначно вытекает следующее утверждение: *границы седиментационных циклов миграционного типа диахронны всегда*, но масштаб разновозрастности зависит от двух причин: от того, как интенсивно развивался процесс осадконакопления, приведший к слоистости асинхронно-миграционного типа, и от требуемой точности стратиграфических исследований. Иными словами, не столько важно абсолютное изменение возраста по простиранию цикла, сколько градиент приращения возраста на определенном расстоянии от базового разреза. Чаще всего он невелик. Именно это обстоятельство долгое время не давало возможности геологам «поймать» диахронность стратиграфических границ при проведении региональных исследований. Однако постепенное повышение точности палеонтологических методов и детальности местных стратиграфических схем привели к тому, что число примеров, в которых диахронность литологических горизонтов можно считать доказанной, стало быстро расти. Некоторые ведущие стратиграфы уже считают этот принцип скорее правилом, чем исключением, при сопоставлении циклически построенных свит и уж тем более в тех случаях, когда свита являет собой единичный седиментационный цикл миграционного типа [Степанов Д. Л., 1958 г.; Гурари Ф. Г., Халфин Л. Л., 1966 г.; Данбар К., Роджерс Дж., 1962 г. и др.].

М. М. Грачевский и др. [23] полагают, что трансгрессия моря на платформы развивается достаточно быстро и поэтому диахронным может быть только нижний (базальный) горизонт. Все же остальные литологические горизонты оказываются изохронными. С такого рода заключениями трудно спорить, ибо если предположение о быстрой трансгрессии справедливо, то справедлив и вывод. Но все дело в том, что и в данном случае понятие «быстрая трансгрессия» не соотносено с точностью стратиграфических методов, с помощью которых его можно было бы проверить, а вне этого и утверждение и возражение оказываются неконструктивными. Справедливо было бы обратное утверждение: если диахронность границ седиментационного цикла не отмечается даже при детальных палеонтологических и стратиграфических исследованиях, то такого рода материал должен представлять особый интерес для палеотектонических и палеогеографических реконструкций как свидетельство действительно быстрой перестройки структурного плана.

Однако и при быстром, одновременном развитии на большой территории трансгрессии моря может быть зафиксировано возрастное скольжение границ литологических горизонтов разного объема. Причиной тому является палеорельеф, который может оказать существенное влияние на площадное распределение и на скорость аккумуляции разнофациального комплекса осадков. Много характерных примеров влияния палеорельефа на процессы осадконакопления содержится в уже упомянутой монографии М. М. Грачевского и др. [23].

Попытка объяснить эффект возрастного скольжения границ литологических горизонтов колебательными или волновыми движениями земной коры наталкивается на серьезные трудности. Дело в том, что данные типы движений способствуют формированию фациальной зональности разновозрастных отложений,

а не скольжению возраста сходных по литологическому составу свит (циклов). Этот тезис на разрезах неокома Западно-Сибирской плиты подтвержден Т. Н. Процветаловой [1976 г.].

Приведем несколько примеров точно установленного скольжения во времени границ стратиграфических горизонтов.

Очень интересное исследование, связанное с проблемой возрастного скольжения границ литологических комплексов, провел Б. А. Онищенко [1977 г.] на материале палеогеновых отложений Северного Кавказа. Он выделяет две причины возрастного скольжения: поэтапное развитие кармалиновско-эльбурганской трансгрессии, что предопределило смещение во времени нижней границы стратиграфических подразделений нижнего палеогена, и эрозию после накопления осадков, обусловившую скольжение во времени верхней границы стратиграфических комплексов нижнего палеогена. Б. А. Онищенко отмечает, что нижняя граница нижнего палеогена проходит то в основании кармалиновских слоев, то в основании эльбурганской свиты, а на юго-востоке Предкавказья — в средней части этой свиты. В некоторых же разрезах нижняя граница нижнего палеогена проводится даже по подошве зоны *Acarinina graepentacamerata*.

Наибольший интерес, однако, представляет скольжение нижней границы олигоценовых отложений на Северном Кавказе, которое автор относит к числу классических примеров этого явления. С юга на север, т. е. от северных склонов Большого Кавказа до Сало-Маньчской гряды, последовательно омолаживаются слои, слагающие основание хадумской свиты. В этом направлении из разреза хадумской свиты выпадают самые нижние слои, что Б. А. Онищенко связывает с поэтапным распространением хадумской трансгрессии к северу. Не исключено, кстати, что выпадение слоев из разреза хадумской свиты связано не столько с поэтапным развитием трансгрессии, сколько с палеорељефом, который на данной территории мог играть решающую роль при образовании литологических комплексов осадков в условиях непрерывно развивавшейся трансгрессии моря к северу.

На примере изменения возрастных рубежей нижней границы кайнозойских моласс Ферганской депрессии рассматривают проблему скольжения границ литологических комплексов В. И. Попов и др. [1967 г.]. Эту границу проводили по кровле горизонта К. П. Калицкого в сумсурской свите и считали ее изохронной в пределах Ферганской впадины. В. И. Попов и др. [1967 г.] доказали, что нижняя граница кайнозойского молассового комплекса диахронна — ее удревнение является функцией времени смены морских условий осадконакопления континентальными. Реализуется это от центра Ферганской депрессии к ее бортам, однако особенно отчетливо проявлено в юго-западной части впадины, где с востока на запад от р. Исфара до г. Уратюбе морские отложения сумсурской свиты фациально замещаются континентальными и сливаются с вышележащими континентальными образованиями массатетского времени. Нижняя граница молассового комплекса удревняется при этом со среднего плюс верхнего олигоцена до верхов нижнего — низов среднего олигоцена. Механизм, регулировавший изменение возраста основания кайнозойских моласс Ферганской депрессии, — воздымание территории и регрессия моря.

О. А. Мельников [34] детально проанализировал стратиграфию Западно-Самарского антиклинория и установил отчетливую миграцию фаций вкост его простирания. В миоцене на месте будущей антиклинальной структуры существовал единый седиментационный бассейн. Наиболее глубоководные отложения характеризуются и максимальной «временной устойчивостью», а к периферии бассейна в условиях трансгрессии возрастной диапазон тех же комплексов должен сужаться вследствие омоложения нижней и удревнения верхней границ. Вулканические образования в данных комплексах наложены на типично морские отложения, и горизонты, ими сложенные, являются относительно синхроничными. Особенно резкой асинхронностью характеризуются отложения конгломератного и угленосного литолого-стратиграфических комплексов, принадлежащих к единому палеогеновому макроциклу. Причем установлено, что максимум трансгрессии приходится на самый конец цикла — поздний олигоцен, а начало цикла датируется палеоценом и даже данием. Конгломератовый и угленосный комплексы фиксируют начало макроцикла и фронт наступающей трансгрессии (рис. 10).

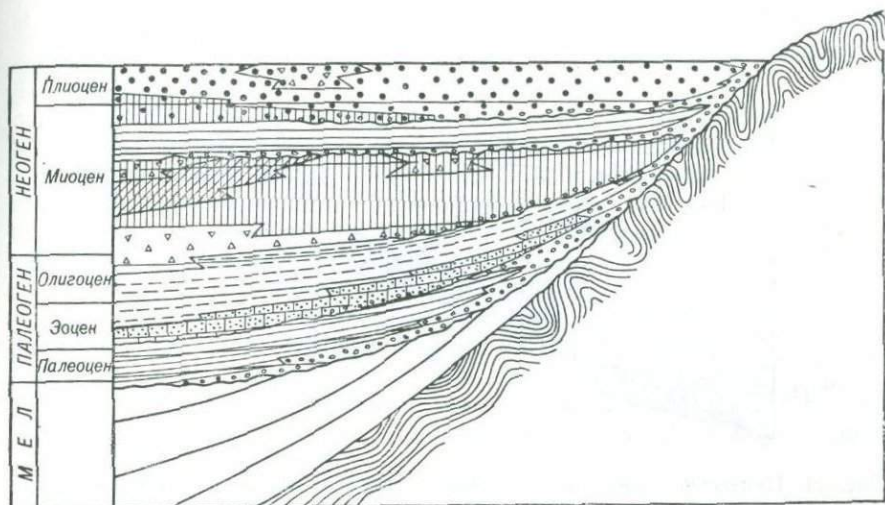


Рис. 10. Схема осадконакопления в западной системе мезо-кайнозойских прогибов Сахалина ([34], с упрощениями).

Верхнедокембрийские песчанниковые комплексы юго-запада Сибирской платформы детально изучал Ю. К. Советов [49]. Все выделенные им литолого-стратиграфические горизонты объединены в разнородный по составу юдомский комплекс (серию). Этот комплекс либо трансгрессивно залегает на верхнерифейских толщах, либо резко несогласно перекрывает более глубокие горизонты рифея. Возрастное скольжение нижней границы юдомского комплекса доказано М. А. Семихатовым и др. [1970 г.], В. В. Хоментовским и др. [1972 г.], а также в ряде других работ. В пределах Ангаро-Катангского поднятия неодновременность нижней границы была подмечена в районе зоны Верхнеангарских дислокаций и Марковского вала [Золотов А. Н., 1971 г.; Тыщенко Л. Ф., 1969 г.]. Ю. К. Советов [49, с. 179—181] отмечает, что «скольжение во времени — это общее свойство юдомского комплекса, и в прогибах вскрыты самые древние его слои. Юдомский комплекс на значительной территории выступает как резко выраженное стратиграфическое подразделение, но в ряде районов структурные перестройки приурочены к более древним верхнерифейским уровням ... и, по-видимому, в целом представляют непрерывный процесс, фиксируя степень погружения Ангарского мегаблока фундамента».

Теоретически факт возрастного скольжения границ седиментационных циклов признают почти все геологи, но поскольку это явление имеет практический выход прежде всего в региональную стратиграфию и установление возрастного скольжения существенно осложняет синхронизацию разрезов, то стратиграфы предпочитают «не замечать» скольжения границ выделенных ими подразделений местной шкалы.

В заключение обратим внимание на любопытную аналогию, которая бросается в глаза, если посмотреть на рис. 5, 6, 10 и 11. Содержание первых трех рисунков уже пояснялось в тексте: они изображают принципиальные схемы формирования (рис. 5 и 6) и практическую их реализацию при формировании трансгрессивно-регрессивной серии пород (рис. 10). На рис. 11 показано соотношение возраста океанических осадков (без фиксации их литологического состава) по мере удаления от срединно-океанического хребта.

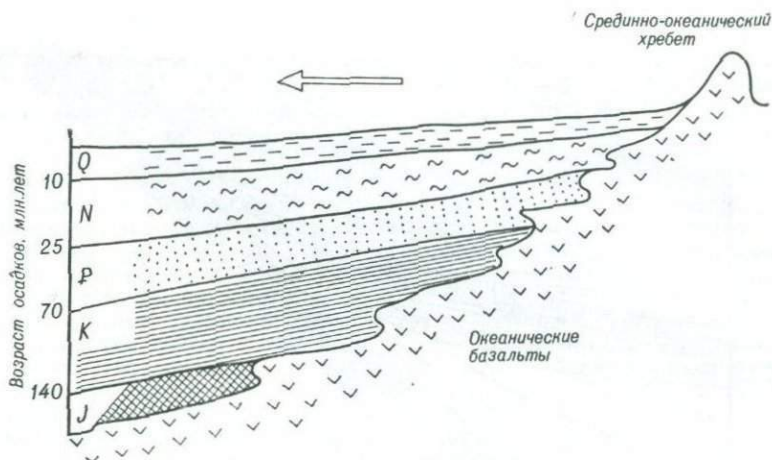


Рис. 11. Изменение возраста океанических осадков по мере удаления от срединно-океанического хребта к зонам субдукции океанической коры.

Легко видеть внешнее сходство расположения одновозрастных «слоев» на рис. 11 с той картиной, которая представляет условия образования литологически однородных слоев при движении береговой линии в глубь континента.

Данные океанического бурения подтвердили следствие из теории литосферных плит: по мере удаления от срединно-океанического хребта возраст отложений, покрывающих базальтовое ложе океанов, удревняется. Если в районе хребта осадки современные, то при приближении к зоне субдукции — наиболее древние. Механизм этого явления достаточно нагляден, если опираться на схему спредингового конвейера: в зоне срединно-океанического хребта идет непрерывное наращивание коры и раздвижение плит по обе стороны от хребта. По мере движения к зоне субдукции, которое занимает 150—200 млн. лет, непрерывно наращивается мощность осадочного слоя: происходит седиментация по схеме «частица за частицей», которая гарантирует возрастную дифференциацию осадочных слоев океана с одновременным движением плит в сторону зоны субдукции, что и предопределяет скольжение во времени (уже в стратиграфическом смысле) этих «слоев». Данный механизм наглядно иллюстрирует причину возрастного скольжения «стратиграфических слоев» в океане. При трансгрессии моря на континент механизм тот же. Идет нормальное прибрежно-морское осадконакопление с сохраняющейся в каждый фиксированный момент времени стандартной схемой осадочной рассортировки. Одновременно с этим процессом береговая линия непрерывно продвигается в сторону континента, что и приводит (как уже отмечалось) к возрастному скольжению литологических горизонтов, в частности границ седиментационных циклов.

Исследование циклически построенных разрезов генетически различных типов толщ начинается с выделения элементарных циклов. Естественно, что в отсутствие теории это выделение осуществляется эмпирически, т. е. фиксируется последовательность повторяющихся пород и затем по каким-либо вещественным характеристикам (размыв в основании одного из слоев, наиболее грубозернистая разность пород) проводится граница цикла. Выделенный таким образом многослой действительно имеет место в разрезе, поскольку он удовлетворяет определению этого понятия, даваемого на эмпирическом уровне [7]. Но он может не иметь ничего общего с седиментационным циклом, поскольку порядок следования пород в обоих случаях может не совпадать, а зачастую и быть прямо противоположным.

Наиболее отчетливо эти различия проявляются при изучении прибрежно-морских терригенно-карбонатных или чисто карбонатных отложений, цикличность которых (чаще всего двух-трехкомпонентная) разными исследователями выделяется и интерпретируется как диаметрально противоположная. П. Дафф и др. [14, с. 133] отметили в своей монографии, что «у разных авторов нет единого мнения как относительно последовательности пород в циклах, так и по вопросу о том, где следует проводить границу между соседними циклами». Однако несогласованность точек зрения разных исследователей на последовательность слоев в циклах объективно отражает не «факт реально существующих различий строения циклов», ибо разногласия фиксируются по поводу одних и тех же циклов (чаще всего угленосных и карбонатных), а отсутствие единого теоретического подхода к их выделению и систематизации. «Единого метода выделения элементарных циклов нет,— констатирует Ю. Н. Карогодин [1976, с. 5],— ибо нет однозначности и нет общих правил выделения седиментационных циклов». К сожалению, с этим приходится согласиться.

Проблема границ выделенных в разрезе циклов имеет первостепенное значение прежде всего потому, что ими определяются границы объекта исследования и от них же зависит точность приложения результатов циклического анализа к решению прикладных задач стратиграфии, палеогеографии и тектоники. Действительно, с учетом латеральных фациальных изменений в строении циклов можно, к примеру, неверно оценить соотношения между циклами эвапоритов и карбонатными циклами на прилегающем шельфе, ибо такого рода сопоставления всегда реализуются с учетом синхроничных геологических событий, которые в свою очередь можно установить, если опираться на единый подход к изначальному выделению циклов в разрезах, а не на простое литологическое их сопоставление.

Итак, возможны два принципиально разных подхода к выделению элементарных седиментационных циклов и к установлению их

границ: эмпирический и теоретический. Эмпирический путь базируется на анализе большого числа разрезов сходного в генетическом отношении типа отложений и к установлению той последовательности пород, которая оказывается наиболее устойчивой, т. е. не меняется от разреза к разрезу. Таким способом исторически развивался циклический анализ разрезов, и этот же способ в настоящее время составляет его главное методическое оружие. Однако если генетическая интерпретация разреза неясна, то чисто эмпирическим путем выделение циклов становится еще более затруднительным. Поэтому можно заключить: когда отсутствует единая теоретическая основа цикличности седиментогенеза, геологи, безоружные перед многообразием реальных ее проявлений, пытаются искусственно уменьшить это многообразие, создавая грубые морфологические систематики элементарных циклов или упоывая на комбинаторику как панацею от «природной неразберихи» [Карогодин Ю. Н., 1980 г.].

С чего же все-таки начинать цикл, если он выделен действительно эмпирическим путем, т. е. как некая совокупность повторяющихся в разрезе пород? Есть ли какие-либо критерии (также эмпирические), которыми можно было бы при этом руководствоваться? Ответ, как нам представляется, очевиден: таких критериев нет и цикл при таком подходе в принципе может начинаться с любой включенной в него породы. В справедливости этого мы еще убедимся, когда подробно разберем подходы к выделению угленосных циклов. Поэтому геологи пытаются привлекать к решению этой проблемы всевозможные генетические соображения: выделять циклы через фации, но не наоборот [Жемчужников Ю. А., 1958 г.]; связывать начало цикла с определенной фазой колебательных движений, например с началом трансгрессивного ряда отложений, как это рекомендует Л. Н. Ботвинкина [4] для осадочно-вулканогенного цикла, и т. д. Однако все такого рода рекомендации не приносят ясности в проблему, ибо, оказываясь справедливыми для узкого класса осадочных образований, они становятся бесполезными при их перенесении на разрезы иной циклической структуры. К тому же, образно говоря, такого рода рекомендации заставляют исследователя определять «непонятное через еще более непонятное», т. е. не реконструировать фациальные условия седиментогенеза посредством предварительного расчленения разреза на элементарные циклы, а выделять эти циклы, опираясь на уже воссозданную картину фациальных переходов.

Попытаемся на примере наиболее хорошо изученной формации — угленосной — разобраться, каким образом все же подходить к установлению границ элементарного седиментационного цикла? У геологов-угольщиков наиболее популярны следующие методы выделения циклов [Иванов Г. А., Македонов А. В., 1977 г.]:

— фациальный, разработанный на материале Бурейского бассейна Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн в 1949 г.;

— фациально-циклический, предложенный в 1947 г. Ю. А. Жемчужниковым и в дальнейшем совершенствовавшийся работами

В. С. Яблокова, Л. И. Боголюбовой, Л. Н. Ботвинкиной, А. П. Феофиловой, М. И. Ритенберг и др.;

— фациально-геотектонический, который ввел в науку Г. А. Иванов в 1956 г., противопоставив его фациально-циклическому методу.

Первый из названных методов может рассматриваться как этап фациально-циклического метода Ю. А. Жемчужникова, а он в свою очередь отличается от фациально-геотектонического метода Г. А. Иванова только тем, что сводится к выделению циклов через фации, тогда как в последнем методе фации восстанавливаются через циклы, а сами циклы выделяются с помощью так называемой гранулометрической кривой. Конечно же, различия обоих подходов в большей мере кажущиеся, чем реальные, ибо конечным их результатом все же являются угленосные циклы, состоящие из сходного набора пород, а тот факт, что по сей день не прекращаются дискуссии по вопросу, с чего начинать угленосный цикл, ни в коей мере не связан с методикой его выделения в разрезе.

Итак, за начало угленосного цикла геологи-угольщики принимают: а) почву угольного пласта; б) основание наиболее грубозернистого элемента цикла, чаще всего песчаника; в) основание слоя, подстилающего угольный пласт, например почву подугольной глины; г) кровлю подугольной глины; д) основание известняка; е) кровлю известняка. Чем же они обосновывают свою трактовку начала угленосного цикла? Приведем некоторые высказывания.

Л. Н. Ботвинкина [1952, с. 66] пишет: «...началом цикла считать целесообразнее такой поворот в развитии фаций, когда отложения фаций, наиболее нас интересующих, находятся в середине цикла и можно проследить историю, им предшествующую и следующую после их образования». П. Дафф и др. [14] утверждают, что западноевропейские геологи за конец цикла обычно принимают «момент прекращения угленакопления как наиболее значительный эпизод в истории седиментации». А. П. Феофилова и М. Л. Левенштейн [56, с. 40] за начало цикла принимают «начало регрессивного развития осадконакопления», тогда как Г. А. Иванов [17] начало цикла связывал с основанием трансгрессивного ряда осадков.

Такого рода аргументацию можно или принять, или не принять — в зависимости от личных традиций и личной практики исследователя, ибо все прочие доводы не могут быть убедительными. Действительно, если угленосный цикл в первом приближении устроен симметрично, а породивший его механизм трактуется как сложнопериодический, то любая точка синусоидальной кривой, аппроксимирующей этот механизм, и соответственно любой слой в пределах цикла с равным основанием можно именовать «значительным эпизодом». А что более значительно: начало трансгрессии или начало регрессии, начинать цикл пластом угля или завершать им, а может быть, помещать этот пласт в среднюю часть цикла — дело вкуса исследователя и традиций воспитавшей его «школы». Любые аргументы за и против оказываются сколь справедливыми, столь и бесполезными. Действительно, геологи-угольщики, воспи-

таные в школе Ю. А. Жемчужникова (теперь московская школа), привыкли за начало угленосного цикла принимать начало регрессивного ряда фаций—угольный пласт оказывается при этом в средней части цикла. Геологи же ленинградской школы за начало цикла принимают основание трансгрессивного ряда осадков—угольный пласт при этом оказывается в основании цикла.

Итак, вопрос: с чего начинать угленосный цикл?—не принципиален ни с позиций используемого метода выделения циклов, ни тем более с позиций принятых в настоящее время гипотез угленакпления. Этот же вывод касается всех видов седиментационных циклов, образованных трансгрессивно-регрессивным режимом в условиях сложнопериодического механизма повторяемости элементарных циклов.

Но для других типов седиментационных циклов поставленный вопрос имеет важное значение и решается он в зависимости от трактовки режима и механизма циклогенеза применительно к конкретному виду отложений. То, что циклы в разрезах следует выделять, опираясь не на эмпирически установленные парагенезы пород, а на теоретически полученные закономерности седиментогенеза, подметила и Л. Н. Ботвинкина, когда она обратилась к анализу цикличности вулканогенно-осадочных толщ. «Трудности, связанные с выделением циклов в вулканогенно-осадочных формациях,—пишет Л. Н. Ботвинкина [4, с. 290],—зависят не только от сложности соотношения слагающих элементов разреза, но и от незнания общих закономерностей периодического осадконакопления».

Следовательно, коль скоро мы постулировали, что выделяемые в разрезах циклы есть овеществленные реализации процессов седиментогенеза, то на всех этапах исследования седиментационных циклов мы должны строго придерживаться этого положения. Из него же должна следовать и процедура выделения элементарных циклов, и им же обусловлены их границы.

В строго рафинированном виде и эмпирический и теоретический подходы к выделению седиментационных циклов не решают проблемы в том смысле, что циклы, выделенные эмпирически, могут быть не седиментационными, а для выделения циклов теоретическим путем требуется знание генезиса данного типа отложений, которое в свою очередь является производным от трактовки порядка следования пород. Создается впечатление порочного круга, выход из которого может быть только один—*не противопоставлять оба подхода*.

На самом деле, если подойти к данной задаче операционально, то можно наметить следующую цепочку действий, которые обычно и используются геологами в практической работе. Разрез расчленяется на слои, выделяется определенный порядок их следования, на основе которого вычлениются пачки слоев (многослой); они-то и являются циклами эмпирического уровня. Если затем необходимо восстановить фациальные условия образования данного типа отложений, то в выделенные многослой вносятся коррективы, свя-

зывающие порядок следования пород с трактовкой генезиса данного типа отложений. Многослой эмпирического уровня на данном этапе исследования становится седиментационным циклом в строгом смысле слова.

Единственный принципиальный вопрос при выделении седиментационных циклов: с какой породы он должен начинаться? — также решается в зависимости от задач и целей исследования. Если разрезы расчленяются на устойчиво повторяющиеся многослой с целью последующей корреляции, то не важно, с какой именно породы начинать многослой, лишь бы было сохранено единообразие для всех сопоставляемых разрезов. Если же решается генетическая задача, требующая восстановления фациальных обстановок осадконакопления, то порядок следования пород в цикле должен взаимно однозначно соответствовать порядку смены обстановок (при непрерывном процессе) либо опираться на фиксируемые в разрезе перерывы в седиментации (при дискретной реализации процесса).

Для того чтобы конкретизировать эту мысль, рассмотрим более обстоятельно связь процессов седиментогенеза с возможными проявлениями цикличности в строении разрезов генетически различных типов толщ. Знание этой связи кроме получения следствий, важных для определения границ циклов, наиболее существенно при разработке интерпретационных моделей, фиксирующих генетическую связь выделенной цикличности с периодическими свойствами процессов осадконакопления, поскольку первое, что приходит в голову при прослеживании устойчиво повторяющихся последовательностей пород в разрезе, — это взаимно однозначное соответствие между седиментационными циклами и периодическими свойствами исходного процесса. Наиболее отчетливо такая тенденция проявляется у исследователей, использующих в своей работе строгие математические методы, позволяющие выявить в разрезе так называемые скрытые закономерности периодического характера.

Действительно, если при восстановлении временных характеристик циклического седиментогенеза, т. е. при оценке численных значений периодов и амплитуд гармонического процесса методами выявления скрытых периодичностей, не опираться на генетическую модель, трактующую условия генерации циклов в разрезах осадочных толщ, то чаще всего найденные оценки временных характеристик не будут иметь ничего общего с механизмом накопления данного типа отложений. Эти оценки будут являться лишь результатом аппроксимации закодированных признаков разреза тем или иным аналитическим выражением, найденным, например, с помощью одной из модификаций гармонического анализа. Данное обстоятельство оказывается решающим еще и по той причине, что восстановление временных характеристик на основе анализа геологических разрезов всегда является результатом решения обратной задачи, которая имеет единственное (а в данном контексте — единственно осмысленное) решение только в том случае, когда между процессом, генерирующим формирование слонстой толщи,

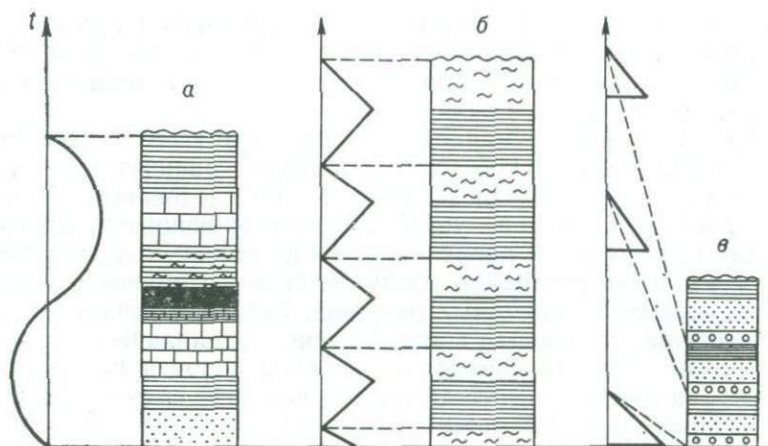


Рис. 12. Соотношения между временными характеристиками циклоседиментогенеза и циклическим строением разрезов.

и его реализацией — циклически построенным разрезом — установлено взаимно однозначное соответствие в рамках конкретной аналитической модели.

Все возможные сочетания механизмов и режимов циклогенеза, из которых следуют и правила выделения элементарных циклов, могут быть сведены к трем группам, соответствующим разной морфологии циклов (рис. 12).

1. Процесс развивается непрерывно во времени, и в разрезе фиксируется элементарный цикл симметричного (точнее, квазисимметричного) строения. В этом случае не принципиально, с какой породы начинается цикл. Это касается выделения циклов в угленосных отложениях, а иногда и в соленосных (рис. 12, а).

2. Процесс развивается непрерывно во времени, но образующиеся при этом циклы устроены несимметрично (например, варвы). Однако два слоя как бы спаяны, т. е. между ними наблюдается постепенный переход, тогда как следующая пара слоев резко отделяется от предыдущей. Это и диктует границу такого цикла (рис. 12, б).

3. Процесс дискретен во времени. Это означает, что циклическая седиментация реализуется лишь в отдельные промежутки, а в остальное время либо отсутствует циклическая седиментация, либо идет равномерно протекающее осадконакопление, на которое накладывается циклогенез. Характерным примером такого процесса являются циклы терригенного и карбонатного флиша. Они всегда начинаются с наиболее грубозернистой разности пород (рис. 12, в). Это объясняется физикой процессов осадочной сортировки как в условиях гидродинамически активного побережья, так и при выпадении осадков из донных течений и эпизодически возникающих плотностных потоков.

Если реализуется регрессивный режим циклогенеза, то цикл, естественно, начинается наиболее тонкозернистой разностью пород. Однако принадлежность циклов регрессивному ряду должна тщательно обосновываться методами фациального анализа. Это как раз тот случай, когда многослой эмпирического уровня могут не соответствовать седиментационным циклам.

РЕЖИМЫ ЦИКЛОГЕНЕЗА

Периодические изменения климата, эвстатические колебания уровня Мирового океана, космические процессы, седиментологические факторы и, наконец, эпейрогенический контроль осадконакопления мы отнесли к причинам, обуславливающим циклический характер геологических разрезов. Однако знания только причин недостаточно, чтобы понять режим процессов циклического седиментогенеза, фиксирующих характерные устойчивые парагенезы пород в генетически различных типах осадочных толщ.

Действительно, в настоящее время более или менее однозначное толкование получила цикличность тех осадочных толщ, в которых, с одной стороны, она проявлена с максимальной отчетливостью, а с другой — в значительной мере определяет и генезис самих осадочных образований, по поводу которого у геологов нет серьезных разногласий (ленточные глины, флиш, моласса и тому подобные). Применительно к этим же типам отложений не существует и проблемы выделения элементарных седиментационных циклов. Все геологи выделяют их практически единообразно. Споры идут на чисто интерпретаторском уровне, когда пытаются найти однозначное соответствие между признаками, характеризующими составляющие цикл единичные слои, и пространством обстановок либо условий осадконакопления. Значительно сложнее выделять седиментационные циклы в тех разрезах, в которых они проявлены недостаточно отчетливо (терригенно-карбонатные прибрежно-морские отложения, некоторые типы вулканогенно-осадочных и аллювиальных толщ и т. д.) и генезис которых не связывается в явном виде с цикличностью процессов осадконакопления. Именно такого типа осадочные образования создают принципиальные трудности при разработке теории седиментационной цикличности, опирающейся только на эмпирический опыт выделения и интерпретации циклической последовательности пород в разрезах.

Поэтому нам представляется, что существенный прогресс в данном вопросе будет достигнут только в том случае, если теория седиментационной цикличности будет выведена из а priori постулируемой связи различных режимов циклогенеза с внутренней упорядоченностью пород в разрезах. При этом во главу угла мы ставим современные трактовки процессов слоеобразования, поскольку через понимание механизмов этих процессов лежит путь и к интерпретации режимов циклического осадконакопления.

Под режимом циклического седиментогенеза условимся понимать процесс, приводящий к направленной смене пород в преде-

лах прежде всего единичного цикла и устойчивый по отношению к смене единичных циклов в разрезе. В качестве характеристик такого рода режимов целесообразно воспользоваться двумя типами признаков: тектоническими и седиментологическими (в широком смысле), включающими в себя те процессы седиментогенеза, которые протекают без явного влияния тектонического фактора.

Предполагается, что тектоника либо непосредственно регулирует процессы слоеобразования в условиях восходящих или нисходящих движений земной коры, либо стоит как бы «за кулисами» осадконакопления, когда слоистость формируется в условиях стабильного положения дна. В первом случае образуются всем хорошо известные трансгрессивные, регрессивные или трансгрессивно-регрессивные последовательности пород, а слоистость чаще всего относится к разряду осцилляционно-миграционной (в смысле Н. А. Головкинского). Во втором случае фиксируются так называемые редуцированные циклы, в подавляющем большинстве состоящие только из «трансгрессивной» последовательности пород, т. е. последовательности с постепенным уменьшением зернистости от основания цикла. В условиях стабильного положения дна бассейна во время формирования элементарного седиментационного цикла образующаяся слоистость, а следовательно, и цикличность всегда относятся к разряду мутационных (в смысле А. А. Иностранцева — Н. Б. Вассоевича).

Следует подчеркнуть, что для нашей цели важно фиксировать не различный режим осцилляций дна бассейна, а соотношение этого режима с положением базиса седиментации во время образования очередного седиментационного цикла. Базисом седиментации определяется гипсометрический уровень накопления осадков, и если скорость прогибания дна и скорость аккумуляции осадков равны друг другу, то положение базиса седиментации будет стабильным и фациальные обстановки формирования цикличности будут неизменными. Последовательность циклов, образованная в таких условиях, как правило, характеризуется постоянством литологического состава пород; прежде всего это касается карбонатных циклов шельфа.

Итак, в плане тектонического контроля циклоседиментогенеза будем различать три состояния базиса седиментации: а) *стабильный* базис седиментации, б) базис седиментации, имеющий тенденцию к повышению, — *сублационный*, в) базис седиментации, имеющий тенденцию к понижению, — *демиссионный** [Романовский С. И., 1978 г.]. Эти три состояния базиса седиментации фиксируют не его положение во время образования единичного цикла, а *тенденцию* в смене больших по масштабу комплексов пород (свит или формаций) в пределах непрерывного возрастного ряда отложений. Так, сублационное состояние базиса седиментации фиксирует общую тенденцию к его повышению, на которую всегда накладываются более мелкие по размаху высокочастотные осцил-

* От латинских слов: *sublatio* — повышение и *demissio* — опускание.

ляции, закрепляющие в разрезе элементарные седиментационные циклы, которые имеют отчетливую трансгрессивную или трансгрессивно-регрессивную направленность пород.

Вопросу о различиях именно демиссионных и сублационных комплексов (если использовать нашу терминологию) в разрезах геосинклинальных толщ посвятил специальную работу В. Б. Караулов [1976 г.]. Он верно отметил, что ложное впечатление об их трансгрессивном строении особенно часто возникает при изучении мощных ритмично построенных толщ. Причиной тому служит своеобразный гипноз строения отдельных элементарных циклов, наблюдаемых в обнажении. Начинаются они, как правило, наиболее грубозернистой разностью пород и имеют отчетливо «трансгрессивную» направленность в смене гранулометрического фона составляющих их отложений. Отсюда с помощью «геологической индукции» делается неверный вывод и о трансгрессивном характере всего комплекса отложений.

Если опираться на известную закономерность, установленную еще в прошлом веке А. П. Карпинским, что трансгрессии моря сказываются прежде всего на изменении площадей, занятых морскими отложениями на платформах, а обрамляющие платформы области активного прогибания чаще всего остаются ниже морского уровня даже и при резком воздымании дна, то, казалось бы, вывод следует сделать очевидный: для геосинклинальных зон должен быть более характерен сублационный тип разреза. В. Б. Караулов [1976, с. 13] заметил, что «поскольку большая часть этих комплексов имеет регрессивное строение, комплексы такого типа обычно называют регрессивными. Однако следует отметить, что, называя их так за неимением другого краткого и емкого термина, мы допускаем неточность, так как в осевых частях геосинклинальных прогибов, где формируются такие комплексы, не бывает трансгрессий и регрессий» (курсив мой.— С. Р.). Именно такого типа разрезы мы и предложили называть сублационными [Романовский С. И., 1978 г.].

Характерные сублационные комплексы геосинклинальных отложений среднего девона Удско-Шантарского и Аянского районов западного Приохотья описал В. Б. Караулов [1976 г.]; многочисленные примеры терригенных толщ сублационного типа приведены в монографии М. М. Грачевского и др. [23]; сублационный тип разреза имеют отложения ушаковской свиты Прибайкалья [Салихов Ю. А., 1974 г.] и многие другие типы отложений, на которых мы подробно остановимся в последующих главах.

Заметим, кстати, что базис седиментации может иметь устойчивую тенденцию к повышению и при относительно стабильном положении дна, например, при заполнении осадками глубокой депрессионной впадины. Естественно, что при этом также возникает сублационный тип разреза. М. М. Грачевский и др. [23] приводят в этой связи следующий характерный пример. В южной Бразилии известна пермская серия Пасса-Донс, строение которой (в целом) носит отчетливо сублационный характер. Разрез ее (сверху вниз)

следующий: свита Терезина, представленная мощными песчаниками с прослоями кремнистых известняков в нижней части свиты; далее идут слои Серра-Альта, состоящие из ритмичного чередования глинистых сланцев разного состава; в основании серии — формация битуминозных сланцев. Вся серия Пасса-Донс имеет мощность около 500 м. Сублационный характер разреза доказывает и постепенный переход в стратиграфической последовательности отложений разных генетических типов, фиксирующих смену вверх по разрезу угленосных отложений соленосными, а тех в свою очередь красноцветными терригенными образованиями, т. е. направленное поглубине отложений.

Итак, сублационная или демиссионная тенденция базиса седиментации, которая определяет и тип формируемого разреза осадочной толщи, зависит не только и не столько от собственно тектонического фактора, т. е. от прогибания или подъема дна бассейна седиментации, сколько от сочетания направленности колебательных движений с интенсивностью процессов аккумуляции осадков. Иными словами, различные комбинации этих факторов приводят к разным состояниям «системы седиментации». Этим понятием мы определили совокупность условий, от которых зависит протекание процесса циклического седиментогенеза, взаимосвязь этих условий и изменение их во времени.

Рассмотрим далее седиментологические характеристики циклогенеза. При анализе схем слоеобразования мы установили, что они реализуются либо в миграционном, либо в мутационном режиме. Образующиеся при этом слои являются миграционными (в первом случае) или мутационными (во втором); также будем именовать и режимы циклогенеза.

Класс *миграционных* режимов подразделяется на три взаимосвязанных режима. Если при формировании элементарного седиментационного цикла базис седиментации опускается, то циклоседиментогенез реализуется в *трансгрессивном* режиме; если базис седиментации поднимается, режим оказывается *регрессивным**. При периодическом чередовании опускания и подъема базиса седиментации режим циклоседиментогенеза определяется как *трансгрессивно-регрессивный*.

Класс *мутационных* режимов также подразделяется на три самостоятельных режима, различающихся их зависимостью от времени. Зависимость эта может быть непрерывной в течение всего временного интервала формирования фиксированной части разреза, определяя тем самым непрерывное нарастание его мощности в соответствии с возможными соотношениями скоростей прогибания дна и аккумуляции осадочного материала. Иными словами, зависимость от времени принимается непрерывной в соответствии с трактовкой генезиса данного типа отложений, ибо других данных

* Здесь речь идет об образовании элементарных циклов. Если же тенденция в изменении базиса седиментации соотносить со сменой в разрезе генетически различных комплексов пород, то будем говорить о сублационном и демиссионном типах разреза.



Рис. 13. Классификация режимов образования элементарных седиментационных циклов.

об отношении циклоседиментогенеза ко времени не имеется. Но именно такое подразделение режимов позволяет наиболее конструктивно фиксировать различия в условиях образования элементарных циклов мутационного типа. Итак, если циклическое осадконакопление является непрерывной функцией времени, то данный режим мы называем *хроногенным*. В хроногенном режиме образуются циклы ленточных глин, сезонные циклы эвапоритов, океанические глубоководные циклы (без турбидитов) и др.

Кроме того, зависимость процесса осадконакопления от времени может быть дискретной, причем с разными (непредсказуемыми заранее) интервалами перерыва в осадконакоплении. Циклоседиментогенез реализуется как бы за счет отдельных порций кластического материала, своеобразных его инъекций в зону аккумуляции. Геологически это может, в частности, означать, что в отдельные (в общем случайные) отрезки времени в бассейн поступает очередная порция кластического материала, которая дифференцируясь в процессе седиментации по крупности, формирует элементарный цикл. Доставляться материал может половодьем в выработанный дельтой реки подводный каньон или мутьевыми потоками в глубоководный желоб. Такой режим циклоседиментогенеза мы называем *инъективным*. В инъективном режиме формируется цикличность терригенного флиша. Если инъективный режим накладывается на хроногенный, то реализуется *инъективно-хроногенный* режим, который, в частности, определяет образование элементарных циклов карбонатного флиша.

Выделяется еще класс миграционно-мутационных режимов, куда мы включаем *ледниковый* и *флювиальный* режимы циклогенеза.

Все эти положения легли в основу классификации режимов циклогенеза, которые в рамках выбранных нами характеристик составляют полную группу (рис. 13). Рассмотрим далее более

подробно физический смысл и возможные геологические следствия выделенных режимов; начнем с миграционных.

Трансгрессивный режим. Этот режим наиболее доступен для физического осмысления. С его помощью традиционно истолковывались условия образования последовательностей пород, зернистость которых закономерно уменьшается вверх по разрезу, фиксируя тем самым так называемые трансгрессивные седиментационные циклы. С палеогеографических позиций данный режим приложим только к мелководным образованиям зоны шельфа эпиконтинентальных и периконтинентальных морей. В процессе трансгрессии весь полифациальный шлейф осадков смещается вслед за береговой линией и, согласно рассмотренному выше фациальному закону Н. А. Головкинского, в разрезе фиксируется последовательность пород, воспроизводящая былую зональность фаций вкост береговой линии. Схематически реализация этого процесса показана на рис. 14. Ясно, что трансгрессивный режим гарантирует интерпретацию образованного седиментационного цикла в соответствии с законом миграции фаций. Однако, чтобы эта интерпретация была обоснованной, необходимо быть уверенным в том, что выделенная в разрезе последовательность пород действительно соответствует элементарному седиментационному циклу трансгрессивного типа, а не фиксирует лишь весьма характерный для многих типов осадочных образований парагенез пород с уменьшающейся от основания цикла зернистостью.

От соотношения скоростей прогибания дна (или эвстатического повышения уровня моря) и аккумуляции осадочного материала зависит еще и конкретный вещественный состав седиментационных циклов трансгрессивного типа. В самом общем виде эта связь выражается в том, что при трансгрессии моря увеличивается ширина фациальных зон за счет сокращения площадей размываемой суши. Вследствие этого приток терригенного материала сокращается, зато расширяются зоны хемогенного и биогенного осадконакопления. Особенно ярко эта закономерность проявляется при достаточно быстрой трансгрессии, когда относительно выровненный рельеф не препятствует широкому наступанию моря. В других случаях, когда трансгрессия развивается медленно, в разрезе фиксируется переслаивание глинистых и хемогенных образований. Соотношения этих условий могут быть самыми разнообразными (рис. 15). Более детальные иллюстрации трансгрессивного режима будут приведены в следующей главе книги при описании карбонатных, терригенно-карбонатных и других седиментационных циклов.

Регрессивный режим. По регулируемому его механизму регрессивный режим является как бы зеркальным отражением трансгрессивного (рис. 16). Регрессия моря может происходить при подъеме дна бассейна седиментации или при эвстатическом понижении уровня Мирового океана. Регрессивная последовательность пород может формироваться и при нисходящих тектонических движениях, когда скорость аккумуляции осадков существенно

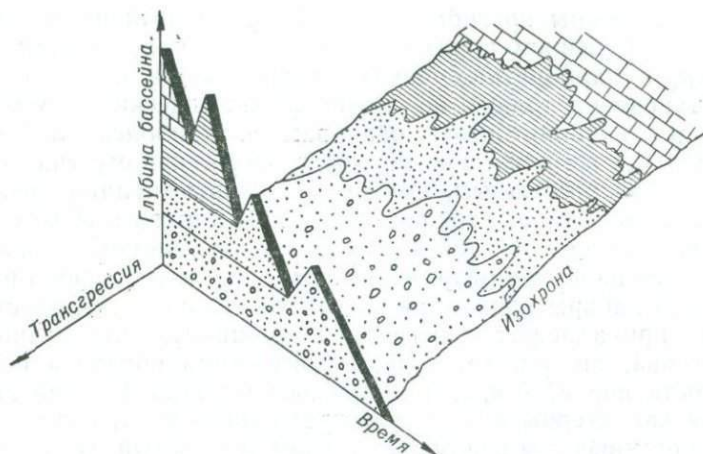


Рис. 14. Схема образования элементарного цикла трансгрессивного режима.

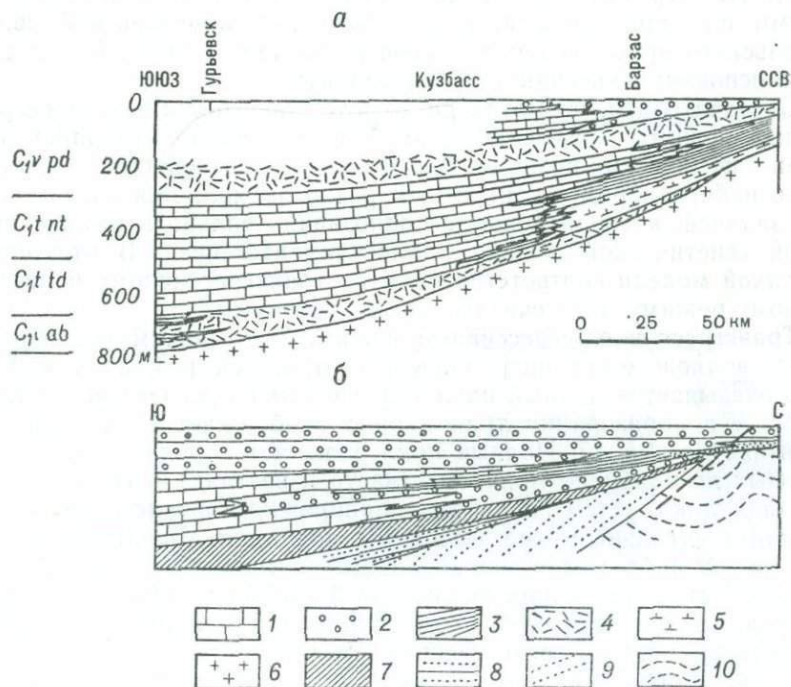


Рис. 15. Строение трансгрессивных серий нижнего карбона Кузнецкой котловины (а) и Юго-Западной Англии (б) [33].

Известняки: 1 — органогенно-детритусовые, 2 — оолитовые, 3 — микрзернистые; 4 — туфы, туффиты, туффелиты; 5 — тонкие карбонатно-туфогенные породы; 6 — породы докрутовского возраста; 7 — нижние известковые сланцы (зона К); древний красный песчаник: 8 — верхний, (D₃), 9 — нижний; 10 — додевонские отложения.

превосходит темпы прогибания дна. Регрессивный цикл характеризуется поглубением пород от основания цикла. Зачастую, как, например, в карбонатных циклах, регрессивная природа может быть установлена только по смене фаунистических комплексов, которые в основании цикла оказываются наиболее глубоководными. Вообще же отнесение циклов к регрессивному типу оказывается наиболее сложным, потому что идентификация цикла является функцией от его границ, а границы циклов в свою очередь чаще всего зависят от того, какая трактовка генезиса толщи в целом кажется наиболее разумной. Например, такие широко распространенные наборы пород, как известняк→сланец или известняк→аргиллит принадлежат к регрессивному циклу, если начинаются с известняка, либо к трансгрессивному — при обратной последовательности пород. Так, для сланценосной толщи Прибалтийского бассейна характерны циклы трансгрессивного типа: сланец→известняк с органическим веществом (кероген)→чистый известняк.

Характерные регрессивные циклы описал Э. С. Щербаков [1977 г.] в терригенном девоне западного склона Северного Урала. В овинпармском горизонте жединского яруса фиксируются циклы доломиты→строматолитовые доломиты, переслаивающиеся с мергелями или аргиллитами, а в отложениях пристянской свиты эйфельского яруса мелкозернистые песчаники с галькой аргиллитов в основании→песчаники и алевролиты.

Следовательно, несмотря на то что трансгрессивный и регрессивный режимы оказываются наиболее наглядно интерпретируемыми с физических позиций, тем не менее идентификация того или иного набора пород с конкретным режимом является очень сложной задачей, которая решается однозначно только в рамках принятой генетической модели циклоседиментогенеза. В отсутствие же такой модели соответствие циклов трансгрессивному и регрессивному режиму надо считать весьма условным.

Трансгрессивно-регрессивный режим. Этот режим реализуется в виде волнового квазипериодического процесса, результатом которого оказывается полный цикл трансгрессивно-регрессивного типа. Схема его образования традиционно изображается так, как это показано на рис. 17. Полный цикл включает породы от континентальных до наиболее мористых (часто известняк) — трансгрессивный полуцикл, затем вновь через прибрежно-морские образования до континентальных — регрессивный полуцикл. Реализуется данный режим либо в условиях колебательных движений земной коры на фоне устойчивого прогибания дна бассейна седиментации, либо без участия тектонических колебаний, но под влиянием периодически повторяющихся эвстатических повышений и последующих понижений уровня Мирового океана также в условиях устойчивого погружения дна бассейна. В наиболее полном виде этот режим проявляется при формировании цикличности угленосных отложений.

Подводя итог описанию режимов миграционного класса, отметим ряд характеристик цикличности, позволяющих соотносить выделенные в разрезе циклы с этим классом режимов:

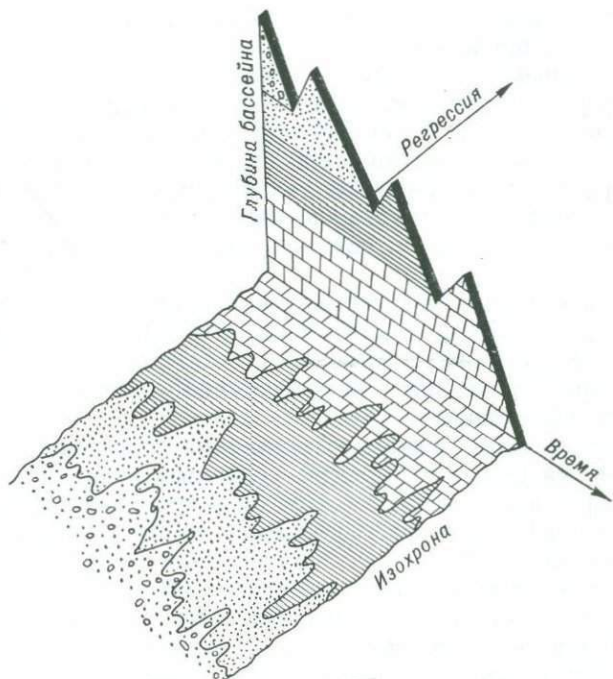


Рис. 16. Схема образования элементарного цикла регрессивного режима.

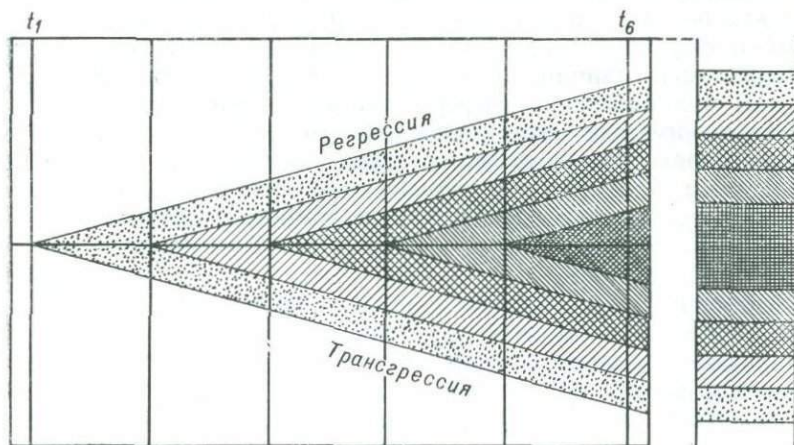


Рис. 17. Схема образования элементарного цикла трансгрессивно-регрессивного режима.

— резкие контакты в основании цикла и отчетливые контакты между слоями в пределах цикла;

— дискретный гранулометрический фон пород в пределах цикла из-за резких литологических различий отдельных слоев;

— латеральная выдержанность литологического состава слоев, в фациальном отношении являющихся наиболее глубоководными, и латеральная выдержанность отдельных циклов в целом;

— возможность стратиграфическими методами «поймать» возрастное скольжение границ свит, сложенных циклами миграционных режимов.

Вообще же говоря, как справедливо заметил Г. Ф. Крашениников [1971, с. 256], «в геологических разрезах нет ни трансгрессивных, ни регрессивных частей, а есть разные породы, отнесение которых к трансгрессивным или регрессивным часто осуществляется весьма субъективно».

Рассмотрим теперь режимы мутационного класса.

Хроногенный режим. Под этим условным названием мы выделяем такой режим циклоседиментогенеза, который реализуется во все время образования фиксированной части разреза в строгой (чаще всего известной) зависимости от времени; в осадконакоплении не отмечается перерывов, более того, оно идет с относительно постоянной скоростью. Циклический характер наложения пород контролируется либо периодическими высокочастотными колебаниями климата, либо изменениями широтной зональности терригенного, хемогенного и кремнегенного осадконакопления в Мировом океане. В первом случае хроногенный режим фиксирует в разрезе цикличность ленточного типа (варвы), характерную для континентального осадконакопления; во втором — глубоководные океанические циклы, не содержащие пепловых и турбидитовых прослоев.

Инъективный режим. При этом режиме предполагается эпизодическая поставка в зону аккумуляции осадочного материала, который и формирует единичный седиментационный цикл. Стратификация всей порции поступившего осадка осуществляется по законам механической дифференциации, в процессе которой первично-гетерогенный осадок расслаивается на зоны, условно именуемые слоями, каждый из которых оказывается относительно однородным. Геологам хорошо известны источники и причины действия такого режима, которыми чаще всего являются плотностные потоки и вулканические извержения. Отложения плотностных потоков именуют турбидитами. Они-то и служат наиболее типичными «вещественными носителями» инъективного режима. Классическими примерами циклов, образованных инъективным режимом, могут быть элементарные циклы терригенного флиша, аспидной формации, возможно, нижней молассы. Наиболее характерными их отличительными особенностями являются текстурные характеристики отдельных слоев элементарного цикла, и прежде всего отсортированная, или градационная, слоистость (*graded bedding*), наличие которой в циклах инъективного режима обязательно.

Инъективный режим также фиксирует в разрезе и циклы вулканогенных отложений, являющихся наиболее дисперсными продуктами вулканических эрупций. Зачастую они выпадают в осадок в виде пепловых прослоев среди отложений нормально-осадочного генезиса. Иногда же формируются целые толщи ритмично построенных образований, которые в зону аккумуляции доставляются тefровыми мутьевыми потоками. Это — так называемые туфовые турбидиты или тefротурбидиты, т. е. туфы с текстурами типичных турбидитов. Большое число примеров подобных образований можно найти в монографии Л. Н. Ботвинкиной [4].

Инъективно-хроногенный режим. Этот режим реализуется в том случае, когда на нормально протекающий процесс осадконакопления накладывается действие инъективного режима. Наиболее наглядно инъективно-хроногенный режим проявляется при образовании цикличности карбонатного флиша, элементарный седиментационный цикл которого состоит из двух элементов: первого — терригенного и второго — карбонатного, сложенного чаще всего известняком хемогенного или биохемогенного генезиса. Характерной реализацией инъективно-хроногенного режима является также цикличность вулканогенно-осадочных отложений, когда вулканогенный материал как бы вклинивается в собственно осадочные образования, разделяя последовательность пород на циклы. В зависимости от состава вулканогенного материала выделяют цикличность осадочно-эксплозивную (или осадочно-тефровую), осадочно-эффузивную и т. д. Сами циклы вулканогенно-осадочного типа построены значительно более сложным образом, чем циклы карбонатного флиша, поскольку инъективная составляющая (вулканогенный материал) может внедряться в циклически протекающий процесс осадконакопления, характеризуемый двух-, трех- и многокомпонентной цикличностью.

Отметим характерные черты цикличности, образованной режимами мутационного класса:

— резкие (инъективный режим) или нерезкие (хроногенный режим) контакты в основании цикла и постепенные переходы между слоями в пределах цикла;

— обязательное наличие в основании цикла текстуры типа «отсортированной слоистости» (инъективный и инъективно-хроногенный режимы);

— гранулометрический фон пород в пределах цикла непрерывный (хроногенный и инъективный режимы) или дискретный (инъективно-хроногенный режим);

— литологический состав слоев в латеральном отношении неоднородный;

— возрастного скольжения в масштабе свиты не отмечается;

— последовательность слоев в пределах цикла всегда имеет «трансгрессивную» направленность; «регрессивные» циклы мутационными быть не могут.

Перейдем к рассмотрению режимов миграционно-мутационного класса.

Ледниковый режим. Этот режим генерирует цикличность морен, т. е. собственно ледниковых образований, и лёсса, если придерживаться водно-ледниковой теории его образования. Специфика данного режима заключается в том, что он протекает в спокойных тектонических условиях под влиянием периодических изменений климата, выражающихся в чередовании ледниковых и межледниковых эпох. Цикличность собственно ледникового типа образуется *in situ* в процессе таяния ледника, и одним из решающих факторов, определяющих строение и вещественный состав циклов, оказывается погребенный рельеф. Поэтому ледниковые циклы не выдержаны на площади, а в вертикальном разрезе не повторяются, что дает основание, по крайней мере для четвертичного периода, считать каждый такого рода цикл эквивалентным свите местной стратиграфической шкалы.

Флювиальный режим. Особенностью этого режима является то, что цикличность оказывается производной двух совместно протекающих процессов: тектонического воздымания и последующего опускания территории и эрозионно-аккумулятивной деятельности реки, интенсивность которой зависит прежде всего от климатического фактора. Флювиальный режим, таким образом, оказывается двухтактным. На первом этапе цикличность формируется на фоне тектонического воздымания, что обеспечивает интенсивную эрозию и углубление русла. Образующийся на более низких гипсометрических уровнях чехол аллювия маломощен. При смене знака тектонических движений, т. е. при опускании территории, река постепенно переходит на более высокий гипсометрический уровень и эрозионная деятельность руслового потока сменяется на аккумулятивную. Чехол аллювия становится более мощным, а аккумулятивная работа русла сопровождается боковой эрозией, что приводит к расширению долины и блужданию основного русла реки. Долина частично заболачивается, а от реки отшнуровываются старицы, что фиксируется в строении флювиального цикла — в последовательной смене русловых, пойменных и озерно-болотных фаций. Циклы эти также не выдержаны на площади, и в вертикальном разрезе они, как правило, не повторяются, что дает основание каждый из них идентифицировать со свитой местной шкалы.

Флювиальный режим определяет и цикличность верхней (континентальной) молассы, образующейся в условиях аккумулятивных пойменных межгорных равнин на фоне тектонического воздымания территории.

В заключение данной главы остановимся еще на одном вопросе, также непосредственно касающемся типизации режимов циклогенеза. Речь пойдет о различных *режимах повторяемости* элементарных циклов в разрезах.

Во всех без исключения работах по циклическому седиментогенезу рассматривались лишь условия формирования единичных циклов. При этом естественно предполагалось, что коль скоро эти условия могут быть распространены на всю совокупность элемен-

тарных циклов, составляющих разрез, то характер их повторяемости должен отражать периодические свойства исходного процесса осадконакопления. Иными словами, из факта ритмической повторяемости циклов выводилось следствие о периодической природе седиментогенеза уже во времени.

Приведем пример, который опровергает это положение. В нашем распоряжении груд кубиков, на каждом из которых нарисован элементарный седиментационный цикл, к примеру флишевый. Перед нами поставлена задача: за определенное время сложить из этих кубиков пирамиду, условно изображающую разрез флишевой толщи. Ясно, что существует три принципиально разных способа решения этой задачи. Во-первых, поделив заданное время на число имеющихся кубиков, можно укладывать их в пирамиду через строго определенные временные интервалы, т. е. реализовать периодический процесс. Во-вторых, каждый последующий кубик можно ставить в пирамиду через произвольные интервалы времени, не совпадающие друг с другом, т. е. реализовать непериодический, или чисто случайный, процесс. В-третьих, разбив заданное для решения задачи время на два или более отрезков, можно в один из них использовать модель периодического процесса, а в другой — непериодического. Главное же заключается в том, что построенная в итоге этой игры пирамида будет одинаковой независимо от того, каким из трех способов мы ее строили. Знает же истинный вариант укладки кубиков только строитель. Однозначно восстановить его другому участнику игры принципиально невозможно.

О чем говорит этот пример? О том, что не меньшее значение, чем режим формирования единичных циклов, имеет режим их повторяемости в разрезе, от которого зависят и интенсивность протекания процесса циклоседиментогенеза и возможность восстановления характеристик самого процесса на основе лишь его реализаций, т. е. циклически построенных разрезов осадочных толщ. Режимы повторяемости, как мы убедились, могут быть разными. Об этом говорит не только этот отвлеченный пример, но и разработанные на сегодня генетические концепции циклогенеза применительно к отдельным видам осадочных образований. Достаточно вспомнить любую из схем формирования цикличности угленосных разрезов, которые, различаясь в трактовке первопричин цикличности, совпадают в том, что породивший ее процесс был периодическим, правда, с достаточно сложной структурой периодичности. Или можно обратиться к генезису цикличности флиша, из которого также однозначно вытекает уже непериодическая природа породившего ее процесса.

Однако эти положения не принимались во внимание при разработке теоретических схем циклогенеза, а потому различия в режиме повторяемости циклов не могли влиять на методику изучения циклически построенных разрезов, что приводило к серьезным ошибкам. Так, Н. Б. Вассоевич [7] вычислил длительность образования одного цикла флиша, поделив продолжительность геологи-

ческого века на суммарное число элементарных циклов. Полученное им значение 500—5000 лет не имеет ничего общего с действительным временем образования единичного цикла флиша, которое исчисляется минутами, самое большее — первыми часами. Произошло же это потому, что Н. Б. Вассоевич опирался на разработанную им осцилляционную гипотезу флишенакпления, из которой вытекал периодический режим повторяемости циклов в разрезе и, как следствие этого, правомочность (в качестве приближенной оценки времени) указанной арифметической операции.

Следовательно, знания режима образования единичных циклов еще не достаточно, чтобы судить о том, каким способом эти циклы формируют последовательность циклов в разрезе. Необходимо еще описать различные режимы повторяемости элементарных седиментационных циклов. Совместное же рассмотрение режимов образования единичных циклов и режимов их повторяемости позволяет построить классификацию динамических типов циклов, которая будет приведена в главе 5.

Сложнопериодический режим повторяемости. Здесь следует различать два варианта циклонакопления: при стабильном положении дна бассейна и при его устойчивом погружении (поднятии), когда базис седиментации находится приблизительно на одинаковом гипсометрическом уровне.

В первом случае специфика периодической повторяемости циклов определяется непрерывным (без заметных перерывов) протеканием процесса осадконакопления, а интервал повторяемости (период процесса) зависит от причины цикличности и от характера ее воздействия на внутренний механизм процесса. Так, в отложениях ленточных глин выделяется лишь один устойчивый период, фиксирующий значимые для данного типа осадочных образований колебания климата. Чаще же результирующая кривая, фиксирующая колебания по разрезу выбранных для исследования характеристик, имеет вид непериодической функции, поскольку она суммирована из нескольких простых периодических кривых, но с разными численными значениями амплитуды, частоты и фазы. Это и определяет сложнопериодический характер данного режима повторяемости элементарных циклов.

Во втором случае сложнопериодический режим повторяемости реализуется следующим образом. Последовательность наложения пород образуется в результате высокочастотных колебаний дна бассейна седиментации, которые накладываются на более крупные по размаху (низкочастотные) колебания прибрежной зоны шельфа вместе с прилегающей сушей, а вся область аккумуляции испытывает устойчивое погружение (или поднятие). Данная схема применима к описанию циклогенеза угленосных и соленосных отложений, прибрежно-морских карбонатных и терригенно-карбонатных образований и т. д. За полный период колебаний прибрежной зоны формируется единичный седиментационный цикл, а устойчивое ее погружение гарантирует периодическое воспроизведение цикличности с фациально близким набором пород. Для данного случая

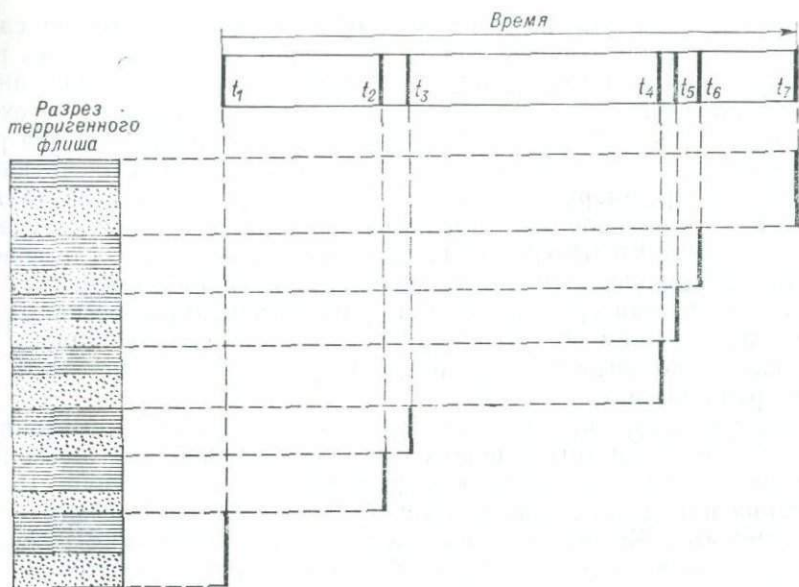


Рис. 18. Иллюстрация неперодического режима повторяемости элементарных циклов.

(кстати, одного из наиболее характерных) нами разработана математическая модель процесса, дающая возможность с большой точностью не только восстанавливать характеристики периодичности циклогенеза, но и прогнозировать в скрытой части разреза местоположение тел полезного ископаемого пластового типа. Она апробирована на большом числе угленосных разрезов Зырянского угольного бассейна и дала вполне удовлетворительные результаты [Македон И. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С., 1981 г.].

Неперодический режим повторяемости. В этом случае ритмический характер строения разрезов не связывается с периодическими свойствами циклогенеза. Поэтому никакими методами «восстановить» характеристики периодичности не удастся. Классическим объектом, соответствующим данному режиму повторяемости, является терригенный флиш и все его литофациальные модификации, для которых любые рассуждения о периодичности флишенакпления представляются несостоятельными. Графически данный режим изображен на рис. 18, из которого наглядно ясен его физический смысл: седиментация реализуется лишь в отдельные моменты времени, общая продолжительность которых составляет ничтожную долю от временного интервала, соответствующего длительности образования всей флишевой серии. И хотя разрез представляет собой ритмическую (в данном случае двухкомпонентную) последовательность пород, но эта ритмическая упорядоченность чисто пространственная, в общем случае никак не связанная с временной упорядоченностью флишевого седиментогенеза.

Непериодический режим повторяемости, наложенный на сложнопериодический. Данный режим фиксирует совмещение двух процессов, один из которых протекает непрерывно с фиксированной периодичностью, другой — независимо от времени, т. е. по схеме непериодического процесса. Геологически это означает, что на развивающийся периодический колебательный процесс, фиксирующий в разрезе, к примеру, прибрежно-морские терригенно-карбонатные отложения, в отдельные моменты времени накладываются инъекции терригенного материала (турбидиты). В разрезе тогда фиксируется упорядоченная последовательность пород, состоящая из нормальных трансгрессивных или трансгрессивно-регрессивных серий с включением прослоев терригенного или вулканогенного материала. Турбидиты в таких разрезах распознаются по характерным градационным текстурам.

Мы уже отметили, что все эти режимы можно рассматривать вне связи с конкретными порождающими их причинами, поскольку прежде всего важно знать, как формируется циклическая стратификация пород, а уж затем отыскивать причины реализации данного режима. Кроме того, выделение и систематизация режимов циклогенеза позволят разработать строгие формализованные модели процесса, каждая из которых окажется инвариантной целому классу циклических осадочных толщ.

Что же касается первопричин седиментационной цикличности, то их знание необходимо при разработке целостных генетических концепций, трактующих условия образования данного генетического типа отложений. Отсутствие взаимно однозначного соответствия между причинами циклогенеза и его режимами еще более осложняет генетические реконструкции. Действительно, причинами, вызывающими реализацию сложнопериодического режима повторяемости, могут быть и периодические изменения климатических характеристик, и эвстатические вариации уровня Мирового океана, и колебательные движения земной коры, и любые комбинации из уже перечисленных причин. Выбрать одну из них — задача чрезвычайно сложная да к тому же и не всегда оправданная.

2

Глава

ЦИКЛЫ МИГРАЦИОННЫХ РЕЖИМОВ

ТРАНСГРЕССИВНЫЙ РЕЖИМ

Термины «трансгрессивный», «регрессивный» и «трансгрессивно-регрессивный режимы циклогенеза» не должны вызывать удивления. Объединяя класс миграционных режимов, они лишь концентрируют внимание на том, что седиментационная цикличность в данном случае является функцией перемещения (миграции) береговой линии бассейна вне зависимости от причины и масштаба этого явления. Миграционными являются и достаточно крупные терригенно-карбонатные и карбонатные циклы шельфа и мелкие приливно-отливные циклы (ватты).

Соотнесение циклов, характеризующихся миграционным типом слоистости, с трансгрессивным или регрессивным режимом циклогенеза является наиболее сложной задачей, хотя и трансгрессивный и регрессивный типы цикличности издавна известны геологам и, казалось бы, должны быть наиболее хорошо изучены. Главная трудность заключается в том, что слои, составляющие элементарный цикл, например, трансгрессивного режима, должны фиксировать постепенное понижение базиса седиментации, т. е. последовательное (от слоя к слою) понижение гипсометрии дна бассейна седиментации. Это должно быть непременно доказано детальным фациальным анализом отложений. Констатация же уменьшения зернистости пород от основания цикла к его вершине не может служить достоверным критерием принадлежности цикла к трансгрессивному режиму, ибо, как будет показано в следующей главе, «трансгрессивной» направленностью в изменении гранулометрического фона пород характеризуются и циклы мутационных режимов. Признак этот поэтому является необходимым, но не достаточным для надежной классификации циклов.

Вызывает определенные трудности и объяснение физического механизма повторяемости в разрезе циклов трансгрессивного режима. Чтобы истолковать отсутствие регрессивного ряда фаций и резкие контакты отложений, образованных на разных глубинах, при смене одного элементарного цикла другим, приходится прибегать к помощи таких аргументов, как перерывы в осадконакоп-

лении, размывы осадков и т. п. Не всегда, к сожалению, они выглядят убедительно, и не всегда поэтому можно доверять той интерпретации циклогенеза, которая встречается в многочисленных работах по седиментационной цикличности.

По этим причинам разнообразие циклов, которые можно было бы уверенно соотнести с трансгрессивным режимом, не так велико, как это может показаться на первый взгляд при некритическом восприятии информации, публикуемой геологами. Все такого рода циклы непременно мелководные, с незначительным перепадом глубин при образовании слоев разного состава; все они, как правило, формировались в режиме компенсированного осадконакоплением прогибания дна бассейна (хотя, если говорить строго, без знания соотношения скоростей поступления осадков в зону аккумуляции и перемещения береговой линии в сторону суши вывод этот остается гипотетичным).

Терригенные циклы

Набор пород в этих циклах самый разнообразный: от конгломератов и грубозернистых песчаников до аргиллитов и глин. Циклы всегда асимметричные, начинающиеся более грубозернистой разностью пород, чаще двух-трехчленные. Последовательная смена пород внутри цикла должна, согласно закону Н. А. Головкинского, характеризовать былую фациальную зональность в бассейне седиментации. Циклы формировались в условиях мелководья. Приведем несколько наиболее характерных примеров подобных циклов.

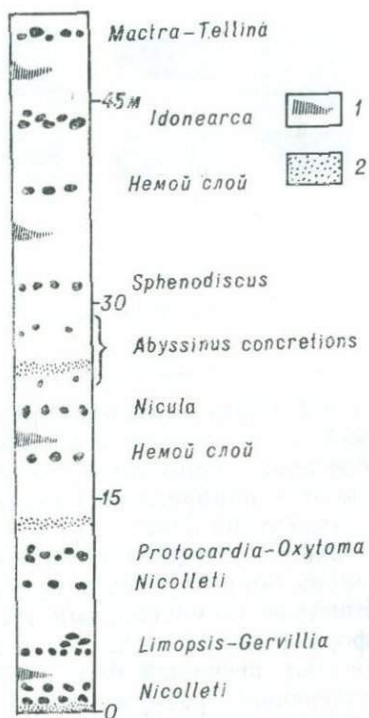
В свите Тура эоценового возраста, обнажающейся в юго-западной части холмов Гаро (Ассам, Индия), фиксируется довольно редко встречающееся ритмичное чередование кварцевых песчаников и мягких каолиновых глин [Bhattacharya A. C., 1968 г.]; это мелководные шельфовые образования. Происхождение такой цикличности можно объяснить следующим образом. На севере, на достаточном удалении от берега бассейна располагалось плато Шиллонг, где происходило интенсивное химическое выветривание гранитных массивов. Возникавший при этом песчаный обломочный материал существенно кварцевого состава, а также тонкозернистые каолины переносились реками в бассейн седиментации. Песчаный материал откладывался в дельте. Чтобы объяснить появление слоев каолиновых глин, разумно предположить, что прибрежная часть бассейна была изолирована от открытого моря какими-либо морфологически выраженными барьерами, например барами, которые препятствовали во время отложения песчаников проникновению соленых морских вод. Затем вследствие либо тектонических подвижек, либо заполнения песчаным материалом забарового пространства морские воды проникали в прибрежную зону, что способствовало быстрой коагуляции глинистых частиц и их массовому выпадению в осадок.

Рис. 19. Терригенные циклы в нижней части формации Фокс-Хилл (К. М. Waage [93]).

1 — бентонитовая глина; 2 — ярозитовый алевролит.

В верхнемеловых разрезах северных и центральных районов Южной Дакоты (США) обнажается формация Фокс-Хилл, ее мощность 90—105 м. Формировалась формация в сублационном режиме, так как ее нижняя часть (примерно 45 м разреза) представлена морскими отложениями, а верхняя — чередованием морских и континентальных. Морская часть разреза состоит из двучленных терригенных циклов, в основании которых залегает слой алевролита с большим количеством ярозита, а венчает цикл слой бентонитовой глины. Само по себе такое чередование пород достаточно ординарно, и мы не стали бы этим примером иллюстрировать терригенные циклы трансгрессивного режима, если бы не одно обстоятельство: в данном случае изменение батиметрии бассейна при образовании циклов устанавливается только с помощью фауны, ибо других фациально значимых признаков не обнаружено; к тому же вся фауна сосредоточена в известковых конкрециях, в изобилии встречающихся в каждом слое нижней части формации Фокс-Хилл. На эту особенность отложений обратил внимание К. М. Вааге [93], и он же проинтерпретировал условия образования циклов (рис. 19). По К. М. Вааге, элементарные циклы Фокс-Хилл накапливались в результате мелкоамплитудных колебаний уровня моря в прибрежной зоне, размывавших известковые осадки и переносивших конкреции в другие фациальные зоны.

Вблизи железной дороги Гарма—Робертсгани (Индия) обнажаются докембрийские отложения формации Бийягар-Шейл, сложенной ритмичным чередованием песчаников и сланцев [Bis-singh I., 1980 г.]. Вся формация по соотношению мощностей песчанников и черных сланцев делится на три единицы: А (мощность 20—25 м), В (15 м) и С (20 м). Слои песчанника имеют мощность до 2 м и в единице А составляют до 90 % от мощности этой части разреза. В единице В доля песчаных слоев резко сокращается. В подошве песчанников фиксируются знаки ряби длиной до 50 см, почти симметричной формы. Вся формация Бийягар-Шейл формировалась в мелкой лагуне, причем единицы



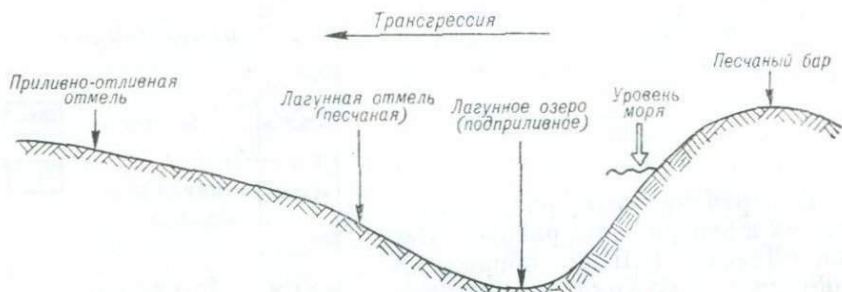


Рис. 20. Развитие мелкоамплитудной трансгрессии во время образования циклов формации Бийягар-Шейл [Birsingh I., 1980 г.].

А и С образовались в окраинной зоне, а единица В — в центральной части лагуны, в условиях застойных вод. В западной части бассейна черносланцевые фации развиты недостаточно и замещаются прибрежными песчаными. Таким образом, элементарный седиментационный цикл состоит из двух слоев: песчаник — черный сланец. Принадлежит он трансгрессивному режиму, да и вся формация образовалась в условиях устойчивого прогибания бассейна Виндхья (демиссионный тип разреза). Существенное влияние на формирование песчаного элемента цикла, по всей вероятности, оказал песчаный бар, окаймлявший лагуну со стороны моря и интенсивно разрушавшийся во время периодического подъема морского уровня (рис. 20).

Терригенные циклы трансгрессивного режима описаны также в работах М. Н. Щербаковой [1970 г.] на материале турнейских разрезов Северного Прибалхашья; А. А. Гусейновым и Н. А. Яньшиной [1979 г.] в разрезах среднего и верхнего девона Оренбургской области и Удмуртской АССР; Г. М. Таруц и Е. А. Гайдебуровой [1978 г.], которые изучили строение баженовской свиты (волжский ярус) Салымского района. Многочисленные примеры терригенных циклов трансгрессивного режима содержатся в монографии П. Даффа и др. [14].

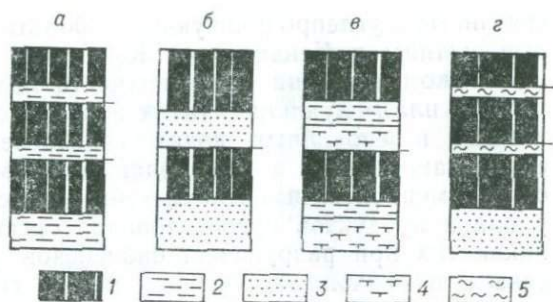
Терригенные и терригенно-карбонатные сланцевосные циклы

Эти циклы являются образованиями мелкого моря. Породы, составляющие сланцевосный цикл, формировались на разном удалении от берега, но все — на небольшой глубине, в бассейне с нормальным солевым и газовым режимом вод. Наиболее хорошо изучены горючие сланцы (кукерситы) Прибалтийского и Волжского бассейнов, а также Тимано-Печорской области. В краевых прогибах Приуралья, западного склона Урала и Печорской синеклизы в течение франского века позднего девона формировались сланцы доманикового типа [10].

Типичный сланцевосный цикл обычно двух-трехчленный, асимметричный. Начинается он либо сапропелевой глиной, либо песча-

Рис. 21. Сланценосные циклы Волжского бассейна (а-в) и Южного Приуралья (г) [10].

1 — сланец; 2 — сапропелевая глина; 3 — песчаник; 4 — известковистая глина; 5 — кремень.



ником, либо мергелем, либо известняком, т. е. породой, формировавшейся в прибрежной зоне. Венчается цикл пластом горячего сланца, который отлагался в удалении от берега. Цикл, таким образом, типично трансгрессивный. И хотя размах изменения уровня моря был невелик, но вследствие малых глубин бассейна и выровненного рельефа суши трансгрессия распространялась на значительные площади, и в максимальную ее фазу слой сланца перекрывал подстилающие слои глины или известняка. Кратковременные эпизоды регрессии осадками не фиксировались. Мощность циклов 4—10 м. Наиболее характерные сланценосные циклы показаны на рис. 21.

С. С. Бауков [1956 г.] подметил следующую закономерность в строении сланценосных циклов, выявленную им на разрезах Прибалтийского и Волжского бассейнов: изменение породного состава внутри сланцевых пластов идет в сторону нарастания признаков вышележащего слоя. Иными словами, к кровле каждого сланцевого пласта уменьшается содержание органического вещества и увеличивается карбонатность, в то время как в слоях известняков, мергелистых глин и мергелей этой тенденции, фиксирующей генетическую взаимосвязь составов контактирующих слоев, не отмечается. Объяснения этой закономерности С. С. Бауков не дал. Вполне возможно, что пласт горячего сланца, венчающий элементарный цикл, фиксирует не только максимальное развитие трансгрессии в период образования единичного цикла, но и ее затухание и снижение уровня моря, что и приводило к смещению соседних фаций и к загрязнению пласта сланца известковым или глинистым материалом. По крайней мере, такому объяснению не противоречат ни строение сланценосного цикла, ни разработанные генетические схемы сланценакопления.

Хотя условия образования горячих сланцев известны пока в самых общих чертах, но все же и они дают возможность представить себе механизм сланценакопления. Горючие сланцы образуются в разных обстановках: в крупных озерах (например, эоценовые сланцы формации Грин-Ривер, США; нижнекаменноугольные сланцы Ольберт, Канада, и т. д.), в мелководных морях континентальных шельфов и платформ (Прибалтийский бассейн и др.) и, наконец, в небольших заболоченных озерах и лагунах,

связанных с углепродуцирующими болотами (верхнекаменноугольные сланцы в Кендирыке, Казахская ССР, и др.). Главным источником керогена (разновидности литифицированного органического ила) служили остатки водорослей, в изобилии произраставших в спокойных водах перечисленных выше обстановок сланценакопления, а сами сланцы формировались в результате одновременной седиментации тонкозернистого минерального материала и продуктов преобразования органического вещества, возникающих при разрушении биоценозов [12]. Седиментация протекала в спокойной тектонической и гидродинамической обстановке на фоне медленного погружения базиса седиментации, что обеспечивало миграцию зоны сланценакопления в направлении береговой линии. Климат, господствовавший в период формирования горючих сланцев, был гумидным, подобным тому, который характерен и для угленакопления.

Терригенно-карбонатные циклы

Эти циклы сложены чередованием обломочных (песчаники, алевролиты, глины) и карбонатных (известняки, доломиты) пород. Они мелководны, формировались в зоне стабильного шельфа. Их принадлежность к трансгрессивному режиму доказывается постепенным увеличением глубины бассейна к вершине элементарного цикла. обстоятельное описание терригенно-карбонатных шельфовых циклов в отложениях рэта Юго-Западной Англии привел А. Халлам [Hallam A., 1963 г.]. В разрезах нижней—средней юры Северо-Восточной Франции вскрываются трехчленные терригенно-карбонатные циклы: глина (в основании цикла)→мергель→известняк. Глина залегает с резким контактом на известняке [14].

В оксфордских глинах (келловей) вблизи г. Питерборо, Юго-Восточная Англия, Р. Бринкман [Brinkmann R., 1929 г.] описал не совсем обычные терригенно-карбонатные циклы шельфа. Их мощность не превышает 1 м. В основании залегает слой биокластического известняка, сложенного раковинами пластинчатожаберных и аммонитов, которые часто покрыты инкрустирующими устрицами. Образовался этот слой раковинного детрита вблизи берега в зоне активных течений, в хорошо аэрируемых водах. Выше располагается слой зеленоватых глинистых сланцев, разделенных прослоем глинистых сланцев коричневатого цвета. Они образовались при углублении бассейна, в анаэробных условиях. Р. Бринкман связывал подобную цикличность с локальными движениями дна бассейна в условиях достаточно быстро углубляющегося шельфа. При подъеме дна (вероятно, сравнительно быстро) интенсивность эрозии превышала скорость аккумуляции, и потому регрессивная компонента цикла в разрезе не фиксируется. Подобная же цикличность описана в солоноватоводных отложениях вельда (граница юрской и меловой систем) на северо-западе ФРГ [Füchtbauer H., Goldschmidt H., 1964 г.].

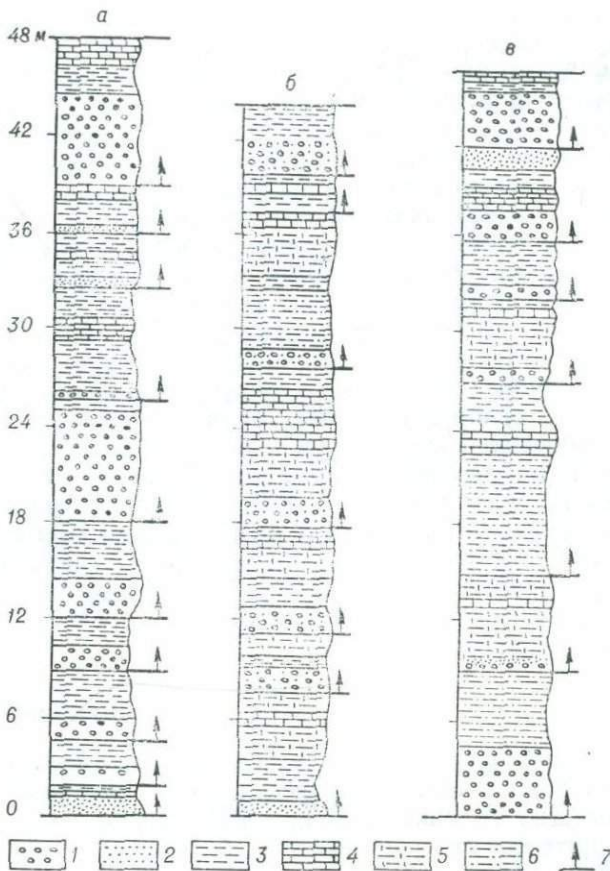


Рис. 22. Терригенно-карбонатные циклы пенсильванского возраста (каньон Колорадо, США) (J. Chronic [74]).

a — формация Маккой; *б* — формация Уэлсвилл; *в* — разрез Ла-Вета-Пас.
 1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — сланец; 4 — известняк; 5 — мергель; 6 — песчаный сланец; 7 — граница элементарного цикла и направление углубления бассейна.

Много примеров терригенно-карбонатных циклов трансгрессивного режима в девонских разрезах западного склона Северного Урала привел в своей монографии Э. С. Щербаков [1977 г.].

Дж. Хроник [74] описал интересные терригенно-карбонатные циклы трансгрессивного режима в каньоне Колорадо, США. Образовались они в пенсильванский период. Средняя мощность элементарного цикла около 6 м. В наиболее полном выражении циклы четырехчленные: начинаются они слоем конгломерата или песчаника, выше которого залегает слой аргиллита или сланцеватого песчаника, следующий слой — известняк с обильной морской фауной, над которым в отдельных случаях залегает слой аргиллита. Чаще же он отсутствует, и циклы выражены двух-трехчлен-

ным переслаиванием. Контакты как между слоями, так и между соседними циклами резкие, часто со следами размыва. Циклы не выдержаны ни по простиранию, ни в вертикальном разрезе. Уверенней других прослеживается слой известняка. На рис. 22 показаны три наиболее характерных разреза, в которых обнажаются описанные циклы: формации Маккой, Уэлвилл и разрез, расположенный в нескольких милях западнее Ла-Вета-Пас.

Формация Маккой включает 10 элементарных циклов с резко изменчивым литологическим составом слоев и с фауной; это наиболее характерный признак данных терригенно-карбонатных циклов. В конгломератах отмечается грубая косая слоистость, по простиранию они быстро выклиниваются. Песчаники и конгломераты фиксируют «континентальную» часть цикла, а залегающие выше слои — «морскую». Отсюда следует, что данные циклы формировались в прибрежной зоне моря с сильно расчлененным рельефом побережья, который не давал возможности при кратковременных трансгрессиях затапливать большие площади суши. Дж. Хроник причину трансгрессий видит в колебательных движениях земной коры, интенсивность которых и в данном случае была ниже скорости аккумуляции, что зафиксировано в разрезе отсутствием регрессивных частей циклов. Лишь в редких случаях (см. рис. 22, б и в) регрессивная компонента представлена слоем сланца, покрывающим известняк.

Карбонатные циклы

В чисто карбонатных разрезах седиментационная цикличность установлена лишь в последние десятилетия. Известный американский геолог Дж. Л. Уилсон [53, с. 65] признал, что «одним из наиболее интересных результатов, полученных при изучении стратиграфии карбонатных пород за последние 20 лет, было установление того факта, что большинство мощных известняковых и доломитовых толщ состоят из циклически повторяющихся слоев и не являются однородными». Однако выявить циклически повторяющиеся последовательности слоев — это еще полдела; необходимо также восстановить фаціальную природу отложений и режим циклогенеза, а это применительно к чисто карбонатным образованиям, когда отсутствуют терригенные индикаторы гидродинамической активности, сделать наиболее сложно. Единственная опора в детальных фаціальных реконструкциях — фауна, которая, однако, далеко не всегда может служить надежным критерием глубины образования осадков.

Приведем один характерный пример. В 1936 г. Б. Зандер [Sander B., 1936 г.] впервые описал цикличность в дахштейновых известняках верхнего триаса, обнажающихся в Австрийских Альпах (район Зальцбурга); это так называемые «лоферские циклы». По Б. Зандеру, единичный лоферский цикл состоит из двух слоев: в основании — слой массивных известняков с фауной двустворчатых моллюсков, который покрывается пластом расслоенных доло-

митов, не содержащих фауны. Мощность единичного цикла — первые метры. Б. Зандер считал известняки мелководными образованиями, а доломиты — более глубоководными. Цикл оказывается трансгрессивным и по строению и по режиму образования.

Детальные исследования этих же отложений позднее выполнил А. Фишер [Fischer A., 1964 г.]. Тщательные полевые наблюдения и сбор фауны позволили ему обосновать иное строение лоферского цикла, состоящего уже из трех элементов. А — базальная часть цикла (размыв), представляет собой переотложенные глинистые продукты выветривания, которые заполняют полости и пустоты в подстилающих известняках нижележащего цикла. В — микрослойчатый доломит со слоями толщиной 1—1,5 мм, это межприливные образования «клоферитов», а сами доломитовые слои — отложения приливо-отливных течений (ватты); фиксируются также обильные водорослевые покровы и характерные текстуры высыхания; С — подприливный известняк, образуется при повышении уровня моря; А. Фишер назвал его «мегалодонтовым известняком» из-за обилия раковин мегалодонтов и других моллюсков; при последующем понижении морского уровня в известняке появились многочисленные полости в результате высыхания и растворения части карбонатной массы (рис. 23); известняки составляют до 90 % мощности элементарного цикла.

В целом формацию дахштейнового известняка, состоящую из 200 лоферских циклов, А. Фишер интерпретировал как образование лагунной зарифовой фации. Таким образом, трактовка оказывается противоположной той, которую дал Б. Зандер. Известняки у А. Фишера более глубоководны, чем доломиты, и это доказано детальным биофациальным анализом отложений.



Рис. 23. Типичный лоферский карбонатный цикл (А. Fischer [73]).

Причина цикличности — незначительной амплитуды эвстатические колебания уровня моря в широкой лагуне, расположенной далеко за кольцом дахштейнового рифа. Еще один исследователь — Дж. Л. Уилсон [53] — считает лоферские циклы образованиями бессточной области, представлявшей собой комплекс приливных равнин, себх и соляных озер.

Таким образом, соотнесение карбонатных циклов с трансгрессивным или регрессивным режимом циклоседиментогенеза является функцией фациальных реконструкций. С полной определенностью можно утверждать лишь то, что если миграционная природа карбонатной цикличности установлена, то отнесение элементарных циклов к мелководным образованиям зоны стабильного шельфа не будет ошибочным.

Приведем еще несколько примеров карбонатных циклов трансгрессивного режима. В известняках пенсильванского возраста в северо-восточной Неваде (США) описано циклическое переслаивание органогенных калькаренитов и тонкозернистых, зачастую кремнистых, известняков [14]. В разрезе нижнего ордовика штата Мэриленд мощностью 43 м выделено 365 элементарных циклов, фиксирующих тонкоритмичное переслаивание доломитов, меняющих свой состав от песчанистого доломита до массивного доломитового лютита, и известняков — от массивных бесструктурных кальцилютитов до пизолитов; доломиты более мелководны. Причина цикличности, как и при образовании лоферских циклов, — мелкоамплитудные эвстатические колебания уровня мелководного шельфа. Характерную цикличность в массивных известняках пенсильванского возраста юго-восточного Канзаса, встречающуюся на семи стратиграфических уровнях, описал Дж. Харбух [Harbaugh J. W., 1964 г.].

Если признать, что все карбонатные циклы трансгрессивного режима циклогенеза являются мелководными образованиями зоны шельфа (а оснований для этого более чем достаточно), то отсюда с необходимостью следует, что границей подобных циклов должны служить поверхности размыва подстилающих осадков или субаэральные перерывы в седиментации (диастемы). Чаще всего обнаружить эти границы не представляет труда; однако бывают ситуации, когда поиск границы элементарного цикла становится трудноразрешимой задачей. Любопытный пример в этой связи приводит В. Яануссон [Jaanusson V., 1961 г.]. Он изучал поверхность субаэрального перерыва внутри карбонатной толщи между плейстоценовым известняком формации Кей-Ларго и современными карбонатными осадками у восточного побережья Флориды. Формация Кей-Ларго состоит из кораллового рифового известняка Сангамин, который подвергся субаэральному обнажению и литифицировался во время последнего (висконсинского) оледенения, когда уровень океана был существенно ниже современного [23]. Вдоль восточной границы рифового барьера Флориды затопленный известняк Сангамин покрыт плащом четвертичного калькаренита непостоянной мощности. Поверхность контакта ровная.

Какие-либо пустоты, карманы, неровности, свидетельствовавшие бы о растворении кровли известняка, отсутствуют. В основании современных калькаренитов отсутствуют также гальки и окатыши известкового ила и следы почвы. В. Иануссон делает справедливый вывод, что если бы калькарениты были литифицированы, то поверхность перерыва обнаружить было бы практически невозможно. Известняк Сангамин и калькаренит были бы спаяны настолько прочно, что ни о каком «перерыве» в седиментации не могло быть и речи. А между тем эта поверхность фиксирует время оледенения, которое привело к эвстатическому снижению уровня моря и к субаэральной литификации известняка формации Кей-Ларго [23].

В бассейне Альберта (Западная Канада) в позднем девоне формировались карбонатные рифовые циклы [Mountjoy E., 1980 г.]. Их мощность от 0,5—1 до 2—5 м. Состав циклов меняется как по разрезу, так и вкрест простираясь бассейна, что свидетельствует о незначительной глубине карбонатакопления в пределах небольшой лагуны мелкого моря. Причину цикличности Е. Мунтью видит в периодически быстром подъеме уровня моря. Детальный анализ этих циклов позволил установить, что скорость карбонатной седиментации была тесно увязана со скоростью подъема морского уровня в бассейне Альберта. Поэтому карбонатная седиментация не могла быть продолжительной, а начинавшему снижаться уровню моря чаще соответствует субаэральный перерыв, хотя в ряде случаев и регрессивная компонента полного цикла представлена карбонатными фациями (фенестральный известняк). В целом данные карбонатные циклы выражены не столь четко, как лоферские циклы альпийского триаса, хотя их генезис во многом схож.

М. М. Грачевский и др. [23] пришли к выводу, что все карбонатные отложения платформенного шельфа имеют трансгрессивно-полициклический характер, а регрессивным фазам соответствуют субаэральные перерывы в седиментации. Вывод этот, однако, слишком категоричен. Мы уже рассмотрели пример (см. рис. 22) циклов трансгрессивного режима с сохранением отдельных элементов регрессивной фазы. В следующем же разделе будут рассмотрены карбонатные циклы, формировавшиеся в регрессивном режиме.

Итак, циклы трансгрессивного режима независимо от литологии составляющих их слоев образуются в условиях нарастания глубины бассейна. При этом если учесть, что формируются они в условиях стабильного шельфа, то следует добавить предположение об устойчивом (в среднем) прогибании области седиментации. Достаточно вспомнить формацию дахштейнового известняка, включающую лоферские циклы прибрежной лагуны, суммарная мощность которых составляет 1000—1500 м [Fischer A., 1964 г.], чтобы признать это допущение необходимым.

Что можно сказать о режиме повторяемости элементарных циклов? Как правдоподобно объяснить резкий переход от макси-

мальной (для данного цикла) глубины бассейна к поверхности размыва, не прибегая к доводам, казалось бы очевидным и давно взятым на вооружение геологами: внезапный быстрый подъем дна бассейна, затем вновь его медленное погружение? Вот вопросы, которые прежде всего требуют ответа. Отметим, кстати, что любая их трактовка будет выглядеть неубедительной, если, образно говоря, пытаться объяснить непонятное через еще более непонятное. Желательно поэтому уменьшить число аргументов, вводимых в рассуждения.

Мы уже знаем, что регрессивная компонента цикла трансгрессивного режима не сохраняется в разрезе не потому, что подъем уровня моря «скачкообразно» сменяется его опусканием, а из-за вполне определенного соотношения скоростей спада уровня моря и аккумуляции осадочного материала. При демиссионном (в целом) режиме дна бассейна, т. е. при устойчивом его погружении, скорость аккумуляции должна существенно отставать от интенсивности снижения уровня моря. Это и обеспечивает «срезание» регрессивной компоненты трансгрессивного цикла, хотя из приведенных нами конкретных примеров циклов трансгрессивного режима видно, что в отдельные моменты соотношения скоростей спада уровня моря и аккумуляции осадочного материала могут меняться, что приводит к закреплению в разрезе единичных слоев, соответствующих регрессивной фазе полного цикла. А тот факт, что при трансгрессивном режиме циклогенеза срезаются чаще всего регрессивные слои и поверхность размыва (или субаэрального перерыва в седиментации) проходит по кровле наиболее глубоководной части цикла, говорит о том, что амплитуды подъема и последующего спада уровня моря должны приблизительно совпадать. Следовательно, режим повторяемости элементарных циклов трансгрессивного типа следует трактовать как сложно-периодический. Если же в структуре цикла фиксируются слои вулканогенных образований, то режим повторяемости должен трактоваться как непериодический, наложенный на сложнопериодический.

РЕГРЕССИВНЫЙ РЕЖИМ

В самом общем виде формирование циклов регрессивного режима можно представить по схеме, обратной той, которая была описана применительно к трансгрессивному режиму циклогенеза. Действительно, регрессивные циклы всегда характеризуются погружением осадков от основания цикла, означающим, что при образовании единичного цикла глубина осадконакопления постепенно уменьшалась и слой, венчающий цикл, должен фиксировать наименьшую глубину бассейна. Данная структура циклов характерна только для регрессивного режима. С этих позиций само строение циклов подсказывает их отнесение к регрессивному режиму, лишь бы обоснованно были установлены границы элементарного цикла.

Мутационные режимы: хроногенный, инъективный и инъективно-хроногенный — не могут приводить к циклам с регрессивной направленностью в изменении гранулометрического фона, физически она необъяснима.

Регрессивный режим циклогенеза, как правило, реализуется на фоне устойчивого прогибания дна бассейна, когда во время образования единичного цикла скорость аккумуляции существенно превосходит скорость погружения базиса седиментации. Реально и другое соотношение: при медленном подъеме базиса седиментации скорость снижения уровня воды в бассейне и скорость аккумуляции приблизительно равны, что приводит к миграции фациального профиля осадков в сторону моря и, как следствие этого, к фиксации в разрезе цикла регрессивного типа с миграционной слоистостью. Некоторые исследователи интерпретируют регрессивные циклы как результат локальных тектонических подвижек дна, приводящих к медленному подъему базиса седиментации и затем к быстрому его снижению.

Так или иначе, но бесспорно одно: если в разрезе устойчиво повторяются циклы регрессивного режима и каждый такой цикл является безусловно мелководным, следовательно, дно бассейна должно устойчиво прогибаться, а скорость аккумуляции должна уравновешивать понижение уровня моря. Значительно сложнее, как и при образовании циклов трансгрессивного режима, объяснить механизм повторяемости элементарных циклов, т. е. дать правдоподобное истолкование резкого изменения глубины бассейна на границе циклов.

К регрессивному режиму могут быть отнесены циклы терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные.

Терригенные циклы

Ч. Роп с соавторами [88] описали хорошо сохранившийся и фактически не нарушенный прибрежный разрез мессинского возраста (бассейн Сорбас в Юго-Восточной Испании). Элементарный цикл трехчленный с отчетливым поглубением осадков к вершине цикла. Его строение (снизу вверх) следующее: глина и известковый ил с песчаными и алевритовыми слоями и волновой рябью → песчаник с мелкомасштабной косою слоистостью, образованный ниже поверхности моря → гравелистый песчаник со средне-масштабной косою слоистостью, образованный вблизи уреза воды. Мощность отдельного цикла около 20 м. Как считают авторы, циклы Сорбас фиксируют начальную стадию регрессии бассейна, которая наиболее резко выражена при рассмотрении всей формации Канос с ее морскими слоями в основании (Сорбас) и речными в кровле. Мощность этой формации около 70 м. Регрессивные циклы Сорбас образовались в прибрежной зоне при активном участии морских волн и при высокой скорости аккумуляции осадков. В глубь бассейна регрессивная структура циклов не меняется, лишь составляющие цикл слои становятся более тонкозернистыми

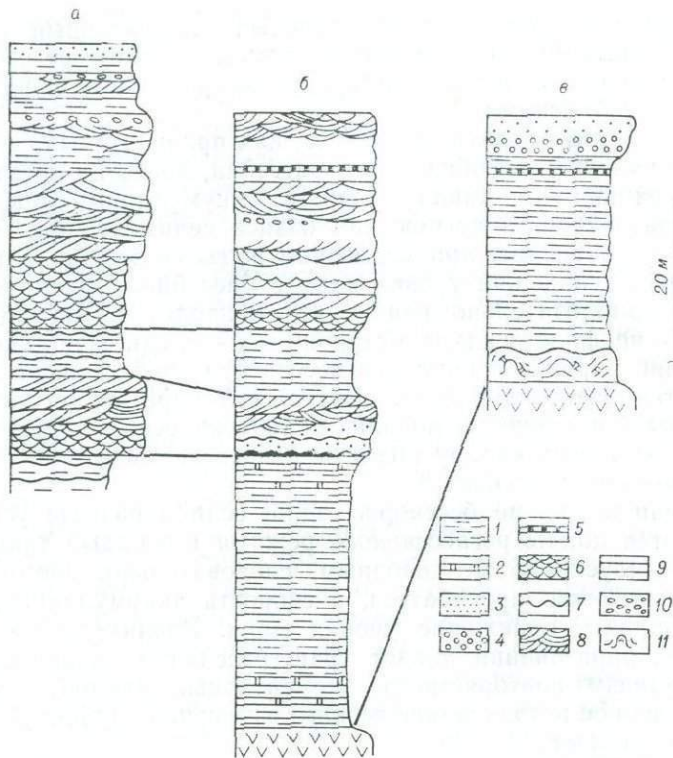


Рис. 24. Регрессивные циклы Сорбас [88].

а, б — прибрежные разрезы с более грубозернистым составом осадков; *в* — относительно глубоководные отложения с более тонкозернистым составом осадков. 1 — глина; 2 — известковый аргиллит; 3 — песчаник; 4 — конгломерат; 5 — пизолитсодержащий слой; слоистость: 6 — волновой ряби, 7 — флазерная, 8 — косая, 9 — горизонтальная; 10 — бич-рок; 11 — текстуры оползания.

(рис. 24). Следовательно, бассейн Сорбас был мелководным, в него интенсивно сносился достаточно грубый и плохо обработанный волнами обломочный материал.

Интересный случай регрессивной цикличности при кратковременных повышениях уровня моря описали К. Борк и Р. Малькут [71] в формациях Кьюога и Логан миссисипского возраста, обнажающихся в центральной части штата Огайо, США. Цикл четырехчленный (рис. 25), фиксирующий переход дельтовых отложений в прибрежно-морские. Начинается он осадками наиболее глубокой части дельты, располагающейся ниже уровня активной волновой деятельности. Они представлены темными сланцами и алевролитами с включением достаточно крупных карбонатных конкреций и пиритизированной морской фауны. Морские организмы присутствуют в незначительном количестве. Выше залегают отложения фронта дельты, представленные средне- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами. Встречается мор-

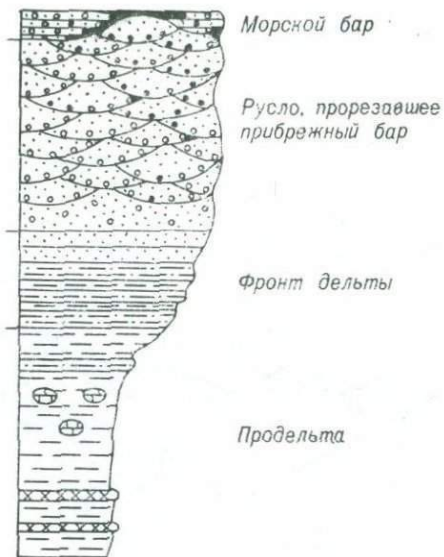
Рис. 25. Регрессивные дельтовые циклы формации Кьюога в округе Ликинг, штат Огайо, США [71].

ская фауна, характерны косослойчатые текстуры. Над этими осадками залегают отложения главного русла реки, прорезавшего прибрежный морской бар. Они представлены грубозернистыми песчаниками и конгломератами с преобладанием троговой косой слоистости, характерна также отсортированная слоистость. Морская фауна отсутствует. Венчают цикл отложения

разрушенного морского бара. Представлены они конгломератовым песчаником с пологой косой слоистостью и морской фауной.

Похожий тип цикличности описан в дельтовом комплексе третичного возраста в северной части бассейна Бэнкс Арктической Канады [80]. Мощность единичного цикла не превышает здесь 5—7 м. Начинается он слоем сланцеватой глины, переходящим вверх по разрезу в тонкое переслаивание глины и алевролита с отдельными горизонтами сидеритовых конкреций. Венчается цикл песчаником с разнообразной косой слоистостью. Механизм образования данных циклов регрессивного режима подобен только что описанному. На рис. 26 показана обобщенная седиментологическая модель, иллюстрирующая формирование дельтового комплекса отложений с регрессивным типом цикличности, которая наглядно демонстрирует, как при повышении уровня моря формируются циклы с регрессивной последовательностью слоев.

Достаточно редкий пример терригенных циклов регрессивного режима описан Ф. Ван Хаутеном [Van Houten F. B., 1964 г.] в озерных отложениях верхнетриасовой формации Локатонг (штат Нью-Джерси, США). Полный цикл состоит как бы из двух полуциклов, которые Ф. Ван Хаутен назвал «обломочным» и «химическим». Такое строение цикла обусловлено постепенным затуханием озерной седиментации, вызванным обмелением озера с одновременным ростом его водного пространства. Полный элементарный цикл имеет мощность от 4 до 6 м (рис. 27). В основании он представлен переслаиванием черных сланцев со сланцеватыми темно-серыми, обогащенными карбонатным материалом аргиллитами, которые к вершине цикла сменяются серыми массивными известково-глинистыми аргиллитами. Более грубозернистой является «обломочная» часть цикла, которая включает слой



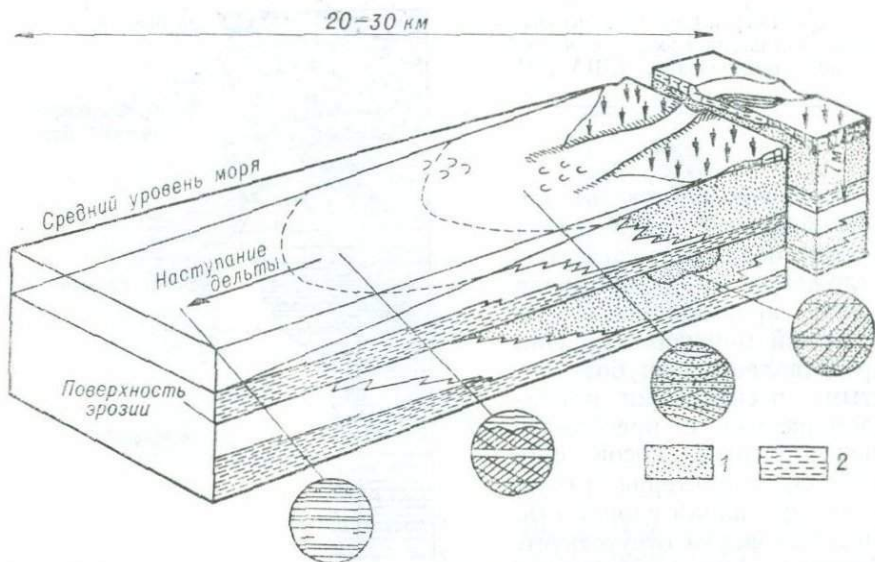


Рис. 26. Седиментологическая модель образования регрессивных циклов дельтового комплекса бассейна Бэнкс, Арктическая Канада [80].
В кругах показаны различные виды слоистых текстур в слоях песка.
1 — песок; 2 — глина.

и линзы тонкослойчатых, обычно косослойчатых алевролитов и очень тонкозернистых песчаников, зачастую характеризующихся мелкомасштабной конволютной слоистостью. Мощность таких линз от 0,6 до 1,5 м. «Химическая» часть цикла имеет мощность от 2 до 4 м. В основании залегают расчленованные аргиллиты от темно-серого до черного цвета, переслаивающиеся со слоями мергеля от 1 до 8 см мощности. Далее идут темно-серые алевролиты, которые перекрываются слоями серых мергелей (2—8 см) со следами подводного выветривания. Верхняя часть цикла — это серые массивные аналцимовые и известковистые аргиллиты.

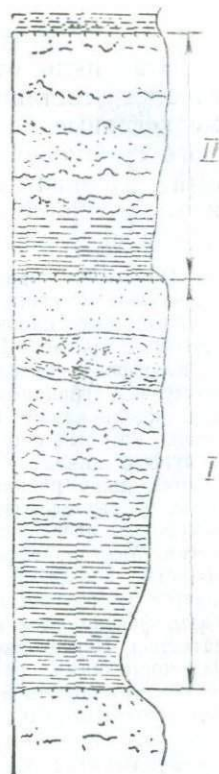
Характерной особенностью такого рода циклов является то, что их принадлежность к регрессивному режиму устанавливается не на основании изменения литологии слоев, а в результате детальных фацциальных реконструкций с учетом изменения характера текстурных признаков, минералогического состава отложений и их геохимии. Ф. Ван Хаутен произвел подсчет варв черных аргиллитов и установил, что продолжительность образования одного полного цикла данного типа приблизительно равна 21000 лет; это дало ему основание связать режим озерного циклогенеза с длиннопериодическими колебаниями климата.

В разрезах кейпера (верхний триас) бассейна Чешир Северо-Западной Англии Р. Артуртон [Arthurton R. S., 1980 г.] описал флювиально-озерные терригенные циклы мощностью 5—5,5 м. Общая же мощность кейпера в этом районе около 1700 м. Следо-

Рис. 27. «Обломочный» (I) и «химический» (II) циклы озерного типа (F. B. Van Houten [73]).

вательно, всего в разрезе фиксируется около 340 элементарных циклов. Циклы двучленные, представленные чередованием красных аргиллитов и алевролитов. В нижней части цикла, мощностью 3—3,5 м, залегают тонкослойчатые пестроцветные аргиллиты и алевролиты с хорошо видимой мелкомасштабной косо́й сло́йчатостью, трещинами усыхания, а также линзами глинистых доломитов и конкрециями ангидритов. Выше залегают массивные засоленные и загипсованные красноцветные алевролитистые аргиллиты мощностью около 2 м. Встречаются в них горизонты ангидритовых конкреций и прожилки галита. Интересно, что переходы как между отдельными циклами, так и между слоями, составляющими цикл, постепенные. Следовательно, режим циклогенеза развивался плавно, без видимых перепадов скорости аккумуляции осадков, которая была тесно увязана с изменением уровня моря. Данные циклы фиксируют смену субаквальных и субаэральных условий седиментации в результате эвстатических колебаний уровня моря.

Резюмируя, отметим, что приведенные нами примеры терригенных циклов не всегда достоверно соотносятся с регрессивным режимом, хотя и изменения литологического состава слоев, и фациальный анализ отложений свидетельствуют в пользу именно такой интерпретации. Настораживает то, что в одном случае (озерные циклы формации Локатонг) циклогенез не столько зависел от изменения батиметрии бассейна (хотя и это имело место), сколько определял обмеление бассейна постепенным заполнением его осадками, что, вообще говоря, более характерно для мутационного класса режимов. В другом случае (кейперские циклы бассейна Чешир) отсутствие резких контактов между циклами приводит к достаточно условному выделению элементарных циклов. Действительно, с равным успехом за основание цикла можно принять то, что Р. Артуртон принял за его вершину, и тогда интерпретация циклогенеза станет прямо противоположной и ее следовало бы связывать с трансгрессивным режимом. Но и в данном случае, высказывая свои соображения, мы обязаны сохранить авторский приоритет — приоритет геолога, непосредственно наблюдавшего эти циклы в разрезе.



Эти циклы отличаются от описанных выше не только литологическим составом. Терригенно-карбонатные циклы — почти всегда мелководные прибрежно-морские образования зоны так называемого стабильного шельфа, в которую с суши поступает обломочный материал. Терригенно-карбонатные циклы регрессивного режима распространены не менее широко, чем терригенные. Приведем лишь несколько характерных примеров.

Одним из первых убедительный пример терригенно-карбонатных циклов регрессивного режима привел У. Клюпфель [Klupfelf W., 1917 г.], описавший крупные известняково-глинистые циклы из нижне-среднеюрских отложений Лотарингии (Северо-Восточная Франция). Подробный анализ этой работы У. Клюпфеля содержится в известной монографии П. Даффа и др. [14]. Поэтому мы ограничимся лишь кратким напоминанием. Циклы Клюпфеля в первом приближении являются трехчленными (рис. 28). Начинаются они слоем глины, который с резким контактом ложится на подстилающие известняки предыдущего цикла. Глины сравнительно бедны органическими остатками, попадаются лишь редкие экземпляры раковин двусторчатых моллюсков и аммониты. В вышележащие известковистые породы глины переходят постепенно, замещаясь вверх по разрезу слоем мергеля, который более богат окаменелостями. Мергель содержит отдельные прослои глинистых известняков и известковистые конкреции, число которых увеличивается к вершине цикла. Завершается цикл слоем мелкозернистого массивного известняка, в пределах которого часто фиксируются и более крупнозернистые разности с отчетливой косою слоистостью. Известняковый член цикла является наиболее мелководным. Детальная корреляция разрезов позволила высказать обоснованное предположение о том, что причиной цикличности явился медленный эвстатический спад уровня моря, который был хорошо согласован со скоростями накопления карбонатов.

Подобные циклы установлены в лейасе Англии [Hallam A., 1961 г.], в нижнемеловых отложениях Гельветской зоны Швейцарских Альп [Fichter H. J., 1934 г.; Carozzi A., 1951 г.], в пенсильвании Юго-Запада США [Wanless H. B., Patterson J., 1952 г.] и в ряде других мест.

Терригенно-карбонатные циклы формации Йоридейл визейского возраста, развитой в Пеннинских горах (Англия), демонстрируют иной механизм циклогенеза. Циклы средней мощностью около 30 м имеют следующее строение (снизу вверх): темно-серые глинистые известняки с фауной брахиопод и криноидей, которые постепенно переходят в слой подстилающей глины; завершается цикл пластом угля, кровля которого имеет резкий контакт с известняком следующего цикла. Такая структура разреза позволила Дж. Л. Уилсону [53] утверждать, что за начало цикла следует принимать слой глинистого известняка, а сам цикл классифицировать как регрессивный.

Весь комплекс отложений формации Йоридейл относится к дельтовым фациям. Отсюда вытекает и седиментологическая трактовка условий генерации элементарных циклов. Прибрежная зона шельфа медленно погружалась, а подъем базиса седиментации и, как следствие этого, реализацию режима циклогенеза обеспечивало постоянное превышение скоростей накопления осадков, как карбонатных, так и терригенных, над скоростью прогибания

Лейас

Доггер

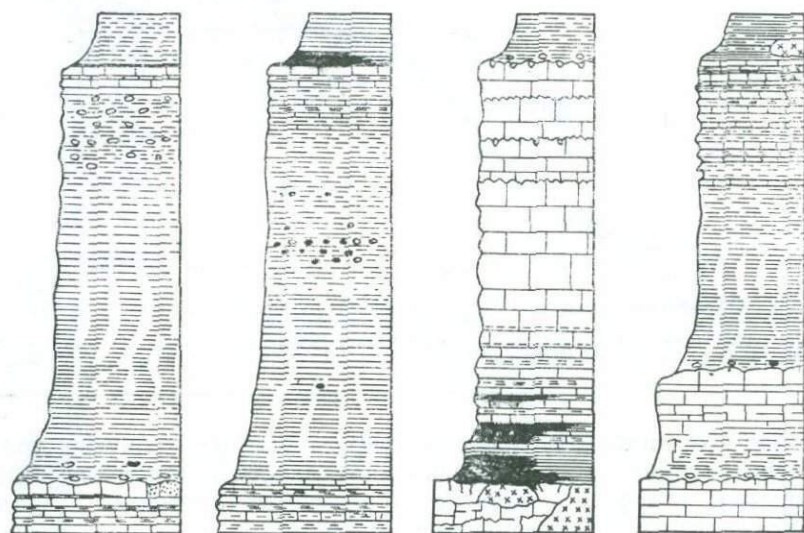


Рис. 28. Крупные известняково-глинистые циклы в нижне-среднеюрских отложениях Лотарингии [14].

дна бассейна. Такая ситуация характерна для дельтовых образований, которые при благоприятных климатических и геоморфологических условиях приводят к фиксации в кровле дельтового регрессивного цикла пласта угля. Трансгрессивная фаза, связанная с погружением ранее отложенных осадков (включая и пласт угля) под уровень моря, развивается на фоне интенсивной эрозии, углубления дельтовых проток и отставания скоростей аккумуляции от погружения всей зоны осадконакопления. Поэтому трансгрессивная часть дельтового комплекса осадков (типа формации Йоридейл) в разрезе, как правило, не сохраняется и элементарные угольсодержащие циклы имеют типично регрессивный характер.

Циклы, сходные с йоридейльскими, описаны В. Е. Галлоуэем и Л. Ф. Брауном [Galloway W. E., Brown L. F., 1973 г.], Д. С. Ван Цикленом [Van Siclen D. C., 1972 г.] в пенсильванских отложениях северной части центрального Техаса, США; Р. Вагнером и С. Уинклером [94] в верхнекаменноугольных отложениях Северо-Западной Испании. В последней работе также описан характерный регрессивный дельтовый комплекс. Элементарный его цикл, как и в формации Йоридейл, начинается слоем известняка с обильной фауной криноидей, кораллов, гастропод и брахиопод. Этот известняк с резким контактом и со следами размыва залегает на пласте загрязненного угля. Скорее всего, перелом трансгрессивной и регрессивной фаз приходится на слой известняка:

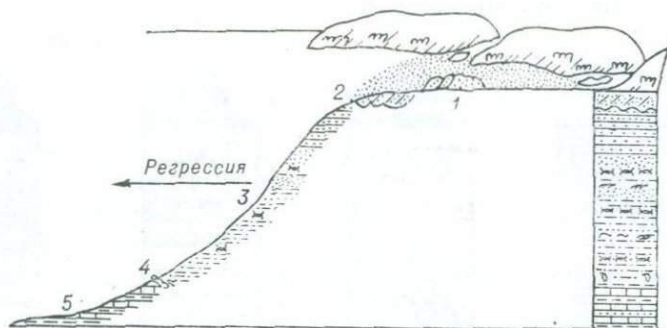


Рис. 29. Объяснение условий осадконакопления в регрессирующем бассейне [94].

1 — растущий песчаный бар; зоны: 2 — образования речных песчаников, 3 — действия волн и течений, 4 — жизнедеятельности илоедов, 5 — взвешенных наносов и осаждения карбонатов.

нижняя его часть безусловно фиксирует уже развившуюся трансгрессию (осадки, соответствующие начальной стадии трансгрессии, размывы), а верхняя характеризует начало регрессии — подъем базиса седиментации и постепенное меление бассейна. Залегающие над слоем известняка породы — мергель, известковистый аргиллит и песчаник — фиксируют характерную регрессивную последовательность фаций. Часто вместо песчаника образуется пласт угля. Седиментологическая трактовка условий формирования подобных циклов показана на рис. 29.

Наличие прослоев загрязненного угля, венчающих регрессивные циклы дельтовых комплексов, М. М. Грачевский с соавторами [23] склонны объяснять субаэральными перерывами в седиментации. Прослой угля и ископаемых почв в известняках описаны в каменноугольных отложениях южного склона Воронежской антиклизы, в водорослевых известняках пурбекского яруса в Дорсете (Англия). Наряду с прослоями лигнита встречены целестин и ангидрит, свидетельствующие о повышении солености морских вод при перидиических обмелениях бассейна. Вероятно, само понятие «субаэральный перерыв в седиментации» в данном случае не совсем удачно, ибо, во-первых, наличие терригенных слоев, загрязненных углистым материалом, а в ряде случаев и пластов угля не является доказательством перерыва; во-вторых, известняк, начинающий вслед за «перерывом» новый цикл, является наиболее глубоководным образованием, и требуется тогда «списать» на счет перерыва все промежуточные осадки, отсутствующие в разрезе. Думается, такая схема не выглядит правдоподобной. Логичнее предположить другую трактовку отсутствия трансгрессивных фаций, а именно ту, которую мы дали при описании йоридейльских циклов.

Любопытный пример регрессивных циклов, фиксирующих медленное обмеление бассейна седиментации, привели в своем исследовании П. Бренчли и Г. Ньювелл [72]. Они описали верхнеордовикскую серию осадков в районе Осло (Норвегия), сравнили свой

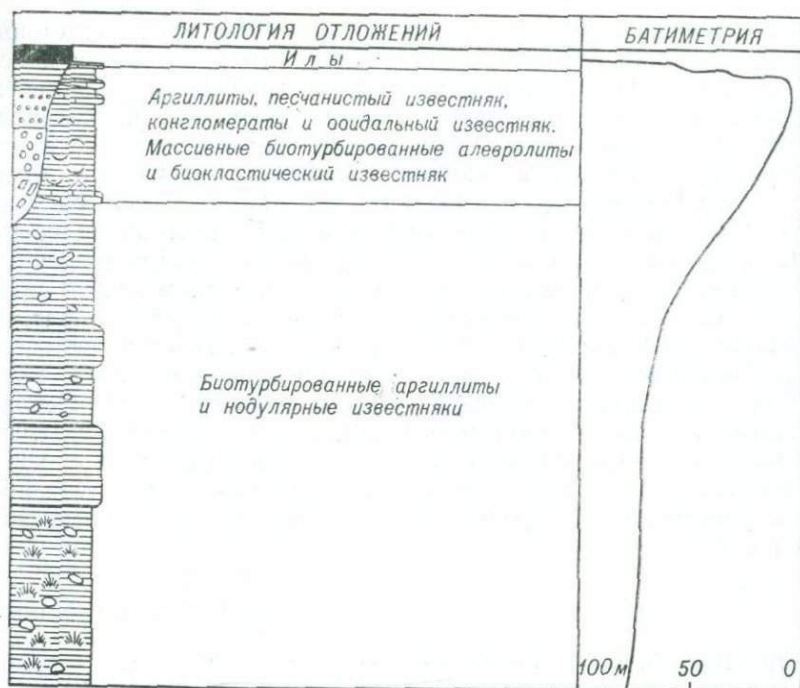


Рис. 30. Пример последовательности осадков открытого шельфа при реализации регрессивного режима циклогенеза ([72], с изменениями).

материал с синхроничными образованиями в Уэльсе (Англия) и установили единую фазу регрессии, длившуюся около 1 млн. лет и связанную с гляциоэвстатическим понижением уровня моря на 50—100 м. В эту фазу накапливались грубообломочные породы, оолитовые известняки, калькарениты и биогермы. В песчано-алевритовых слоях фиксируются приливо-отливные микроциклы. Мощность одного полного регрессивного цикла более 50 м. На открытом шельфе на глубинах порядка 100 м накапливались биотурбированные аргиллиты и нодулярные известняки, которые вверх по разрезу сменяются массивными биотурбированными алевритами и биокластическим известняком, переходящим к вершине цикла в песчанистый известняк, конгломераты и ооидальный известняк, формировавшиеся на минимальной глубине (рис. 30). Данный цикл наглядно показывает связь регрессии платформенного бассейна со сменой фациальных обстановок седиментогенеза. Последовавшая затем быстрая трансгрессия сопровождалась широким распространением относительно глубоководных шельфовых фаций.

Легко понять, что наиболее уязвимым местом при интерпретации условий образования терригенно-карбонатных циклов регрессивного режима по-прежнему является механизм повторяемости

циклов в разрезе. Когда речь шла о регрессивных дельтовых комплексах (типа йоридейльских циклов), то практически повсеместное отсутствие в разрезе трансгрессивной фазы циклогенеза объяснялось более интенсивным прогибанием дна и усилением в этой связи эродирующей деятельности многочисленных дельтовых проток. Такая аргументация не казалась надуманной. Когда же рассматриваются регрессивные циклы открытого шельфа платформенного бассейна, то объяснить резкий контакт наиболее мористых фаций и прибрежных фаций мелководья только различием скоростей спада уровня моря (при регрессии) и затем максимально быстрого его подъема, не успевавшего зафиксировать в разрезе отложения трансгрессивного ряда фаций, оказывается затруднительно. Неизбежно остается масса недоуменных вопросов, на которые так и не удастся подобрать правдоподобные ответы. Вероятнее всего, их удастся дать только тогда, когда будет тщательно изучена физика процессов циклического седиментогенеза и когда будут выяснены действительные соотношения скоростей всех процессов, участвующих в формировании единичного седиментационного цикла.

Карбонатные циклы

Карбонатные циклы регрессивного режима, так же как и трансгрессивного, являются мелководными образованиями стабильного шельфа. Многочисленные примеры подобных циклов приведены в монографиях П. Даффа и др. [14], Дж. Л. Уилсона [53], в работе В. И. Чалышева и Н. С. Сорвачева [1977 г.] и во многих других публикациях. Остановимся на некоторых наиболее интересных примерах карбонатных циклов регрессивного режима.

На миссисипском шельфе впадины Уиллистон (Северная Дакота, США) в миссисипское время формировались циклы оолитовых известняков формации Лоджаул мощностью более 10 м [53]. Начинается цикл алевролитым пелитоморфным известняком желтовато-коричневого цвета. Это наиболее глубоководная порода, начинающая этап обломочного седиментогенеза на шельфе. Затем идет 1,5-метровый слой тонкослоистого листоватого биокластического пелитоморфного известняка. Венчает цикл 9-метровый слой зернистого известняка красного цвета (грейнстоуна, в американской терминологии) с косослоистыми текстурами. Он образовался во время обмеления бассейна в хорошо аэрируемых чистых водах (рис. 31, а). В целом миссисипские циклы Уиллистана безусловно относятся к регрессивному режиму циклогенеза, так как образовались они во время эпизодически повторявшегося обмеления бассейна, вызванного, по всей вероятности, превышением скорости карбонатакопления над скоростью развития морской трансгрессии. Суазральных перерывов в седиментации не отмечается. Дж. Л. Уилсон [53] замечает, что с этими циклами связаны запасы нефти во впадине Уиллистон. Благодаря этому в течение 20 лет (1950—1970 гг.) были проведены детальные стратиграфические

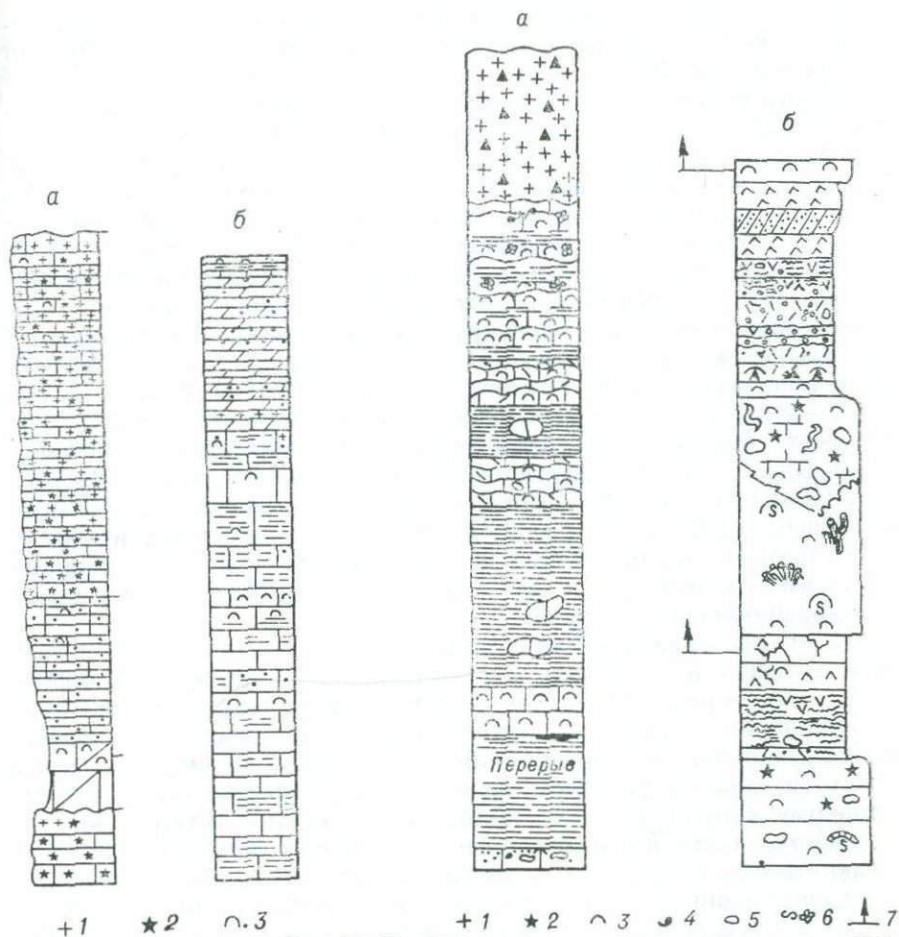


Рис. 31. Карбонатные циклы регрессивного режима [53].

Циклы формаций: *a* — Лоджаул, *б* — Смаковер.
 1 — оолиты; 2 — криноиден; 3 — пеллеты и обломки раковин.

Рис. 32. Вирджинский цикл Сакраменто (*a*) и карбонатно-эвапоритовый цикл формации Дюперу (*б*) [96].

1 — оолиты; 2 — морские лилии; 3 — пеллеты и обломки раковин; 4 — конгломераты, обломки размером до нескольких сантиметров; 5 — литокласты размером несколько миллиметров; 6 — трубчатые и ячеистые фораминиферы; 7 — границы циклов и направление обмеления бассейна.

исследования как по обнажениям, так и по скважинам, что позволило разработать схему регионально-стратиграфического расчленения отложений впадины, а также изучить особенности литологии и циклоседиментогенеза карбонатных образований.

Сходные по строению карбонатные циклы средней юры описаны в Парижском бассейне, в лейасе Лотарингии (Франция) и Англии [Hallam A., 1964 г.]. Мощности таких циклов — десятки метров.

Гигантские запасы нефти связаны с верхнеюрскими карбонатными циклами Аравийской зоны известковых песков Аравии [Powers R. W., 1962 г.].

Много общего с циклами впадины Уиллистон и у циклов формации Смаковер (верхняя юра), развитой в восточном Техасе, США. Цикл здесь также фиксирует обмеление вверх по разрезу. Начинается он слоем листоватого глинистого пелитоморфного известняка, образованного на наибольшей глубине в «начальную фазу обломочного осадконакопления», по Дж. Л. Уилсону [53]. Затем идет слой пеллетового известняка, над которым вновь залегает пелитоморфный известняк с глинистыми прослоями. Породы, венчающие цикл, фиксируют стадию интенсивного обмеления бассейна; это пеллетовый доломитовый ил, пелитоморфный известняк, грейнстоун, пеллеты и, наконец, слой серого ангидрита — финальная (эвапоритовая) стадия регрессивного седиментогенеза. Мощность полного цикла формации Смаковер почти 90 м. Дж. Л. Уилсон [53] отмечает, что шельфовые фации формации Смаковер подверглись интенсивной доломитизации, особенно в Техасе; в результате этого процесса развиваются значительная пористость и проницаемость и формируются породы, служащие хорошими резервуарами для нефти. Типичный цикл формации Смаковер показан на рис. 31, б.

И циклы впадины Уиллистон, и циклы формации Смаковер образовались в условиях широкого пологого шельфа. Наличие оолитовых зерен указывает на регулярные приливные течения. От основания к вершине циклы имеют регрессивную направленность, фиксируя непрерывное обмеление бассейна. Формировались они регрессивным режимом, а полные разрезы относятся к сублационному типу: в верхних частях толщи циклы имеют меньшую мощность, чаще всего они неполные и представлены фациями замкнутых бассейнов. Что же касается отсутствия трансгрессивной компоненты цикла, то и в данном случае остается предположить быстрое опускание всей зоны шельфового карбонатакопления; скорость опускания существенно превосходила скорость аккумуляции осадков, хотя это допущение все же является более вынужденным, чем оправданным физикой процесса и здравым смыслом. Дж. Л. Уилсон [53], детально описавший эти циклы, вопрос о режиме повторяемости циклов в разрезе вообще оставил открытым, хотя этот вопрос представляется первостепенным, без знания ответа на который механизм циклогенеза как трансгрессивного, так и регрессивного режимов во многом остается «вещью в себе».

Приведем еще один пример мелководных карбонатных циклов несколько иного строения. В среднем триасе Северо-Германской низменности К. Фиге [Fiege K., 1938 г.] описал такой цикл (снизу вверх): с резким контактом на кровле предшествующего цикла залегает слой оолитовых известняков с фауной, постепенно переходящих в мелкозернистый известняк с обильной фауной; выше — слой мергеля, а венчает цикл доломитизированный известняк без фауны. Мощность цикла 2—6 м. Последовательность пород фиксирует постепенное обмеление бассейна: доломитизированный известняк является наиболее мелководным, лагунным образованием. Открытым остается тот же вопрос: где трансгрессивная компонента цикла?

К. Фиге высказал предположение, что циклы образовались под влиянием колебательных движений земной коры. Тогда что означает резкий контакт, которым «сшиваются» соседние циклы? В непосредственном соприкосновении (в разрезе) оказываются породы наиболее глубоководные и формировавшиеся на минимальной глубине. Подавляющее большинство геологов такой контакт трактуют не как перерыв в колебательных движениях дна, а как субаэральный перерыв, связанный с частичным размывом осадков. Но ведь после «перерыва» вновь наступает седиментация карбонатного материала. Почему же она начинается только тогда, когда глубина бассейна оказывается максимальной для данного типа отложений, а глубины, на которых в регрессивную фазу циклогенеза шло накопление осадков, в трансгрессивную фазу связываются с постоянным их размывом? Все эти вопросы еще ждут своего разрешения, ибо, повторяем, нельзя ссылаться на непроверяемые и малоубедительные аргументы типа быстрых, скачкообразных опусканий дна шельфа, к которым были вынуждены прибегать во второй половине прошлого столетия, но которые, к сожалению, остаются на вооружении и в наши дни.

В ряде случаев образование карбонатных циклов регрессивного режима обоснованно связывается не с регрессией, а с трансгрессией моря на шельфе. Чаще всего это касается биогермных, в частности водорослевых, куполов, которые начинают интенсивно расти в начальную фазу трансгрессии вместе с отложением на шельфе терригенного материала. Крупнейший специалист по карбонатным породам, американский геолог Дж. Л. Уилсон [53] считает, что карбонатные постройки растут среди глинистого осадка во время медленного погружения дна. Они свидетельствуют об удалении от берега осадконакопления в трансгрессивной фазе циклогенеза, т. е. о переходном периоде между трансгрессией и регрессией (или наоборот). Куполоподобные ядра (биогермы) развиваются в спокойных водах в результате накопления известковистых илов с различным содержанием водорослевых пластинок, мшанок и нормальной морской фауны.

Рассмотрим вирджинский шельфовый цикл каньона Бимен вблизи горы Сакраменто, штат Нью-Мексико (рис. 32, а). Мощность цикла 10 м. Это карбонатный цикл регрессивного режима [96]. Состоит он из зеленых нодулярных известняков с литокластами, серо-коричневых нодулярных известняков с фукоидами. Формировались эти известняки в нормальных морских условиях. Начало обмеления бассейна фиксируется серыми и рыжеватокоричневыми сгустковыми и пеллетовыми известняками. Синхронно с их образованием начинает расти водорослевый пластинчатый купол. Дж. Л. Уилсон [53, с. 206] справедливо заключил, что «купола пластинчатых водорослей лучше всего развиваются на окраинах шельфа; эти растения процветают в различных палеогеографических условиях, и их распространение и размеры аккумуляции определяются тектоническими движениями, климатом и привносом терригенного материала».

Специфические карбонатные циклы регрессивного режима формируются в зарифовых лагунах, когда во время эвстатических подъемов уровня моря воды с нормальной морской соленостью проникали в лагуну и затопляли ее. Затем начиналось интенсивное карбонатакопление, лагуна постепенно мелела, и образовывались обширные приливные равнины и эвапоритовая себха. Отложения этой фации и венчают подобный карбонатно-эвапоритовый цикл.

Дж. Л. Уилсон [96] описал такие циклы в формации Дюпероу, впадина Уиллистон (Северная Дакота, США). На рис. 32, б показаны два цикла. Нижний элемент цикла состоит или из темно-коричневых переработанных илоедами, лито-биокластических брахиоподово-криноидных илистых карбонатных пород, или из строматопоровых биостромов с немногочисленными кораллами и водорослями. Средняя часть цикла — это коричневые пелитоморфные известняки с фауной остракод и кальцифер, которые переслаиваются с пеллетовыми или однородными (неслоистыми) пелитоморфными известняками. Завершается цикл породами эвапоритовой фазы: известковыми илами с трещинами усыхания, алевролитистым доломитом и желваковым или полосчатым ангидритом.

В условиях мелководных зарифовых лагун могут формироваться карбонатные циклы и несколько иного строения. В частности, в карьерах Заль-Сернана в Бергамских Альпах Италии описаны циклы следующего вида [Assereto R., Kendall C. G., 1971 г.]. В основании залегает биокластический микрит, пронизанный ходами илоедов, с остатками гастропод. Мощность этого слоя несколько метров. Он фиксирует начальный этап заполнения лагуны известковыми осадками. В следующую стадию накапливаются осадки межприливной зоны. Они представлены литокластическими илистыми карбонатами с гастроподами и онколитами. Венчают цикл осадки верхнеприливной зоны — листоватые окончатые пелитоморфные доломиты.

Мелководные шельфовые регрессивные циклы карбонатного состава зафиксированы во Франции в серии Бодинар берриасского возраста [Abjean M., Blanc J. J., 1980 г.], в нижнекаменноугольных отложениях п-ва Гауэр, Южный Уэльс (Англия). Это мощные (десятки метров) двучленные циклы, выделенные еще в начале нашего столетия [Dixon E., Vaughan A., 1911 г.]. Циклы также регрессивные; в основании цикла залегают морские мелководные известняки с большим количеством разнообразной фауны, а венчают цикл известняки лагунной фации, более мелкозернистые и с меньшим количеством фауны.

Число подобных примеров можно было бы значительно увеличить, ибо детальные фациальные исследования карбонатных толщ позволяют сейчас не только уверенно реконструировать глубину образования осадков, но и выделять циклические последовательности пород, соотносимые с определенным режимом циклогенеза.

Наиболее полно цикличность миграционного типа выражается при реализации трансгрессивно-регрессивного режима циклогенеза. В этом случае единичный цикл фиксирует изменение фаций от прибрежно-морских до наиболее мористых, которые вновь сменяются фациями мелководья и даже континентальными. Циклы трансгрессивно-регрессивного режима все без исключения формируются на глубинах шельфа. Зачастую они имеют мощность более 100 м, как, например, некоторые циклы соленосных образований; иногда же их мощность измеряется миллиметрами или первыми сантиметрами, что характерно для приливно-отливной цикличности (ваттов). Масштаб явления здесь никакой роли не играет. Важно лишь то, что подчеркивает миграционный характер цикличности, т. е. перемещение (миграцию) береговой линии бассейна. Она может продвигаться в сторону суши на расстояние в несколько сотен метров или даже несколько километров за считанные часы, а может мигрировать в сторону континента в продолжение тысячелетий и продвигаться на десятки и даже сотни километров. Во всех этих случаях формируются элементарные седиментационные циклы трансгрессивно-регрессивного режима.

Еще одна особенность трансгрессивно-регрессивного режима заключается в том, что он реализуется в условиях относительно сбалансированных скоростей колебаний уровня моря и аккумуляции осадков; это, во-первых, приводит к компенсированному осадконакоплением прогибанию дна бассейна и, во-вторых, снимает основную проблему, связанную с интерпретацией условий повторяемости элементарных циклов в разрезе, которая оказывалась ключевой при рассмотрении трансгрессивного и регрессивного режимов циклогенеза.

Трансгрессивно-регрессивный режим формирует терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные циклы, мелкую цикличность приливно-отливных отложений (ватты), а также циклы угленосных и галогенных формаций.

Терригенные циклы

Приведем два примера терригенных циклов трансгрессивно-регрессивного режима, воспользовавшись материалом У. Л. Фишера [Fischer W. L., 1964 г.]. Он описал осадочные циклы эоцена северного побережья Мексиканского залива, выходящие на поверхность в четырех южных штатах: Техасе, Луизиане, Миссисипи и Алабаме.

Эоцен в этих районах представлен мощной толщей циклически переслаивающихся отложений континентальных, дельтовых и морских осадков. Образовались они в результате повторявшихся трансгрессий и регрессий моря. Для построения седиментологических интерпретационных моделей этих циклов У. Л. Фишер

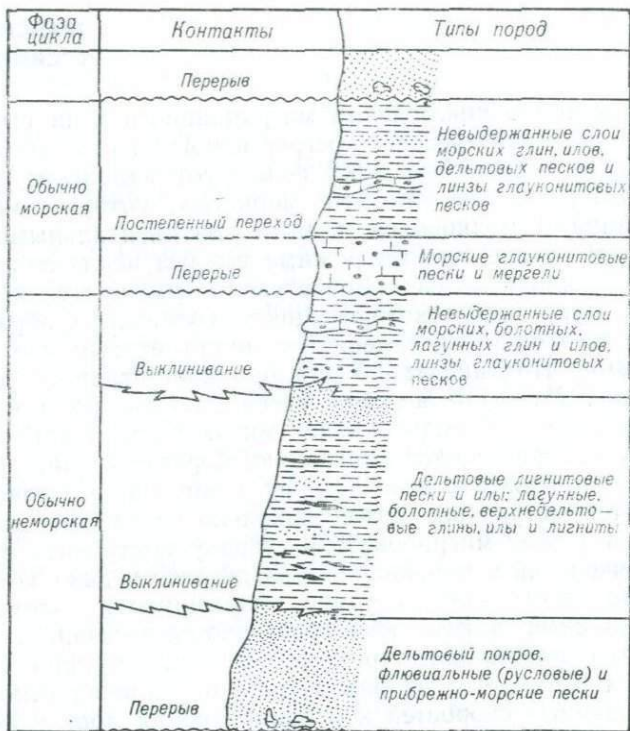


Рис. 33. Эоценовый терригенный цикл трансгрессивно-регрессивного режима, северное побережье Мексиканского залива, США (W. L. Fischer [73]).

использовал детальные литологические описания пород (включая текстурные характеристики), определения фауны и стратиграфические отношения между циклами в относительно удаленных друг от друга разрезах. Полный единственный цикл включает две фазы: морскую трансгрессивную и неморскую регрессивную. Породы обеих фаз обычно залегают на подстилающих отложениях с региональным перерывом в седиментации. И отдельные части циклов, и циклы в целом отличаются резкой латеральной и стратиграфической изменчивостью. Во многих разрезах элементарные циклы более или менее полно представлены лишь одной фазой — трансгрессивной или регрессивной, а другая либо резко редуцирована, либо совсем отсутствует.

Контакты между главными типами пород в изученных эоценовых циклах подразделяются следующим образом: контакты, фиксирующие нарушение нормальной последовательности осадконакопления (они включают угловые несогласия и перерывы), и контакты, фиксирующие стандартную последовательность пород (включают выклинивание отдельных слоев, а также постепенные переходы между ними). Наибольшее значение имеют перерывы



Рис. 34. Луизианский тип эоценовых терригенных циклов, западная и центральная части штата Луизиана, США (W. L. Fischer [73]).

в седиментации, они отмечаются в основании как трансгрессивной, так и регрессивной части цикла и оказываются особенно важными при региональной корреляции циклов и экстраполяции конкретных седиментологических моделей циклогенеза. Типичный терригенный цикл, описанный У. Л. Фишером, показан на рис. 33.

Мощность единичного цикла от 10 м до нескольких десятков метров. Трансгрессивная его часть залегает с резко выраженным перерывом на неморских слоях. В ее основании отмечается чередование выдержанных слоев морских глауконитовых песков и мергелей, которые вверх по разрезу постепенно переходят в не выдержанные по простиранию слои глин, илов, а также дельтовых песков и линз глауконитовых песков. Затем отмечается перерыв в седиментации, после которого цикл продолжают слои, отражающие регрессивную фазу циклогенеза. Она начинается комплексом дельтовых отложений, состоящим преимущественно из русловых и прибрежно-морских песков с хорошо выраженной косою слоистостью. Затем идут дельтовые лигнитовые пески и илы, а также образования лагунных и болотных фаций. Цикл завершается суб-аэральным перерывом в седиментации.

В штате Луизиана эоценовые терригенные циклы представлены преимущественно регрессивной фазой циклогенеза, а трансгрессивная резко редуцирована (рис. 34), хотя морские отложения здесь

более развиты, а неморские выражены породами, имеющими относительно меньшую мощность и в большом количестве включающими прибрежно-морские образования. В основании «луизианского типа» цикла залегают морские пески и мергели. Так же начинается и «техасский тип» эоценового цикла. Верхнюю часть морской фазы циклогенеза формируют глины коричневого цвета, среди которых в изобилии встречаются маломощные линзы глауконитовых песков. Регрессивная, преимущественно неморская, фаза начинается косослоистыми массивными речными или дельтовыми песками, залегающими с региональным субаэральным перерывом на морских отложениях. Верхняя часть регрессивной фазы повсюду в этом районе включает лагунные фации: илы и глины, среди которых изредка встречаются линзы глауконитовых песков.

Таким образом, в описанных У. Л. Фишером разрезах эоценовых отложений, развитых в четырех южных штатах США, представлены все варианты терригенных циклов трансгрессивно-регрессивного режима: и циклы с сильно развитой трансгрессивной частью, выраженной морскими фациями— от внутризаливных до прибрежно-морских; и циклы, в которых резко выражена регрессивная фаза циклогенеза, представленная как морскими отложениями, так и преимущественно неморскими— аллювиальными и дельтовыми фациями. Такое строение циклов позволяет предположить, что изменения уровня моря, приводившие к трансгрессиям и регрессиям бассейна, управлялись вертикальными колебательными движениями, которые эпизодически поднимали поверхность седиментации выше уреза воды, что приводило к частичному размыву осадков и длительным субаэральным перерывам в седиментации.

Терригенно-карбонатные циклы

Этот тип прибрежно-морских циклов также детально разобран при описании трансгрессивного и регрессивного режимов циклогенеза. Поэтому и в данном случае мы ограничимся лишь двумя примерами, в которых надежно обоснован трансгрессивно-регрессивный режим.

В штате Канзас (США) выделена группа верхнемеловых осадочных циклов. Эти отложения Д. Е. Хэттин [Hattin D. E., 1964 г.] объединил под названием «группа Колорадо». Она состоит из двух крупных трансгрессивно-регрессивных циклов. Нижний из них отличается асимметричной стратиграфией, но почти симметричной литологией, фиксирующей семь фаз последовательного развития трансгрессии и сменявшей ее регрессии моря. Нижняя часть группы Колорадо в Канзасе включает следующие формации: сланец Гранерос, известняк Гринхорн и сланец Карляйл, которые вместе с самой верхней частью формации Дакота представляют типично морские отложения первого позднемелового цикла седиментогенеза. Они-то и фиксируют семь фаз последовательного развития трансгрессии и регрессии моря.

Первая морская фаза включает самую верхнюю часть формации Дакота, представленную прибрежно-морскими образованиями дельтового комплекса, фиксировавшегося вдоль края Западного Внутреннего моря. Это чередование более или менее параллельно-слоистых и обычно сильно ожелезненных песча-

ников, известковых или песчаных сланцев и темно-серых плитчатых сланцев. В слоях песчаников очень обильна фауна фораминифер и морских моллюсков. Наличие морской фауны, большое число растительных остатков, преобладание первично-осадочных текстур в песчаных слоях подтверждают, что в первую фазу отложение морских осадков в верхней части формации Дакота имело место в непосредственной близости от уровня моря, в воде пониженной солености. Граница между первой и второй фазой совпадает с кровлей формации Дакота.

Вторая фаза представлена нижней половиной формации сланца Гранерос. Она выражена темно-серыми алевритистыми сланцами, которые представляют собой тонкослойное неравномерное переслаивание слоев алевролита и тонкого песка, и включает несколько более мощных слоев тонкослойчатого, хорошо сортированного практически неизвестковистого песчаника. Песчаники обычно косослойчатые с редкими знаками ряби и с преобладанием в их составе мелких зерен кварца. Углефицированные растительные остатки весьма характерны для отложений второй фазы, их размер и количество варьируют в зависимости от гранулометрии включающих слоев. Обильна также фауна моллюсков, брахиопод и фораминифер. Следы ползания червей тоже характерны для песчаников второй фазы, но чаще они изолированы от соседних слоев и не пересекают контакты наслоения, тем самым подтверждая относительно быстрое осадконакопление. В целом образования этой фазы соответствуют дельтовому комплексу (отложения передовой дельты), сформированному на небольшой глубине вблизи берега бассейна.

Отложения, соотносимые с третьей фазой, представлены темно-серыми алевритистыми сланцами с включением в нижней части тонких слоев известковистых песчаников, а в верхней — обломков раковин биоспаритов («иноцермитов»). Песчаных слоев меньше, чем в отложениях второй фазы, и они меньшей мощности. В известковистых песчаниках фиксируются знаки волновой ряби. Очень редко, но все же еще встречаются углефицированные остатки растений. Все эти данные позволили Д. Е. Хэттину предположить, что породы нижней половины этой фазы отлагались на небольшой глубине (не более 9—10 м), тогда как породы верхней половины формировались уже на большей глубине: появляются планктонные фораминиферы и аммониты. Все это свидетельствует о нарастании морской трансгрессии.

Четвертая фаза включает в основном неслоистые известковые слои формации известняка Гринхорн и нижний член формации сланца Карляйл (это все местные стратиграфические подразделения группы Колорадо, соответствующие нашим свитам местной шкалы). Главная разновидность пород этой фазы — сланцеватый мел — распространен по всему разрезу. Однако по соотношению с другими видами карбонатных пород отложения этой фазы Д. Е. Хэттин делит на три части: 1) слоистый крапчатый сланцеватый мел темно-оливкового цвета с тонкими слоями серовато-оливкового ноздреватого мела, а также светлоокрашенный мелоподобный известняк; слой известняка здесь обычно косослойчатые с включением большого количества раковинного детрита и разнообразной микрофауны; 2) тот же мел, переслаивающийся со слоями серооливкового мелоподобного известняка; повсеместно присутствует обильный раковинный детрит; 3) оливково-серый слоистый крапчатый сланцеватый мел, чередующийся со слоями оливково-серого мелоподобного известняка в нижней части и с отдельными слоями оливково-серого мергелистого мела в верхней части этого подразделения разреза. Самые верхние слои являются уже менее известковыми и более глинистыми, чем те же породы в нижней части разреза четвертой фазы. В целом эта фаза фиксирует максимум трансгрессии и наиболее глубоководные условия седиментации, а постепенное увеличение терригенных компонентов в составе карбонатных отложений к верхней части разреза четвертой фазы говорит о том, что началась медленная регрессия бассейна осадконакопления. Однако даже во время наибольшего углубления бассейна волны достигали поверхности дна, о чем свидетельствуют и текстурные характеристики карбонатных пород, и обилие раковинного детрита.

Породы пятой фазы включают темно-серые неизвестковые слабоалевритистые сланцы, содержащие большое число железняковых и известняковых септариевых конкреций. Эта фаза и по литологии и по органическим остаткам во

многим напоминает отложения третьей фазы. Она соответствует началу регрессии бассейна и образованию осадков в воде нормальной солености.

Отложения шестой фазы состоят из известковистых алевролитов от умеренно серого до темно-серого цвета, местами конкреционных, а также из песчаных сланцев. Эта фаза фиксирует постепенный переход между пятой и седьмой фазами и свидетельствует о последовательном обмелении бассейна. Литологически она напоминает вторую фазу. Здесь также можно встретить отдельные слои косослойчатого известковистого алевролита или очень тонкозернистого песчаника со знаками волновой ряби. Породы шестой фазы сформировались на незначительной глубине от поверхности воды.

Заключительная — седьмая — фаза включает светлые, оливково-серые, местами известковистые, глинистые алевролиты и песчаники, соответствующие верхнему члену формации сланца Карляйл. Грубые терригенные обломки, повсеместно присутствующие в отложениях этой фазы, указывают на предельно близкую береговую линию бассейна, что соответствует максимальному развитию регрессии. Эта фаза в целом подобна первой, особенно слоям песчаника начально трансгрессивной фазы.

Таким образом, описанный Д. Е. Хэттином полный терригенно-карбонатный цикл группы Колорадо замечателен тем, что фиксирует все фазы последовательного развития трансгрессивно-регрессивного режима циклогенеза, что в таком полном выражении встречается довольно редко.

Еще один пример терригенно-карбонатного шельфового цикла трансгрессивно-регрессивного режима содержится в работе П. Велла [Vella P., 1963 г.]. В плейстоценовых отложениях провинции Уайрарапа (Новая Зеландия) он описал цикл следующего строения. Начинается цикл слоем песчаника с остатками раковинного детрита (гидродинамически активное мелководье). Затем следует слой песчанистого аргиллита с редкими остатками фауны (наибольшая глубина моря). Выше залегает песчаник с прослоями, содержащими обильную фауну. Он формировался уже на меньшей глубине. О дальнейшем обмелении бассейна в регрессивную фазу свидетельствует слой ракушечного известняка, в кровле которого фиксируется резкий контакт с вышележащими отложениями. Он трактуется как перерыв в седиментации во время предельного обмеления бассейна. Мощность этого цикла несколько сотен метров.

Интересным в исследовании П. Велла является то, что он на основе данных о батиметрии современных организмов, близких к описанным в плейстоцене Новой Зеландии, сделал попытку восстановить интервалы глубин во время отложения терригенно-карбонатного цикла. Они, по его оценкам, изменялись от 50 до 160 м, а причиной, регулирующей колебания уровня моря, был эвстатический контроль циклогенеза.

Карбонатные циклы

Карбонатные циклы трансгрессивно-регрессивного режима формировались в условиях мелководья на стабильном шельфе эпиконтинентальных морей, когда относительно выровненный рельеф суши не обеспечивал достаточного поступления в бассейн терригенного материала. Известны многочисленные примеры циклов этого типа, поскольку условия соизмеримости скоростей подъема

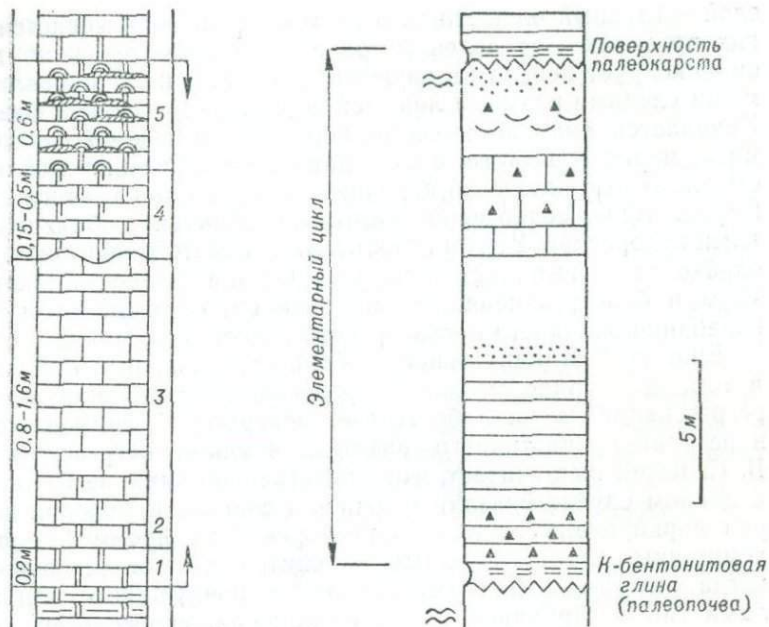


Рис. 35. Карбонатный цикл бельской свиты нижнего кембрия [21].

1 — известковый доломит; известняк: 2 — доломитовый, 3 — органогенный; доломит: 4 — известковый тонкослоистый, 5 — кремнистый полосчатый.

Рис. 36. Карбонатный цикл нижнекаменноугольных отложений Северного Уэльса [91].

и снижения уровня моря с темпом аккумуляции карбонатных осадков, по всей вероятности, более характерны для зон карбонатакопления в эпиконтинентальных морях, чем резкие (скачкообразные) изменения этого соотношения. Карбонатные циклы представлены всеми известными модификациями известняков и доломитов и фиксируются во всех геологических системах. Приведем несколько наиболее характерных примеров карбонатных циклов трансгрессивно-регрессивного режима.

В. С. Карпышев [21] при описании карбонатных отложений бельской свиты нижнего кембрия юго-восточного Присяянья выделил несколько относительно полных седиментационных циклов (он их назвал ритмопачками). Циклы — трансгрессивно-регрессивные, формировавшиеся в мелководных условиях с периодическим изменением режима солености морских вод (рис. 35). В основании трансгрессивной части цикла залегает слой светло-коричневого мелкозернистого известкового доломита, на который с резкой границей ложится слой темно-серого и серого доломитового известняка. Порода пятнисто-полосчатая, массивная, местами кавернозная; она постепенно, без видимой границы переходит в слой темно-серого органогенно-сгусткового неслоистого известняка. Этот

слой — главный член цикла и по мощности (она меняется в широких пределах — от долей метра до 7 м и более), и по тому, что он фиксирует перелом в развитии процесса: на его кровлю с видимыми следами размыва ложатся породы регрессивной фазы цикла. Начинается она слоем светло-коричневого известковистого доломита, мелкозернистого, с отчетливо заметной тонкослойчатой текстурой. Затем идет слой коричневато-серого полосчатого доломита. Порода тонко-мелкозернистая, тонкослойчатая, с обильными остатками водорослей. Венчает цикл слой глинистого доломита, который, однако, часто выпадает из разреза. Общая мощность цикла от 2 до 10 м и более; изменяется она главным образом за счет резких колебаний мощности органогенного известняка.

Еще одна отличительная особенность описанных циклов состоит в том, что в ряде случаев из разреза почти полностью выпадает регрессивная часть: либо за счет перерыва в седиментации, либо в результате частичного размыва осадков регрессивной фазы. В. С. Карпышев считает, что существенное влияние на циклогенез в данном случае оказали колебания солености морских вод, которая варьировала от нормально-морской во время формирования хомогенных и органогенных кальцитовых илов до повышенной, когда отлагались доломитовые илы с конкрециями или кристаллами гипса. Причиной же этого явления, скорее всего, служила палеогеографическая обстановка карбонатакопления, которое происходило в мелкой лагуне, отделенной от открытого моря цепью островов. При повышении уровня моря морская вода проникла в лагуну, понижала ее соленость, и начинался интенсивный рост биогермного известняка, который приводил к последующему обмелению лагуны и повышению солености во время образования доломитов. В. С. Карпышев, правда, не исключает и другие причины: климатические колебания, изменения в режиме поступления пресных вод с континента.

В сходных палеогеографических условиях формировались известняково-доломитовые циклы в нижнем ордовике штата Мэриленд, изученные Д. Д. Сарином [Sarin D. D., 1962 г.]. Циклы эти, правда, существенно меньшей мощности, чем только что описанные: в интервале разреза мощностью 43 м выделяется 365 циклов. В них также часто отсутствуют слои регрессивной фазы. Д. Д. Сарин поэтому дал описание модели наиболее полно представленного цикла, которая выглядит следующим образом. С резким контактом на слои подстилающего цикла ложится внутриформационный доломитовый конгломерат, с него начинается трансгрессивная фаза циклогенеза. Выше располагается слой песчанистого доломита, над которым — прослойка слонистого доломита, переходящего в массивный бесструктурный доломит. Трансгрессивная часть цикла заканчивается слоем пятнистого (пестроцветного) известняка с обильной фауной. Этот слой фиксирует максимальную глубину карбонатакопления в условиях чистой хорошо аэрируемой морской воды. Вторая часть цикла включает породы регрессивной фазы. Начинается она слоем мас-

сивного бесструктурного кальциллитита, который переходит в водорослевый известняк со строматолитовыми структурами. Цикл должен венчать слой пизолитового известняка, но он часто выпадает из разреза. Д. Д. Сарин зафиксировал его лишь в двух из 35 детально изученных циклов.

Д. Д. Сарин резонно заключил, что исследованные им карбонатные циклы трансгрессивно-регрессивного режима формировались в мелководном морском бассейне, актуалистическим гомологом которого может служить акватория в районе Багамских банок. Незначительные колебания уровня моря приводили к периодическому углублению бассейна, когда в условиях нормальной циркуляции вод формировались известняки с большим количеством фаунистических остатков. При подъеме морского дна бассейн мелел, а гидродинамические барьеры ограничивали и без того незначительную циркуляцию морской воды. Бассейн засолялся, и в эти периоды отлагались палеонтологически немые слоистые доломиты. При дальнейшем опускании уровня моря началась частичная эрозия отложившихся ранее осадков, в бассейн с суши поступал обломочный материал.

Весьма близкие по условиям образования циклы описала А. Де Марино [De Marino A., 1980 г.] в нижнекембрийском разрезе южнее Симрисхамна (Швеция).

П. Дафф и др. [14], проанализировав большое число примеров известняково-доломитовых циклов шельфа, пришли к выводу, что слои доломитов, вероятно всего, являются образованиями более мелководными, чем известняки, по крайней мере в тех случаях, когда есть основания считать их первичными, возникшими на раннедиагенетической стадии в результате замещения арагонита в условиях приливно-отливной зоны с повышенной соленостью морских вод.

Очень интересные наблюдения над цикличностью известняково-доломитовых отложений выполнил Д. К. Патрунов [1980 г.]. Он изучал силурийские и нижнедевонские разрезы о. Долгий в Печорской губе севернее мыса Синькин Нос. Мощность единичного цикла изменяется здесь от 5 до 20 м. Он включает мелководные образования лагун и приливно-отливной зоны шельфа. В генерализованном виде седиментационный цикл описывается Д. К. Патруновым таким образом. В основании цикла выделяется ассоциация остракодового микрита, водорослевых известняков, первичных доломитов и ракушечников. Отмечаются характерные признаки регулярно осушающихся участков литоральной области. Это самая начальная фаза трансгрессивно-регрессивного режима, но уже ближе к кровле пород этого элемента цикла энергия водной среды возрастает: начинается подъем уровня моря. Выше залегают мелкослоистые пятнистые известняки, тонкокомковатые известняки, а также прослой зеленоцветных аргиллитов с ракушняками и другими остатками морской фауны, в том числе бентосной. Это уже сублиторальные и открытошельфовые фации, соответствующие максимальному развитию и последующему затуханию трансгрессии.

Верхний элемент цикла фиксирует постепенный спад уровня моря и обмеление бассейна. Он представлен зернистыми известняками аккумулятивных форм рельефа и пляжей, строматолитами, остракодовыми известняками; как первичными, так и вторичными доломитами. Породы часто встречаются в пластах значительной мощности. Есть признаки временного осушения бассейна и приостановки седиментации. Эти породы фиксируют фации супралиторали и прибрежных лагун.

Описанная Д. К. Патруновым цикличность прибрежно-морских карбонатных отложений, вне сомнений, образована трансгрессивно-регрессивным режимом циклогенеза, причиной которого, вероятнее всего, явились эвстатические колебания уровня моря, поскольку, как отмечает Д. К. Патрунов [1980 г.], они не отражались на рельефе местности.

Полные карбонатные циклы, фиксирующие все фазы трансгрессивно-регрессивного режима, описал в нижнекаменноугольных разрезах Северного Уэльса (Англия) И. Д. Сомервиль [91]. Всего он выделил восемь элементарных циклов, каждый мощностью более 10 м (рис. 36). Нижней границей цикла служит эрозионная поверхность, на которой залегает слой *K*-бентонитовой глины (палеопочва). Далее идет трансгрессивная часть цикла, несущая все признаки наступания моря с высокой гидродинамической активностью. Это конгломераты из переотложенных обломков известняка и скопления скелетного детрита, ориентированные параллельно наслоению. Чаще всего цикл начинается массивным, светло-зеленым криноидальным биоспаррудитом, но иногда в основании циклов фиксируются известняки, интенсивно переработанные биотурбацией. Следовательно, трансгрессивная фаза не всегда здесь развивалась энергично; зачастую карбонатонакопление начиналось в сравнительно спокойной водной среде. Выше залегает пласт тонкослойчатого темно-зеленого микрита — известняка, почти полностью лишённого терригенной примеси. Образовался он в чистой хорошо аэрируемой морской среде и фиксирует в данном случае максимальное углубление бассейна, который затем начинает постепенно мелеть. Далее идут породы регрессивной фазы: песчаный известняк, а также массивный или толстослойстый светло-зеленый биоспарит, которые ближе к вершине цикла переслаиваются с биомикритами. Завершается цикл слоем песчаного известняка с обильной фауной брахиопод, в кровле которого виден отчетливый субаэральный перерыв в седиментации, выраженный поверхностью палеокарста.

В некоторых циклах, как отмечает И. Д. Сомервиль, об обмелении моря в регрессивную фазу циклогенеза свидетельствует появление оолитовых известняков и косослойчатых криноидных разновидностей крупнозернистого известняка. Циклы хорошо выдержаны по простирацию, их удалось проследить далеко за пределами Уэльса: в Йоркшире, Дербишире и Бристоле. Причиной периодических трансгрессий и регрессий моря явились, скорее всего, эвстатические флуктуации.

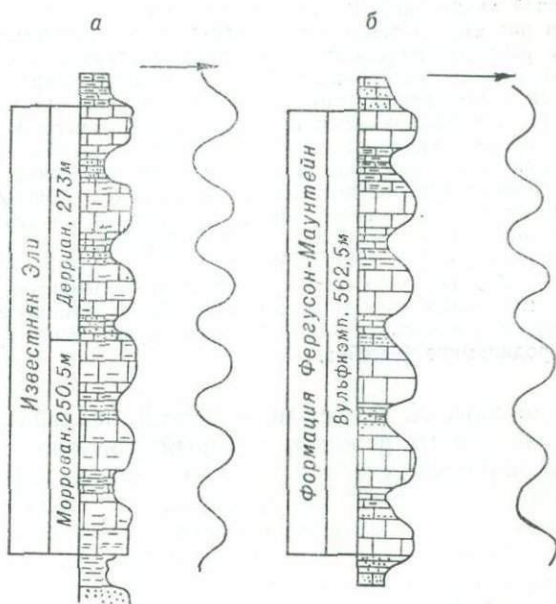


Рис. 37. Карбонатные циклы группы Эли позднекаменноугольного возраста (а) и формации Фергусон-Маунтейн пермского возраста (б), Великий восточный бассейн, США (Н. J. Bissell [73]).

Стрелка указывает рост энергии среды осадконакопления.

Состав пород, входящих в элементарный седиментационный цикл, как известно, зависит от многих факторов: от ширины и стабильности шельфовой зоны, от расчлененности рельефа прилегающей суши и от интенсивности разрушения слагающих ее пород. Существенное влияние на седиментогенез оказывает климатический фактор. Поэтому детальные палеогеографические и фациальные реконструкции бассейна седиментации дают возможность проследить за изменением состава циклических последовательностей пород с учетом положения разреза в зоне аккумуляции осадков. Такие исследования стали достаточно обычным явлением. Остановившись же мы на работе американского геолога Х. Биссела [Bissell Н. J., 1964 г.] потому, что ему удалось проследить в пределах бассейна переход от континентального (преимущественно терригенного) осадконакопления к морскому (терригенному, терригенно-карбонатному и, наконец, чисто карбонатному). Карбонатные циклы Х. Биссела мы и рассмотрим.

Объектом его исследования явились верхнекаменноугольные (пенсильванские) и пермские отложения Великого восточного бассейна (США). Осадки пенсильванского формирования формировались в бассейнах Эли (западная Юта и восточная Невада), Окьюрх (центральная Юта) и в других районах. В зависимости от уда-

ления от береговой линии бассейна фиксируются разные типы разреза. В большинстве случаев разрезы сложены чисто морскими отложениями; в ряде мест, однако, описаны разрезы переходные от морских к континентальным. Нас, как уже было сказано, интересуют та часть бассейна Эли, в которой разрезы представлены чисто морскими карбонатными последовательностями пород. Они входят в состав группы известняка Эли позднекаменноугольного возраста и в состав группы Арктурус пермского возраста. Нижняя часть известняка Эли состоит из циклического переслаивания микритовых, скелетных, литокластических и биокластических карбонатных пород (рис. 37, а). Мощность этой части разреза 523,5 м. Он хорошо сопоставляется с разрезами на горе Конгер, расположенной в 12 милях северо-восточнее Барбэнк-Хилла.

Разрез формации Фергусон-Маунтейн пермского возраста имеет мощность 562,5 м (рис. 37, б). Он включает сравнительно правильное переслаивание известняков: от массивных скелетных до микритовых, глинистых, рифовых и обломочных. Иными словами, известняки очень чутко фиксируют малейшие изменения в гидродинамике бассейна.

Циклы, описанные Х. Бисселом, являются реализациями трансгрессивно-регрессивного режима, который управлялся высокочастотными тектоническими осцилляциями дна бассейна осадконакопления. Пока эта версия не опровергнута более детальными палеофаціальными и палеотектоническими реконструкциями восточной части Великого восточного бассейна, она имеет полное право на существование среди других рабочих гипотез. К такому выводу пришел Х. Биссел, и нам остается лишь присоединиться к нему.

Детальные фаціальные реконструкции в ряде случаев приводят к очень интересным и неожиданным результатам; удается, в частности, доказать, что в определенной ситуации трансгрессивно-регрессивные последовательности карбонатных пород отражают не чередование трансгрессий и регрессий моря, а периодическую активизацию гидродинамики среды карбонатонакопления. Тогда цикличность фиксируется направленным изменением текстурных характеристик известняков. Приведем два примера, иллюстрирующие данный тезис.

Разрез верхнеоксфордских — нижнекимериджских известняков изучался в долине Лантене, расположенной во Французских Альпах [76]. Известняки здесь представлены органогенными и органогенно-обломочными разностями. Характерным признаком этих пород является широкое распространение оолитов, пеллет и онкоидов, которые и служат индикаторами изменения гидродинамических условий среды седиментации. Напомним, что оолиты, как правило, формируются в чистой мелкой морской воде при активном участии морского волнения. Наиболее благоприятный фон для их образования — химическое осаждение карбоната кальция. Оолиты — это своеобразный известковый жемчуг, растущий без участия органики. На мелководную среду указывают и онкоиды — эти оригинальные водорослевые бисквиты. Пеллеты же представляют собой округлые фекальные комочки, сложенные микритовым материалом глинистой размерности. Они соответственно являются индикаторами спокойной гидродинамической обстановки вне зоны активного морского волнения.

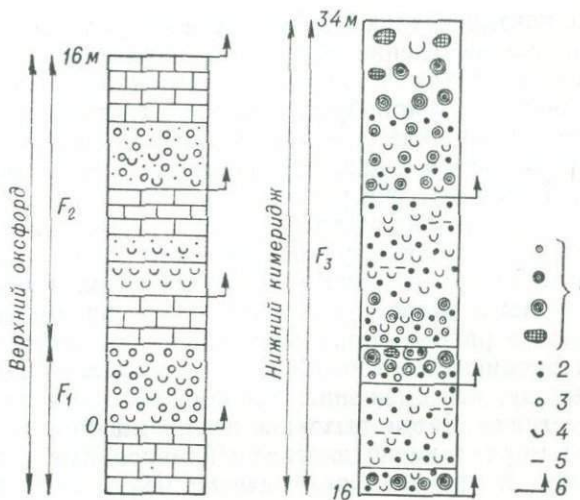


Рис. 38. Циклическое изменение литофаций известняков, содержащих оолиты, пеллеты и онкоиды [76].

F_1 , F_2 , F_3 — формации известняка; 1 — онкоиды; 2 — пеллеты; 3 — оолиты; 4 — биокласты; 5 — интракласты; 6 — начало цикла.

Фиксируя в слоях известняка зоны скопления оолитов, пеллет и онкоидов, К. Даханьяке [76] выделил ряд литофаций и доказал их циклическую смену по разрезу (рис. 38). На фоне общего уменьшения энергии водной среды от позднего оксфорда к раннему кимериджу, что хорошо коррелируется и с распределением литофаций по разрезу, в формации F_3 нижнего кимериджа преобладающими оказываются зоны скопления пеллет, чередующихся с различными видами онкоидов. Таким образом, на фоне единого крупного трансгрессивно-регрессивного цикла выделяется и так называемая гидродинамическая цикличность, надежными индикаторами которой оказываются различные аллохемы. Сам факт изменения гидродинамического режима бассейна, скорее всего, отражает более мелкие тектонические осцилляции, не влияющие на литологический состав образующихся карбонатных пород, но зато фиксирующиеся в появлении зон скопления в известняках разнообразных аллохем: оолитов, пеллет и онкоидов.

Когда в разрезе отсутствуют аллохемы, на помощь приходят тщательный текстурный анализ пород, характер распределения по разрезу минеральных ассоциаций и, наконец, актуалистические эквиваленты, условия образования которых тщательно изучены натурными наблюдениями. Дж. Имбри, Л. Ф. Ляпот и Д. Мерриам [Imbrie J., Laporte L. F., Merriam D. F., 1964 г.] провели тщательный анализ фациальных изменений в формации известняка Бетти раннепермского возраста, входящей в состав одноименного трансгрессивно-регрессивного цикла. В этом цикле морские слои (известняк Бетти) подстилаются и перекрываются сланцевыми

комплексами континентального (скорее всего, озерного) генезиса. По этой причине выяснение детальных изменений условий морского осадконакопления в период формирования карбонатных слоев известняка Бетти приобретает особый интерес.

Эта формация обнажается в районе Мидконтинента — от штата Небраска на севере до Оклахомы на юге. И хотя мощность ее невелика (от 1 до 7 м), она уверенно прослеживается на десятки километров. В ее составе удалось выделить 10 литофаций, т. е. 10 модификаций известняка, различающихся по минералогии, текстурным признакам и фаунистическим остаткам. После их тщательного изучения и сопоставления с зонами современного карбонатакопления в районе коралловых островов южнее п-ова Флорида и цепи Багамских островов в Атлантическом океане авторы пришли к выводу, что смещения фациальных зон в период образования известняка Бетти вызваны не повышениями и понижениями уровня моря, а периодическими изменениями гидродинамического режима в пределах практически неизменной батиметрии этой зоны карбонатакопления. Все литофации известняка Бетти образовались вблизи уровня моря. Об этом свидетельствуют трещины усыхания, интракластические доломитовые слои, формирующиеся на уровне средней высоты приливов. Установлено также, что слои литофации *Osagia* отлагались на глубине 2 м от поверхности моря, а фузулиновые и биокластические фации — чуть глубже.

Такой анализ дал возможность не только восстановить периодические изменения гидродинамического режима во время образования известняка Бетти, но и существенно уточнить палеогеографический и тектонический режимы циклогенеза применительно ко всей толще нижнепермских отложений Мидконтинента.

Приливо-отливные циклы (ватты)

При детальном описании литологического состава прибрежно-морских циклов геологи стали обращать внимание на то, что в пределах отдельных достаточно крупных слоев отчетливо выделяется ритмическая повторяемость слоев разного состава, образующих мелкие циклы, которые оказываются как бы вложенными в значительно более крупный седиментационный цикл. Поначалу им не придавали особого значения, считая, что такого рода ритмическая слойчатость отражает какие-то мелкие флуктуации седиментогенеза; иногда их отождествляли с варвами (ленточной цикличностью сезонного типа), иногда называли ритмитами. Такого рода повторяемость слоев была зафиксирована в терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных циклах шельфа, образованных как трансгрессивным, так и регрессивным режимами циклогенеза. И лишь после того, как были установлены достоверные гомологи этих циклов, стало бесспорным, что они формируются в прибрежной зоне открытых морей под действием перио-

дически повторяющихся приливов и отливов моря. Пионером в изучении приливно-отливных циклов единодушно признается немецкий геолог Р. Рихтер, который еще в 30-х годах провел тщательное исследование разрезов современных отложений на побережье Северного моря [Tidal deposits, 1975 г.]. Однако интенсивное изучение приливно-отливных отложений началось лишь после второй мировой войны, и к настоящему времени библиография работ по этой проблеме насчитывает тысячи названий.

Несколько слов о терминологии, связанной с приливно-отливными циклами (ваттами). Полный размах приливно-отливных колебаний уровня моря измеряется как разность между наивысшим уровнем во время прилива и наимизшим во время отлива. Иногда он достигает существенных величин: у мыса Нерпинский в Мезенском заливе Охотского моря прилив поднимает морскую воду на высоту 11 м, в Пенжинской и Гижигинской губе того же моря — на 13 м, в зал. Мон-Сен-Мишель во Франции — на 15 м. В устье р. Северн в Англии прилив достигает высоты 16 м, а в зал. Фанди Северной Америки зафиксирована самая большая высота прилива — 18 м. Ясно, что такое мощное природное явление, происходящее к тому же регулярно два раза в сутки, не может не оставить следов в разрезах прибрежно-морских отложений.

Зону действия приливов разделяют на три части. Осадки, образующиеся выше отметки прилива, называют *надприливыми* (supratidal); те, что откладываются в зоне прилива (между так называемой высокой и низкой водой), именуют *внутриприливыми* (intertidal), а отложения ниже среднего уровня моря (вне зоны приливно-отливных течений) называют *подприливыми* (subtidal). Осадки эти различаются и по литологии, и по текстурам, и по мощностям.

Приливно-отливные циклы описаны в современных отложениях на английском побережье Северного моря [Evans Gr., 1975 г.], где ширина приливной равнины изменяется от 0,8 до 6,5 км, а разрез ваттов достигает 7-метровой мощности. Существенное значение для понимания механизма циклического седиментогенеза при формировании ваттов имеют физиографические данные: среднегодовая температура, количество атмосферных осадков, интенсивность испарения, роза ветров, скорость приливных течений, высота волн и т. д. При изучении приливно-отливного седиментогенеза в современных условиях эта информация является обязательной. Вот какими данными, к примеру, характеризуется зал. Мон-Сен-Мишель на севере Франции [Larsonneur S., 1975 г.], в котором отмечается один из самых мощных приливов — до 15 м. Ширина зоны действия прилива здесь около 20 км, среднегодовая температура +11,5 °С; в год выпадает 750—800 мм атмосферных осадков, температура воды в заливе изменяется от +7 °С в феврале до +18 °С в августе; соленость воды в пределах 33—35 ‰ (в летние месяцы она немного повышается). В залив впадают три речки, расход которых невелик — до 20 м³/с, но они имеют постоянные русла и небольшие разветвленные каналы в устьях, что суще-

ственно сказывается на интенсивности приливо-отливного седиментогенеза.

Разрез осадков, обязанных своим происхождением действию приливов и отливов, достигает 15,3 м, а в самой низкой точке прилива он составляет 5 м. Площадь приливной равнины очень велика — около 200 км². Скорость приливного течения возрастает от 1 м/с на прибрежной равнине до 2 м/с в приливных каналах. Волны в заливе умеренные, преобладающие ветры — западных румбов.

В этих районах ватты представлены терригенными осадками, чаще всего чередованием тонких (первые миллиметры) слоев песка и ила. Такого же характера отложения зафиксированы и на приливо-отливной равнине Атлантического побережья США (в районе штата Виргиния), в заливах Кобиквайд и Фанди на Атлантическом побережье Канады (максимальная мощность приливо-отливных отложений достигает здесь 15 м); в дельте р. Колорадо (Калифорния, США), в лагуне Мадре о. Падре в Мексиканском заливе и во многих других районах [Tidal deposits, 1975 г.].

Характерно, что структура ватт определяется только механизмом взаимодействия приливов и отливов с рельефом прибрежной равнины и физиографическими характеристиками территории, на которых мы уже останавливались, а литологические отличия определяются зоной образования элементарных циклов. На рис. 39 показан разрез через три зоны приливо-отливной равнины, на которой формируются ватты терригенного состава. Легко видеть, что наиболее характерный облик имеют ватты внутриприливной зоны, непосредственно зависящие от действия морских приливов. Эта же зона отличается и наибольшей мощностью отложений. Такое же строение имеет и разрез приливо-отливных отложений, образующихся на карбонатных шельфах. Современные ватты известкового состава описаны на Багамских островах, где за последние 5000 лет накопилось около 4 м карбонатных осадков; на побережье Персидского залива в районе города Абу-Даби; на восточной окраине Акульего залива в Западной Австралии и в других местах земного шара [Tidal deposits, 1975 г.].

Следовательно, изучение современных приливо-отливных отложений дает возможность не только познать механизм их образования, но и выявить характерные признаки этих осадков, позволяющие с достаточной надежностью диагностировать ватты в древних осадочных толщах, что в свою очередь оказывает существенное влияние как на трактовку режимов циклогенеза, так и на весь комплекс палеогеографических и фациальных реконструкций.

Приведем несколько примеров приливо-отливных циклов, зафиксированных в древних осадочных толщах. Предварительно только заметим, что геологические доказательства принадлежности данных отложений к ваттам наиболее надежны для циклов, сформированных во внутриприливной зоне. Здесь противоположная



Рис. 39. Гипотетический разрез последовательности осадочных образований в разных зонах приливо-отливной равнины [78].

1 — засоленная почва с растительными остатками; 2 — илы (в древних ваттах — аргиллиты с содержанием песчаной фракции 0—10 %); 3 — биотурбированный прослой алеврита; 4 — песок; 5 — песчаные отложения со знаками течений, косослойчатые и со следами локальных размывов; 6 — песок с крупномасштабной косой слоистостью.

направленность течений во время приливов и отливов, а также частая смена кратковременных эпизодов так называемой спокойной воды и мощных отливных течений создают характерные поверхности наслоения, которые срезают крупномасштабную косую слоистость нижележащего слоя. Эти доказательства усиливаются, когда удастся найти морскую фауну, которая при внимательном изучении ее по разрезу позволяет уловить даже суточные и месячные ритмы роста раковин, тесно связанные с аналогичными ритмами приливов и отливов. С другой стороны, как только мы переходим в зону открытого моря (подприливные отложения), то эффект действия приливов и отливов на текстуры осадков и на содержащуюся в них фауну маскируется активной волновой деятельностью в прибрежной зоне шельфа. Осадки надприливной зоны в ископаемом состоянии зачастую представлены углефицированными или сильно засоленными аргиллитами со следами активной жизнедеятельности илоедов.

Бесспорно приливо-отливной является цикличность песчаных отложений саблинского и пакерортского горизонтов кембрия — ордовика, обнажающихся на территории Северной Прибалтики. Исследование этих разрезов провели Л. Н. Кулямин и Л. С. Смирнов [1973 г.]. Они использовали основные диагностические признаки ваттов песчаного состава: малые мощности слоев и ориентировку косой слоистости. Построенные ими диаграммы показали, что отчетливо выделяются две моды, фиксирующие преобладающие направления палео-

течений, которые различаются на $150-180^\circ$, а в разрезе наблюдается ритмичная смена направления косой слойчатости на противоположную. Авторы сделали справедливый вывод, что в данном случае двумодальные диаграммы ориентировки косой слойчатости указывают на наличие двух противоположных по направлению прибрежных течений, следы которых с правильной периодичностью сменяют друг друга по разрезу. Эти течения и характеризуют приливо-отливный циклогенез.

Ватты терригенного состава описаны в трансгрессивном цикле нижнего ордовика в западной части гор Сьерра-де-Гвадаррама (Центральная Испания). Вся толща образовалась на обширном мелководном медленно погружающемся шельфе, окаймляющем сильно пенепленизированный континент. Это создало благоприятные условия для активного участия в седиментогенезе приливо-отливных течений [Bischoff L. a. o., 1980 г.].

М. Аштон [Ashton M., 1981 г.] описал карбонатные ватты, приуроченные к мелководным известнякам средней юры Англии. Единичный приливо-отливный цикл в данном случае состоит из слоев оолитовой разности известняка, сменяющейся пелоидной. Средняя мощность слоев около 15 см, прослеживаются они более чем на 100 м. Это характерные образования внутриприливной зоны карбонатакопления. Данное исследование интересно и в том отношении, что приливо-отливные слои известняка образовались механическим путем — седиментацией из приливного и отливного течений. Объясняется это тем, что отложенный ранее карбонатный осадок интенсивно перерабатывался илоедами и легко поэтому размывался под действием приливов. Вероятнее всего, линкольнширский известняк, к которому приурочены ватты, начал формироваться в мелководной обстановке, а последовавшее затем медленное погружение шельфа привело к частичному его размытию приливо-отливными течениями и к образованию в его кровле пачки приливо-отливных циклов.

Как ватты интерпретируются терригенные циклы нижнедевонской формации Уан-Каза в Южном Тунисе [87]. Она характеризуется неравномерным переслаиванием белесоватых тонкозернистых песчаников кварцевого состава и алевроитов с темноцветными сланцами. Чередование песчаных и глинистых слоев фиксируется в различных ритмических последовательностях. Наиболее полный приливо-отливный цикл включает следующие слои (рис. 40, а). В основании отмечается слой раковинного детрита, состоящий из обломков раковин брахиопод, скрепленных песчаным цементом. Мощность слоя от 2 до 5 см. Выше — слой песчаника мощностью до 30 см; иногда он расслоен тонкими слойками чешуйчатых (тонколистоватых) сланцев. Наиболее характерной текстурой песчаника является плоскопараллельная косая слойчатость. В тонких слоях часто фиксируется параллельная и корытообразная косая слойчатость. Отчетливо видны следы биотурбации, особенно в более глинистых разностях пород. Далее следует чередование маломощных слоев песчаника со сланцеватыми слоями, которые к верхней части этой литофации постепенно вытесняют песчаные слои. Песчаники также характеризуются плоскопараллельной и

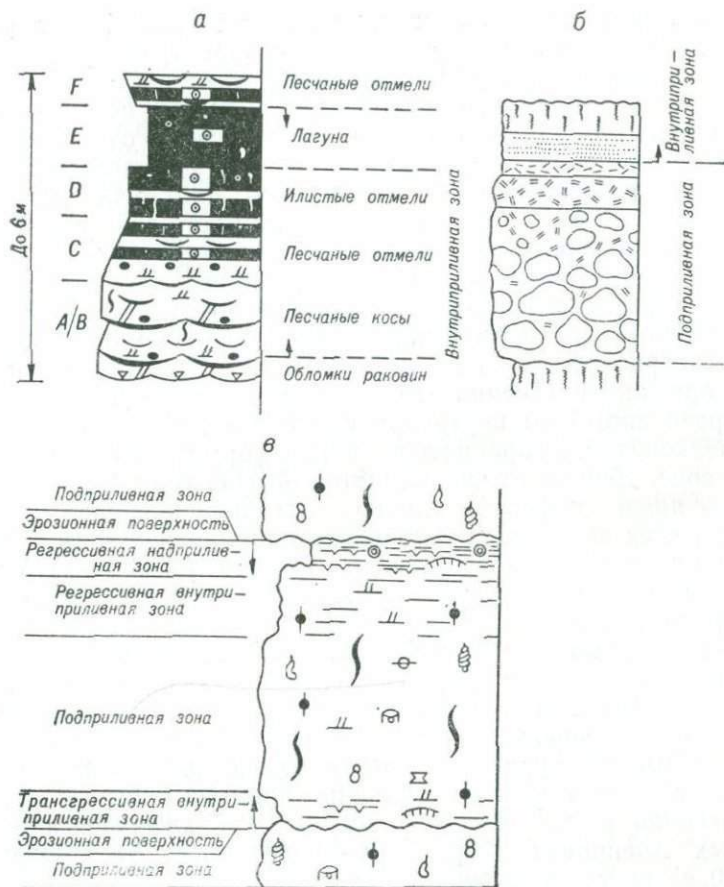


Рис. 40. Приливо-отливные циклы в формациях Уан-Казы (а) [87], Пиллара (б) [85], Калькар-Массицо (в) [75].

Стрелки указывают границы цикла; А-Е — литофации.

корытообразной косой слоистостью, а также полосчатой (флазерной) микрослоистостью. Четвертая литофация этого цикла характеризуется чередованием сланцев с полосчатыми алевролитами. Пятая литофация — это почти чистые сланцы с редкими линзами алеврита. Встречается большое количество фауны хорошей сохранности.

Такое строение имеет полный, или совершенный, цикл. В реальных же ситуациях часть слоев отсутствует и цикл чаще оказывается двучленным: более песчаная часть — в основании (она соответствует приливному течению) и более глинистая — в кровле цикла (отливное течение). Таким образом, единичный приливо-отливный цикл в данном случае интерпретируется как образование внутриприливной зоны.

На рис. 40, б показан полный приливно-отливный цикл карбонатной формации Пиллара девонского возраста, которая описана в Западной Австралии [85]. Единичный цикл здесь имеет мощность от 2 до 10 м. Скорее всего, такие циклы не являются целиком приливно-отливными; к ваттам более уверенно относится лишь часть этих циклов. В основании цикла залегает слой массивного строматопорового известняка, сложенного плтносцементированными колониями строматопороидей. Затем идет слой стахиондного известняка, включающего известковые обломки (< 10 см в диаметре) субсферической формы, содержащие строматопороидеи, а также небольшое количество пеллет и интракластов. Выше — слой амфипорового известняка также с пеллетами и интракластами. Завершается цикл слоем пеллетового известняка и известкового аргиллита. Именно этот слой может интерпретироваться как образованный во внутрприливной зоне, а все другие слои этого мелководного карбонатного цикла формировались в подприливной зоне. Действительно, пеллетовый известняк фенестральной текстуры является фацией приливно-отливной равнины: он образуется на всех интервалах глубин внутрприливной зоны. Появление в цикле пеллетового известняка фенестральной текстуры указывает на положение уровня моря в период его формирования. Все породы, залегающие в цикле ниже, образовались под уровнем моря — в подприливной зоне. Следовательно, в данном примере на приливно-отливный характер седиментации указывают не столько текстуры слоистости, как в терригенных ваттах, сколько литологический состав пород и палеоэкологический анализ фауны.

Детальный текстурный и палеоэкологический анализ позволил уверенно выделить приливно-отливные циклы и в формации Калькар-Массицо раннелейасового возраста, обнажающейся в Центральных Апеннинах [75]. Характерный цикл этой формации (рис. 40, в) имеет следующее строение (снизу вверх). На эрозивной поверхности предыдущего цикла залегает слой тонкозернистых оолитовых и биокластических, хорошо сортированных известковых песчаников с интракластами. Наиболее характерный структурный признак здесь — пористость, причем размер пор зачастую даже превышает величину наиболее крупных зерен. Фиксируются также горизонтальная слоистость механического происхождения и уплощенные обломки пород (размером до 5 см), по структуре идентичные основной породе. Эти интракласты известкового песчаника образовались от размыва прибрежных пород. Данный слой небольшой мощности интерпретируется как образование внутрприливной зоны в условиях начинающейся небольшой трансгрессии моря.

Выше залегает основной по мощности член цикла: микритовый известняк белого цвета, без хорошо выраженных осадочных текстур, но зато с включением пеллоидов, онкоидов, а также обломков раковин и фауны хорошей сохранности. Присутствие ооидов в микритовом веществе и расположение онколитов на разных уровнях предполагают, что этот слой формировался при активном

участии донного течения, переносившего осадок из зоны с большей гидродинамической активностью. Этот член цикла формировался в морской лагуне в условиях подприливной зоны. Над ним залегает слой известкового песчаника, литологически похожего на нижний элемент цикла, но несколько более мощный, в нем речке и отчетливее проявлены текстурные характеристики, свойственные осадкам внутрприливной зоны. Он формировался в условиях начавшейся регрессии морского бассейна. Цикл завершается слоем известняка с характерной горизонтальной слоистостью, с пизондами и корками вадозной обстановки седиментации. Он интерпретируется как образование надприливной зоны в условиях продолжающегося снижения уровня моря.

Таким образом, приливо-отливные циклы формируются как в условиях снижения уровня моря, так и кратковременного его подъема. Наиболее типичными обстановками, благоприятными для их образования, являются эстуарии, лагуны, расположенные позади коралловых барьерных островов или песчаных баров. Иными словами, зона накопления ваттов, как правило, располагается в виде полосы вдоль полого погружающегося в сторону моря побережья, где фиксируются приливные и отливные течения, уже существует большое количество рыхлых или слабосцементированных осадков и отсутствует разрушительное действие волн и морского прибоа.

В самом общем виде механизм образования элементарных приливо-отливных циклов рисуется следующим образом. При приливе силой приливного течения осадок (песчаный и илистый) во взвешенном состоянии перемещается в сторону берега, до границы с надприливной зоной. Вблизи этой границы откладываются наиболее тонкие частицы (глинистой и алевроитовой размерности), а по мере приближения к границе с подприливной зоной, т. е. к отметке самого низкого уровня моря, крупность осадка увеличивается. Скорость приливного течения всегда меньше, чем течения при отливе. Кроме того, во время высоких приливов время действия приливного течения больше и успевает отложиться слой песчаного и глинистого осадка большей мощности. При отливе осадок, вообще говоря, должен был бы эродироваться, так как скорость этого течения, особенно в русловых промоинах, достаточно велика. Но этого не происходит, отложенный осадок частично сохраняется, поскольку эродирующая скорость течения (согласно известной диаграмме Хьюльстрема) для частиц фиксированного размера всегда выше, чем скорость, необходимая для их осаждения. И хотя в отливных течениях скорость больше, чем в приливных, но не настолько, чтобы полностью размывать отложенный в предшествующую фазу осадок. Срабатывает так называемый «эффект запаздывания размыва» [42], и в разрезах фиксируется характерная последовательность приливо-отливных циклов, являющихся наиболее надежным индикатором границы суши и моря при детальном палеогеографических реконструкциях.

Угленосным отложениям в определенном отношении повезло — уже более 200 лет они приковывают к себе пристальное внимание геологов. Такой интерес, разумеется, объясняется тем, что в них содержится каменный уголь, промышленное значение которого с течением времени отнюдь не убывает. За два столетия сделано немало. Установлено, что все без исключения угленосные толщи имеют циклическое строение (заметим, кстати, что сам факт циклического строения осадочных толщ впервые был установлен именно на угленосных разрезах), что пласт угля приурочен к определенной части цикла, что угленосные отложения формируются в разнообразных палеогеографических условиях: прибрежно-морских (толщи паралического типа) и континентальных (толщи лимнического типа), что цикличность, наконец, является главным (эмерджентным) свойством угленосных толщ, которое остается неизменным вне зависимости от тектонического положения бассейна угленакопления, палеогеографических обстановок и изменения фациальных условий. Варьирует лишь породное наполнение циклов, но тенденция в порядке следования пород остается неизменной, фиксируя тем самым своеобразную независимость циклогенеза от тектонической и палеогеографической позиций угленосного бассейна.

К настоящему времени геологи-угольщики единодушны в главном: в выделении факторов, определяющих протекание процесса циклического седиментогенеза, но не могут прийти к единому мнению по вопросу о том, как эти факторы должны быть увязаны в теории угленакопления, какие из них ведущие, а какие можно отнести к разряду второстепенных. В частности, основные разногласия касаются участия в циклогенезе тектонического фактора: образуются ли циклы в процессе колебательных движений земной коры (непрерывных или с «остановками») или в ходе непрерывного устойчивого прогибания бассейна благодаря изменению скоростей осадконакопления в разные фазы формирования единичного цикла. И как это ни странно, до сего дня представители разных научных школ по-своему подходят к определению границ элементарного угленосного цикла, на чем мы уже частично останавливались в главе I. По всем этим вопросам мы, разумеется, выскажем и свою точку зрения.

Впервые циклический характер угленосных разрезов был установлен в Англии и Шотландии (Уэнслидейл, графство Йоркшир; верхний и нижний намюр, серия Йордейл) еще в прошлом столетии [Phillips J., 1836; Miller H., 1887 г.]. С 20—30-х годов XX в. это явление стало изучаться систематически. Наибольший вклад в познание природы угленосных циклов внесли работы Л. Н. Ботвинкиной, Ю. А. Жемчужникова, Г. А. Иванова, Н. В. Логвиненко, А. В. Македонова, М. И. Ритенберг, А. П. Феофиловой и многих других геологов. Среди зарубежных ученых необходимо назвать А. Берсье, П. Даффа, К. Данема, Р. Мура, П. Поттера, П. Прюво,

М. Руттена, Э. Уолтона, Х. Уонлеса, Дж. М. Уэллера, А. Уэлса и др. Каждый из них изучал угленосную цикличность на материале конкретных бассейнов и кроме детальныx фациальных реконструкций обстановок угленакопления высказывал суждения и о *режиме циклогенеза* применительно к изученным разрезам, а зачастую делал обобщения и об угленосном циклогенезе вообще.

Ранее других в нашей стране стали изучать циклическое строение угленосных разрезов в Донецком бассейне (Л. И. Лугутин, Ф. Н. Чернышев, П. И. Степанов, С. Ф. Малавкин, А. Н. Гейслер, Ю. А. Жемчужников, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков, Г. А. Иванов, Н. В. Логвиненко и др.). Затем в начале 30-х годов было установлено циклическое строение разрезов Подмосковного бассейна (Е. П. Брунс, Н. Н. Форш); примерно в те же годы выявили цикличность в отложениях Кизеловского бассейна (П. В. Васильев), Карагадинского (Ю. А. Жемчужников, Г. А. Иванов, П. Ф. Ли), Кузнецкого (Ю. А. Жемчужников, Е. П. Брунс), Печорского (Г. А. Иванов, А. В. Македонов), Челябинского (Г. Ф. Крашенинников) и к настоящему времени — во всех других угленосных бассейнах нашей страны. В североамериканских угленосных бассейнах цикличность выявлена Дж. Удденом в 1912 г., в Рурском — П. Прюво в 1930 г.

Как видим, сам факт циклического строения угленосных разрезов уже не вызывает сомнения. Сомнения начинаются тогда, когда пытаются из характера внутреннего строения цикла вывести модель (по возможности, универсальную), трактующую режим циклогенеза. Однако прежде чем рассуждать о такой модели, остановимся на главном: что представляют собой элементарные угленосные циклы.

Начнем с границ единичного цикла. В главе 1 уже указывалось, что эта «проблема» вытекает из симметричного (в первом приближении) строения полного угленосного цикла, т. е. из обязательного наличия в его составе пород как трансгрессивного, так и регрессивного ряда фаций. Именно по этой причине появилась масса предложений по поводу того, с чего должен начинаться единичный цикл, и поэтому же все эти предложения должны признаться в принципе равноправными. На самом деле, главным в составе угленосного цикла является пласт угля, а где он помещается: в основании цикла, в его средней части или им завершается цикл — принципиально не важно. Породивший угленосные циклы процесс (как бы мы его ни трактовали в геологических терминах) является сложнопериодическим, а сказать, что более существенно для угленакопления в целом: начало трансгрессии или ее конец, начало регрессии или ее завершение, — думаем, не решится ни один из геологов-угольщиков. Поэтому будем говорить не о том, как «на самом деле» протекал процесс циклогенеза, предопределивший якобы единственный способ выделения угленосных циклов, а о целесообразности и разумности конкретного подхода к этой процедуре, заведомо зная, что могут найтись и другие подходы, не менее целесообразные и столь же разумные. Еще Дж. М. Уэллер

справедливо подметил, что выбор границы седиментационного цикла «является субъективным и зависит от оценки ряда соображений практического и теоретического характера, которым разные исследователи придают различное значение» [14, с. 116].

Рассмотрим два наиболее характерных случая.

1. В основании цикла лежит порода, фиксирующая начало трансгрессии. Тогда если признать, что пласт угля маркирует как бы переломный этап в развитии процесса, т. е. им завершается регрессивная фаза циклогенеза и одновременно начинается следующее погружение зоны угленакопления, то цикл должен начинаться пластом угля и углем же должен заканчиваться. Так, в частности, считал Г. А. Иванов [1956 г.], и так же рассуждают его ученики и последователи (Н. В. Иванов, А. В. Македонов, А. Б. Гуревич и др.). Заметим в этой связи, что еще в 1912 г. американский геолог Дж. Удден [Udden J., 1912 г.] предложил начинать угленосный цикл с подошвы угольного пласта, не рассуждая, образовался ли он в регрессивную фазу или с него начинается погружение бассейна.

Близкой позиции в отношении времени углеобразования придерживаются и сторонники фациально-циклического метода изучения угленосных толщ. Однако они считают, что «рост торфяника и его последующее захоронение возможны только при условии погружения, сначала медленного, когда скорость опускания примерно равна скорости накопления растительного материала. Затем, по мере увеличения скорости погружения, накопление растительного материала отстает, торфяник становится дном лагуны или моря и перекрывается другими осадками. Таким образом, *трансгрессивный ряд фаций начинается с подошвы угольного пласта*, перекрываемого далее отложениями верхней, надугольной части цикла» [Ботвинкина Л. Н., 1956, с. 46—47] (курсив мой.— С. Р.). Правда, применительно к вопросу, с какой породы должен начинаться цикл, это соображение сторонниками фациально-циклического метода в расчет не принимается.

2. Цикл начинается породой регрессивного ряда фаций. Тогда если считать, что максимальное углубление бассейна в период трансгрессии фиксируется слоем известняка или аргиллита с морской фауной, то регрессивный ряд фаций должен начинаться породой, лежащей непосредственно на известняке, а пласт угля в этом случае неизбежно окажется в средней части цикла. Такова позиция сторонников фациально-циклического метода (Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, М. И. Ритенберг и др.), и именно так они рекомендуют подходить к выделению угленосных циклов.

Практически же дело обстоит иначе. Поскольку в каждом разрезе не представляется возможным доказать, какая именно порода фиксирует начало регрессивной части единичных циклов, то поступают проще: за начало цикла принимают основание наиболее грубозернистой разности пород, чаще всего подошву песчаника. При этом в качестве важнейшего аргумента указывают на раз-

мыв, якобы фиксируемый в основании слоя песчаника. Этот же размыв является и доказательством аллювиального генезиса песчаника. Именно так еще в 1930 г. предложил выделять угленосные «циклотемы» Дж. М. Уэллер [Weller J. M., 1930 г.], и именно наличие размывов в основании песчаников явилось решающим доводом в его пользу.

Однако многие геологи-угольщики не разделяют доводов Дж. Уэллера. П. Дафф и др. [14] прямо заявили, что выбор песчаника за основание цикла не оправдан «по соображениям практического и теоретического характера», и более того — «с теоретической точки зрения выбор поверхности несогласия в качестве начала циклотемы не может быть удовлетворительным» [14, с. 117]. Причина здесь простая: сам факт наличия поверхности несогласия в подошве песчаников фиксируется далеко не всегда, а кроме того, даже ее присутствие еще не означает переход от морской фазы седиментогенеза к континентальной.

Итак, какой подход считать более целесообразным? Как легко понять, однозначно ответить на этот вопрос невозможно, ибо и тот и другой теоретически равноправны. Правда, второй подход отвечает более общему случаю, т. е. им удобнее пользоваться и когда изучаются угленасыщенные разрезы, и когда разрезы не содержат угольных пластов. Первый же подход более прост и удобен, когда циклы выделяются в угленасыщенных свитах. Тогда становится более унифицированной методика циклического анализа и более обоснованной синонимика угольных пластов корреляцией уголь-содержащих циклов.

Не останавливаясь более детально на этом вопросе, отметим, что с позиций избранного в данной работе подхода к выделению и исследованию седиментационных циклов с учетом режимов циклоседиментогенеза тем более не принципиально, какому из двух описанных вариантов выделения единичных циклов отдавать предпочтение, ибо при любом из них элементарный угленосный цикл включает полную группу пород, предписываемую трактовкой угленакопления. Только следует помнить, что цикл, начинающийся с пласта угля, фиксирует тем самым трансгрессивную направленность процесса, а цикл, в котором пласт угля располагается в центре, начинается с регрессивного ряда фаций.

Как и всякий режим циклогенеза, угленакопление чрезвычайно редко приводит к закреплению в разрезе полной группы пород. Чаще всего и угленосные циклы оказываются урезанными. Кроме того, набор пород в цикле существенно зависит от того, в какой палеогеографической обстановке шло угленакопление. С этих позиций геологи справедливо различают угленосные циклы бассейнового типа (чаще всего они наиболее полные), аллювиально-бассейнового, аллювиального, аллювиально-болотного и т. п. Набор пород в этих циклах в целом более разнообразен, чем набор фаций; поэтому чисто литологические колонки единичных циклов могут приводить к ошибочному заключению об относительном постоянстве фациальных условий угленакопления. Практика же использо-

вания фациально-циклического и фациально-геотектонического методов циклического анализа показала, что разнообразие текстурных характеристик пород, фаунистических и флористических остатков, а также контакты и гранулометрические индексы слоев дают богатую пищу для фациальной интерпретации отложений, которая и приводит к выделению в разрезе бассейновых, бассейново-аллювиальных и других типов циклов.

С другой стороны, богатейший материал по угленосным бассейнам всего мира и детальнейшим образом разработанные схемы угленакопления дают возможность геологам строить своеобразные литологические модели циклогенеза, т. е. восстанавливать «полные», «составные», «модальные» или «идеальные» циклы. В целом эти названия близки друг другу. Под ними разные авторы понимают циклы, которые либо реально представлены в наиболее полных разрезах, либо составлены из разных представителей разновозрастных циклов одного бассейна угленакопления, либо, наконец, отражают ход циклоседиментогенеза, предписываемый избранной автором теорией. Так или иначе, все эти подходы используют представление о том, что *хотя в любом реально описанном в разрезе цикле и не встречается полный набор слоев, но любой из отсутствующих слоев может быть встречен в любом другом цикле*. Это совершенно справедливое заключение, опирающееся на богатый эмпирический опыт изучения угленосных разрезов. А так называемые полные или идеальные циклы будут широко использоваться и в этом и в последующих разделах данной книги.

Рассмотрим далее наиболее характерные примеры угленосных циклов и посмотрим, какую информацию для суждения о режиме циклогенеза можно извлечь из особенностей их строения. Причем подчеркнем еще раз, что хотя палеогеографические условия угленакопления чрезвычайно разнообразны, но режим циклогенеза оказывается инвариантным этим обстановкам: и в условиях заливно-лагунных побережий морских бассейнов (Донецкий, Рурский, Иллинойский и другие угленосные бассейны), и в условиях дельт крупных рек (Челябинский, Канско-Ачинский и др.), и в других обстановках угленакопления формируются циклы, включающие как трансгрессивный, так и регрессивный ряд фаций вне зависимости от того, какими причинами вызваны трансгрессии и регрессии моря и какие литологические типы пород их отражают.

Обратимся в первую очередь к классическим циклам карбона Донецкого бассейна. Большинство исследователей начинают их с регрессивного ряда отложений, т. е. с пород, в которых отчетливо выражены признаки обмеления бассейна, а заканчивают циклы трансгрессивным рядом пород, фиксирующим наибольшую удаленность от берега и максимальные глубины седиментации. Наиболее характерные циклы раннекаменноугольного возраста Донбасса (рис. 41, а—в) очень похожи друг на друга (конструктивно схожи), несмотря на то что один из них (рис. 41, а) обра-

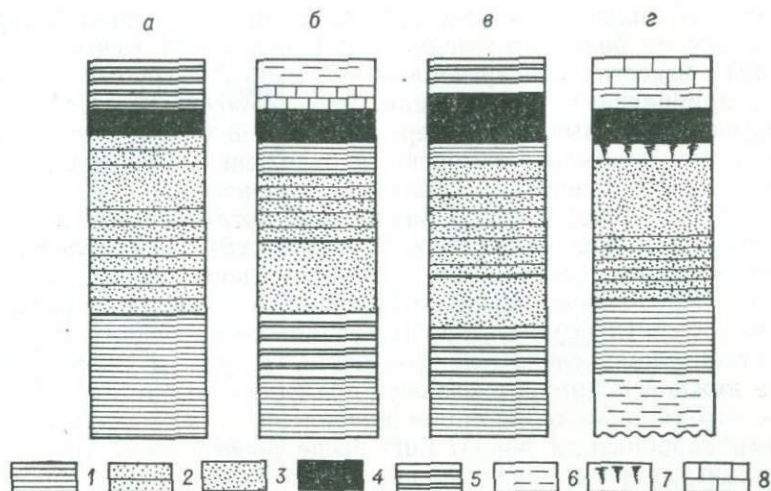


Рис. 41. Угленосные циклы нижнего и среднего карбона Донецкого бассейна ([56], с изменениями).

Алевролит: 1 — мелкозернистый, 2 — крупнозернистый; 3 — песчаник; 4 — каменный уголь; 5 — алевролиты переслаивания; 6 — аргиллит; 7 — почвенный слой («кучерявичк»); 8 — известняк.

зовался в прибрежно-морской обстановке, а два других (рис. 41, б, в) — в обстановке лагун. Не исключено поэтому, что для понимания механизма циклогенеза большее значение имеет литологическая направленность пород, чем их фациальная интерпретация, значительно более разнообразная и во многом субъективная.

Из анализа строения этих циклов прежде всего видно, что трансгрессивный ряд пород сильно редуцирован, он представлен либо одним (рис. 41, а, в), либо двумя типами пород (рис. 41, б). А. П. Фефилова и М. Л. Левенштейн [56, с. 42] указывают в этой связи, что «в подавляющем большинстве случаев отложения кровли угольного пласта выражают наиболее мористые для данного цикла условия, устанавливающиеся сразу же после затопления торфяника. Трансгрессивный ряд фаций обычно отсутствует, и этап трансгрессивного развития может быть обнаружен лишь при детальном анализе структурно-текстурных и фаунистических изменений внутри одной и той же фации». Такой характер строения нижнекарбонных угленосных циклов Донецкого бассейна, вне сомнения, является первой производной режима циклогенеза. Этот режим отнюдь не обязательно должен управляться волновыми колебательными движениями, которые пока признаются ведущими при образовании угленосных циклов Донбасса.

В среднем карбоне Донецкого бассейна (наиболее мощной и наиболее угленосной части разреза) циклы имеют ту же структурную направленность (рис. 41, з). По-прежнему наиболее развитой

(в среднем) является регрессивная часть цикла, в которой породы сменяются от более тонкозернистых в основании (верхняя часть морского известняка и аргиллиты) до наиболее грубых разновидностей пород прибрежно-морских фаций. Через почвенный слой со стигмариумами (его называют «кучерявчиком») они переходят в пласт угля, а тот покрывается морскими отложениями: аргиллитами и известняками. Мощность угольных пластов невелика.

Интересен такой факт. В Бахмутской котловине и ее западном обрамлении (северо-западная часть Донбасса) представлен непрерывный разрез осадков, на котором удастся проследить все нюансы перехода угленосных отложений в соленосные [55]. Так, исаевская свита верхнего карбона является последним типичным представителем угленосной формации, а уже в картамышской свите нижней перми угленосность полностью отсутствует. Ее разрез — это типично терригенные накопления с подчиненными прослоями карбонатных пород. Еще выше разрез носит терригенно-хемогенный характер; венчающая разрез нижней перми краматорская свита сложена преимущественно галитом, а в верхней части — и калийными солями.

То, что этот непрерывный разрез фиксирует постепенную аридизацию климата и полную замену угленакопления образованием галогенных отложений, — факт очевидный и бесспорный. Казалось бы, последовательная эволюция осадконакопления в пределах тектонически неизменной структуры и неизменного трансгрессивно-регрессивного режима циклогенеза должна была привести лишь к изменениям в вещественном составе накапливающихся пород, сохранив структурное постоянство элементарных циклов. В первом приближении так оно и есть: и угленосные и соленосные циклы характеризуются большой структурной общностью (это станет более наглядным при рассмотрении соленосных циклов), но уже типично терригенные циклы картамышской свиты отличает одна примечательная особенность — они имеют практически симметричное строение с одинаково хорошо развитыми и трансгрессивной и регрессивной частями. Средняя мощность этих циклов от 12,5 до 18 м [55].

В разрезе верхнего палеозоя запада Сибирской платформы также вскрываются угленосные отложения, характерные циклы которых рассмотрим на примере разреза бургуклинской свиты нижней перми, обнажающейся по р. Курейка [5]. Здесь выделяются аллювиально-бассейновые, дельтово-бассейновые, озерно-бассейновые и бассейновые угленосные циклы. Морской тип циклов углей не содержит (рис. 42). Дельтово-бассейновый цикл описывается В. И. Будниковым в следующем виде. Регрессивная часть цикла начинается мощной пачкой песчаников (25—30 м), которая трактуется как образования подводной части дельты. Они залегают с размывом на породах нижележащего цикла (аргиллитах или непосредственно на угольном пласте). Для песчаников характерна крупная косая слоистость. Растительные остатки представлены обрывками листьев и стеблей растений. Выше пс

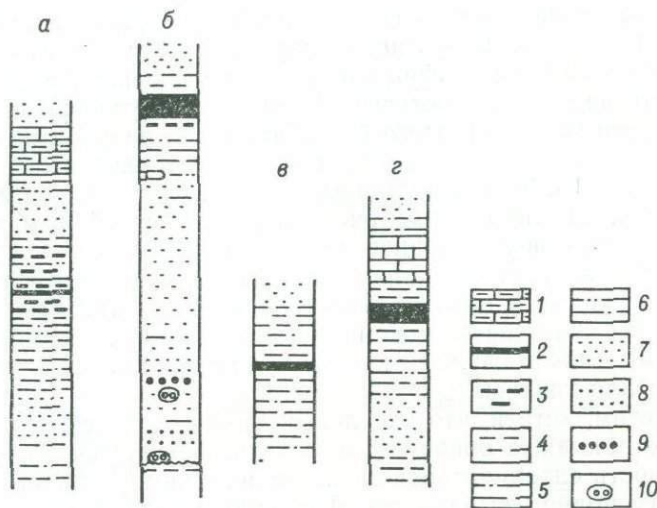


Рис. 42. Основные типы элементарных циклов угленосной формации верхнего палеозоя запада Сибирской платформы [5].

а — аллювиально-бассейновый; *б* — дельтово-бассейновый; *в* — озерно-бассейновый; *г* — бассейновый.
 1 — известняк глинистый; 2 — уголь; 3 — аргиллит углистый; 4 — аргиллит; алевролит; 5 — мелкозернистый, 6 — крупнозернистый; песчаник; 7 — мелкозернистый, 8 — среднезернистый, 9 — крупнозернистый; 10 — линзы гравелитов и конгломератов.

разрезу песчаники постепенно переходят в породы, которые по всем признакам могут быть отнесены к фациям застойных водоемов. Это крупнозернистые, плохо отсортированные алевролиты мощностью 1,8 м с обилием растительного детрита и с неясно выраженной прерывистой пологоволнистой и горизонтальной слоистостью. Алевролиты постепенно переходят в комковатые алевролиты и аргиллиты (0,7 м) с остатками корней растений. Далее следуют углистые аргиллиты мощностью 1,8 м. Осадки застойных водоемов и болот венчаются угольным пластом (1,9 м). К трансгрессивной части цикла В. И. Будников отнес неслоистые аргиллиты малоподвижного мелководья бассейна.

Верхнепалеозойская угленосная формация запада Сибирской платформы формировалась в крупном внутриконтинентальном бассейне лимнического типа, но несмотря на это структура дельтово-бассейнового угленосного цикла весьма напоминает донецкие циклы, хотя и отличается от них мощным развитием песчаников и отсутствием известняков.

Отметим в этой связи следующее. Уровень и детальность изучения любой научной проблемы определяется в первую очередь целью исследования. Если в нашу задачу входит выяснение механизма образования угленосных циклов, то она будет успешнее решена, если мы сосредоточим усилия на выяснении тех общих черт строения этих циклов, которые сохраняются неизменными

в разрезах угленосных бассейнов любого возраста и любой тектонической позиции. В противном случае мы будем знать все детали строения и палеогеографии конкретного угольного бассейна, будем обладать надежной генетической трактовкой условий образования элементарных циклов *этого* бассейна, а при разработке общей модели циклогенеза угленосных толщ будем неизбежно опираться на известный нам фактический материал, и модель окажется одно-сторонней. Именно этим, очевидно, следует объяснить попытку многих геологов-угольщиков достичь необходимого уровня общности посредством создания обобщающих моделей угленосных циклов крупных угольных бассейнов и уже на их базе развивать общие генетические концепции угленакопления. Этими обобщающими моделями служат, как уже отмечалось, так называемые полные, или идеальные, угленосные циклы.

Заметим, кстати, что идеальный цикл — это не идеализированная абстракция, а обобщенная модель, фиксирующая ту последовательность слоев, которая свойственна режиму циклогенеза в его наиболее полном выражении. Ясно, что в разных зонах угольного бассейна образуются циклы разного состава, но принцип построения моделей идеальных циклов в том и заключается, что из удачно найденной последовательности слоев в идеальном цикле выводятся как частные случаи те реальные последовательности, которые видоизменяются в зависимости от положения разреза в пределах бассейна угленакопления.

Рассмотрим ряд примеров идеальных угленосных циклов. Первый такой цикл был построен Дж. М. Уэллером еще в 1930 г. [Weller J. M., 1930 г.]. Он отражал полную последовательность слоев в угленосных отложениях Иллинойского бассейна (США) пенсильванского (средне-позднекаменноугольного) возраста. Вначале эта последовательность включала восемь слоев. В дальнейшем при более детальном изучении Иллинойского бассейна Х. Уонлес и Дж. Уэллер [Wanless H. R., Weller J. M., 1932 г.] ее видоизменили. Последний вариант оказался удачным, он до сих пор служит эталоном такого рода моделей и используется всеми американскими геологами-угольщиками, и не только американскими. Эта модель показана на рис. 43, здесь же даны разновидности этой модели: максимально приближенная к часто встречающимся угленосным циклам и наиболее характерные для отдельных зон Иллинойского бассейна. Не требует особых объяснений тот факт, что не только в разных частях бассейна, но даже в одном разрезе, но на разных стратиграфических уровнях угленосные циклы будут иметь разный облик. Именно для того, чтобы эти частные вариации не заслоняли общую тенденцию, и должны строиться модели идеальных циклов. Но без учета «частных вариаций» эта модель неизбежно окажется слишком грубым приближением и не сможет выполнить свое основное назначение.

Подобные модели идеальных циклов к настоящему времени разработаны для всех крупных угленосных бассейнов США и Западной Европы. В частности, для бассейна Мидконтинента (За-

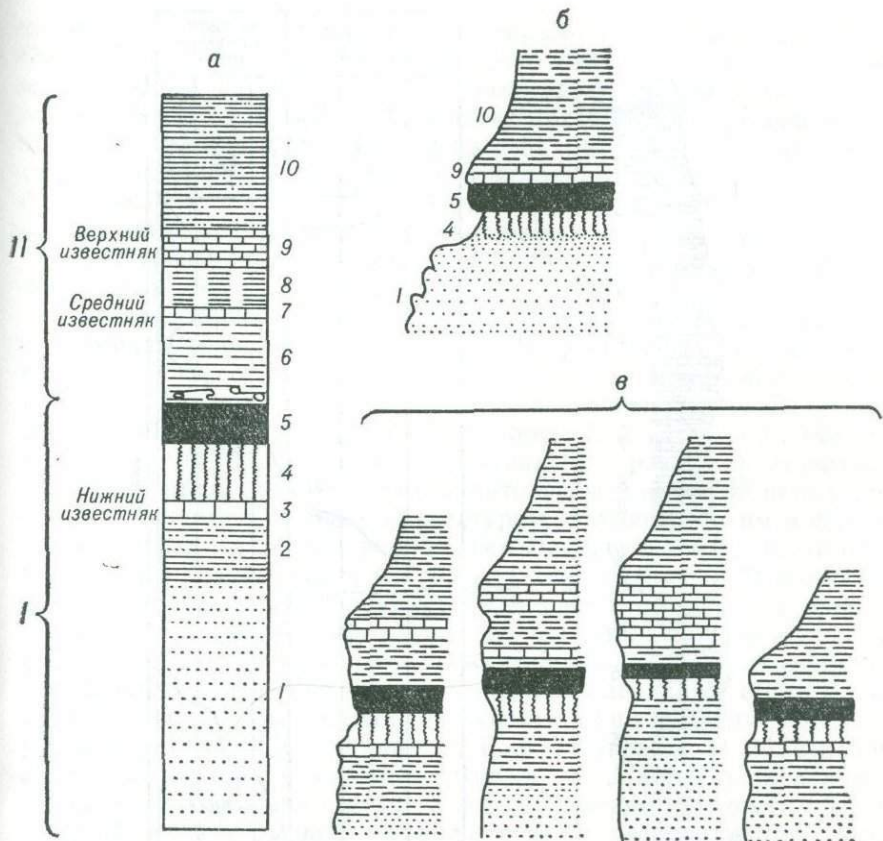


Рис. 43. Идеальный цикл Иллинойского бассейна и его разновидности [14].

а — идеальный цикл Дж. М. Уэллера, 1957 г.; *б* — наиболее часто встречающаяся последовательность пород; *в* — характерные разновидности иллинойского цикла. Части цикла: *I* — нижняя, преимущественно неморская, *II* — верхняя, преимущественно морская.

1 — песчаник мелкозернистый слюдистый и алевролит глинистый, породы массивные до тонкослойчатых, нижняя поверхность обычно неровная; *2* — глинистый сланец серый, песчанистый; *3* — известняк глинистый, залегает в виде линз, между которыми отмечаются гальки известняка, органические остатки обычно отсутствуют; *4* — подугольная глина, в кровле обычно серая и светло-серая, верхняя часть неизвестковистая, нижняя — известковистая; *5* — каменный уголь, местами с прослойками глины и глинистых сланцев; *6* — глинистый сланец серый, в подошве обычно со стяжениями пирита и конкрециями железняка, местами в подошве обильные растительные остатки, морские ископаемые редки; *7* — известняк с морскими органическими остатками; *8* — глинистый сланец черный, плотный, тонкослойный и плитчатый, содержит крупные черные сферические конкреции и морские ископаемые; *9* — известняк с морскими органическими остатками; *10* — сланец серый, песчанистый в кровле, с морскими ископаемыми и конкрециями железняка, преимущественно в нижней части.

падного внутреннего бассейна США) пенсильванского и раннепермского возраста Р. К. Мур еще в 1936 г. предложил трактовку идеального цикла, вероятно удачную, если она продолжает использоваться геологами. Идеальный цикл Мидконтинента Р. К. Мур также начал со слоя неморского песчаника, за которым следует глинистый сланец с остатками наземных растений, подугольная

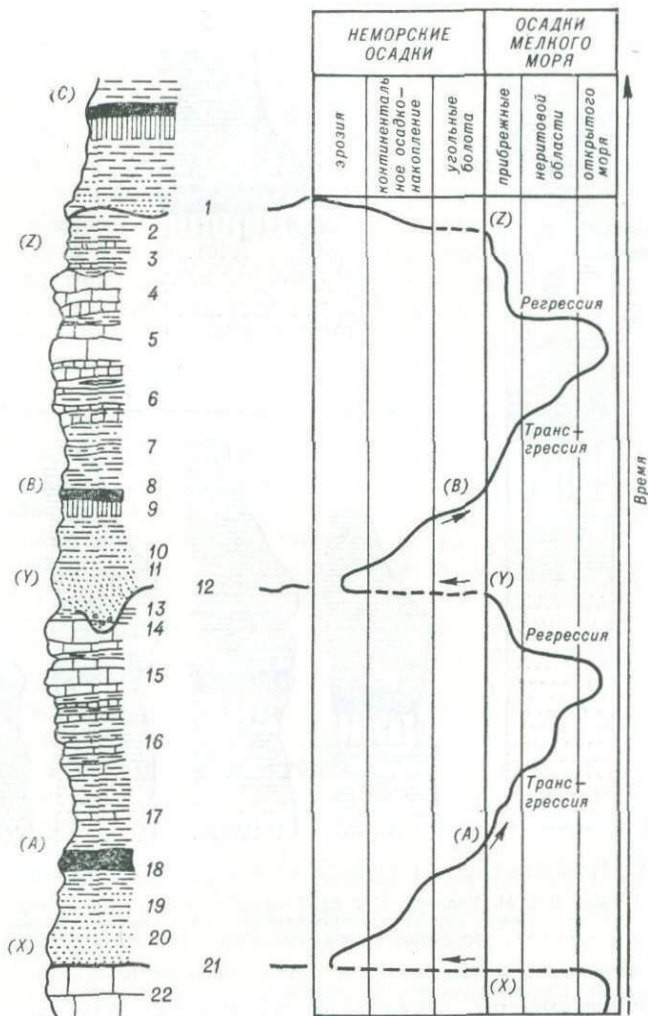


Рис. 44. Разрез пенсильванских отложений Канзаса, Мидконтинент (Р. К. Мур [14]).

1 — поверхность несогласия; 2 — сланец солоноватоводный и неморской; 3 — сланец морской; 4 — известняк водорослевый с остатками прибрежных и солоноватоводных беспозвоночных; 5 — известняк с фауной открытых частей моря, в особенности фузулинид; 6 — известняк песчаный и глинистый с фауной беспозвоночных неритовой области; 7 — сланец морской неморской, обычно песчаный; 8 — каменный уголь; 9 — подугольная глина; 10 — сланец неморской, обычно песчаный; 11 — песчаник неморской; 12 — поверхность несогласия; 13 — сланец морской; 14 — известняк водорослевый с раковинами прибрежных беспозвоночных; 15 — известняк с фауной открытых частей моря, в особенности фузулинид; 16 — известняк глинистый с фауной беспозвоночных неритовой области; 17 — сланец морской с фауной беспозвоночных литорали; 18 — каменный уголь; 19 — сланец неморской, песчаный; 20 — песчаник неморской; 21 — поверхность несогласия; 22 — известняк с фузулинидами.

глина и пласт угля. Затем идут морские отложения, образовавшиеся как в трансгрессивную, так и регрессивную фазу. Отображение этого цикла на реальный разрез хорошо видно на рис. 44,

который мы заимствовали из монографии П. Даффа и др. [14]. От иллинойского цикл Мидконтинента отличается большей симметричностью, так как Р. К. Мур интерпретировал фузулинидовый известняк как кульминационную фазу морской трансгрессии, вслед за которой наступила регрессия бассейна, и вышележащие пласты (исключая уголь) образовались в условиях мелеющего морского бассейна. Еще одна характерная особенность бассейна Мидконтинента — исключительная выдержанность морских известняков, которые уверенно прослеживаются от Оклахомы до Пенсильвании на площади около 200 000 км² [83].

Следует, правда, отметить, что интерпретация циклогенеза в терминах разных фаз трансгрессивно-регрессивного режима не приводит к требуемой детальности воссоздания условий угленакпления. На примере того же разреза (составленного Р. К. Муром) Л. Ф. Ляпот и Дж. Имбри [Laporte L. F., Imbric J., 1964 г.] показали, что для понимания фациальных различий отдельных (в первом приближении схожих) литологических типов пород требуется привлекать данные по текстурам, фаунистическим и флористическим остаткам, конкреционному анализу и геохимии отложений, и тогда станет ясно, что детали этих различий объясняются не крупными фазами трансгрессий и регрессий моря, а изменениями гидродинамического режима бассейна. Иными словами, фазы трансгрессий и регрессий восстанавливаются через фациальный анализ. Мысль эта, впрочем, сколь справедлива, столь и очевидна. Именно так всегда поступали наши ведущие геологи-угольщики: Ю. А. Жемчужников, Г. А. Иванов, А. В. Македонов, Л. Н. Ботвинкина и многие другие, а Ю. А. Жемчужников еще в 1926 г. опубликовал статью, в которой впервые изложил обстоятельный анализ разных морфологических разновидностей косой слоистости и показал, какую информацию это дает для восстановления фациальных условий осадконакопления.

Возвращаясь к идеальному циклу бассейна Мидконтинента, отметим, что если абстрагироваться от фациальной его трактовки, которая применительно к идеальному циклу вообще мало что дает, ибо фациальный анализ базируется на конкретном послойном описании разреза, а не на генерализованных моделях, то можно заметить, что и данный цикл Р. К. Мура, и идеальные циклы других авторов во многом схожи. Они фиксируют последовательность тех литологических типов пород, которые наиболее характерны с позиций режима циклогенеза, что для нашей работы представляет первостепенный интерес.

Действительно, последовательность эта в модели цикла Мидконтинента выглядит следующим образом (снизу вверх): песчаник→глинистый сланец→подугольная глина→уголь→глинистый сланец→известняк. Мы опустили в этом описании мелкие чередования известняков и сланцев в надугольной части цикла. Важно отметить, что для морских бассейнов в любом случае нижняя, подугольная часть цикла оказывается неморской, а надугольная представлена морскими отложениями. Практически ту же последова-

тельность пород использовал и К. Брансон [Branson C. C., 1962 г.] в своей модели идеального цикла Мидконтинента.

Также циклическим переслаиванием морских и неморских осадков характеризуются каменноугольные разрезы Англии, в частности в графстве Йоркшир, где впервые был описан цикл «йордейльского» типа [14]. В отличие от своих американских коллег, английские геологи начинают цикл с породы, фиксирующей, по их мнению, максимальное углубление бассейна, т. е. с морских аргиллитов (сланцев) или известняка. Итак, идеальный цикл йордейльского типа представляется такой последовательностью пород: известняк→сланец→алевролит→песчаник→подугольная глина→уголь→сланец. В таком виде данный цикл, описанный Д. Муром [Moore D., 1960 г.], весьма напоминает цикл донецкого типа, а тот факт, что неморские глинистые отложения и песчаники обладают многими характерными признаками дельтовых отложений (в частности, дельты реки Миссисипи), наводит на размышления и об условиях генерации угленосных циклов Донецкого бассейна.

По поводу условий образования таких циклов были высказаны самые разные соображения. Полагали, что погружение бассейна происходило неравномерно с периодическим отставанием скорости осадконакопления от интенсивности погружения дна, что вызывалось асинхронными по времени и интенсивности колебаниями дна бассейна и прилегающей суши [Brough J., 1928 г.]. Прерывистому погружению области седиментации отдавали предпочтение К. Данем [Dunham K. C., 1950 г.] и Ж. Джонсон [Johnson G. A. L., 1960 г.]. Более сложную модель образования циклов йордейльского типа предложил Д. Мур [Moore D., 1960 г.]. Он считал, что бассейн испытывал постоянное, но неравномерное погружение, в периоды замедления которого формировались дельтовые осадки регрессивной фазы. Высказывались и иные гипотезы, вплоть до изостатического погружения бассейна под весом накапливающихся и непрерывно уплотняющихся осадков [Westoll T. S., 1962 г.]. Мы остановились на этих гипотезах не только потому, что они позволяют иначе отнестись к традиционной для наших геологов гипотезе колебательных движений земной коры, но и, возможно, помогут в выборе важнейших характеристик при оценке механизма циклогенеза применительно к угленосным толщам.

В северо-восточной части каменноугольного бассейна Астурии (Испания) М. Блез с соавторами [Bless M. J. M a. o., 1971 г.] описали характерный угленосный цикл, в котором морские отложения мелющего бассейна постепенно переходят в континентальные и завершаются угольным пластом. Снизу вверх этот цикл выглядит следующим образом. Начинают его авторы слоем известняка черного цвета, насыщенного (особенно в основании) морской фауной. Над ним залегает слой аргиллита также с морской фауной, который постепенно переходит в слойчатый алевролит (или сланец) со слойками толщиной от 1 до 50 мм. Еще выше — слойчатый песчанистый сланец с неморской фауной, на котором залегает грубозернистый песчаник с хорошо окатанной галькой, посте-

пенно переходящий в песчаник с косослойчатыми текстурами. Над этим слоем зафиксирован горизонтально-слойчатый тонкозернистый песчаник с высоким содержанием глинистого материала. Цикл завершается слоем подугольной глины со стигмариями и пластом угля.

Весьма характерны для угленосных отложений лагунно-континентального типа циклы, в которых вместо морского известняка фиксируются морские сланцы или аргиллиты. Устанавливать морское происхождение таких циклов очень непросто, и часто, как, например, в случае угленосных циклов карбона месторождения Джоггинс в Новой Шотландии (Канада), даже детальное изучение не позволяет с полной уверенностью отнести их к морским образованиям [14]. С другой стороны, уже накоплен богатый материал, позволяющий и такие чисто терригенные по составу угленосные циклы трактовать как континентально-дельтовые или лагунные. Такие циклы описаны в намюрских и вестфальских разрезах Англии [Eden R. A., Stewenson I. P., Edwards W., 1957 г.; Robertson T., 1933 г.; Trueman A. E., 1954 г.; Duff P. Mc. L. D., Walton E. K., 1962 г. и др.], в Печорском угленосном бассейне [17] и во многих других местах.

Для намюра Англии характерна следующая идеальная последовательность пород (которую мы составили, опираясь на исследования Р. Идена, Т. Робертсона, А. Трумена, П. Даффа, Э. Уолтона, А. Кларка и других геологов): аргиллит (сланец) → алевролит → песчаник (галечник) → сланец (аргиллит) → подстилающая глина → уголь. Морским образованием в этой последовательности является только первый член. По мнению большинства геологов, изучавших эти отложения, угленосная толща намюра формировалась в условиях морской дельты на очень малых глубинах. Тектонический режим выражался прерывистым погружением области седиментации, в результате чего в бассейн угленакопления периодически проникали морские воды, что зафиксировано тонкими слоями морских сланцев, открывающих этот идеальный цикл. Очень близкий по набору пород цикл описан В. М. Желинским и В. Н. Коробицыной [1977 г.] в средне-верхнеюрских угленосных отложениях Южной Якутии. Мощность единичного цикла 4—50 м. Снизу вверх он представлен следующим чередованием пород: уголь → аргиллит → алевролит → песчаник → алевролит → аргиллит → уголь. Цикл, как видим, симметричен относительно слоя песчаника.

Уже приведенных примеров идеальных циклов вполне достаточно, чтобы убедиться в том, что они не столько фиксируют частоту встречаемости тех или иных последовательностей пород в разрезе, сколько отражают взгляды исследователя на процесс угленакопления в конкретном бассейне. Следовательно, от трактовки этого процесса зависит не только понимание природы угленосных образований, но и расшифровка режима циклогенеза, что для нас наиболее важно. По этой причине целесообразно вкратце остановиться на различных гипотезах, связывающих циклогенез

с динамикой смены фациальных обстановок в бассейне угленакпления.

Сразу отметим, что все существующие на сегодня генетические схемы формирования угленосных толщ во главу угла ставят реконструкцию ландшафтных обстановок прошлого и уже к ним привязывают режим процесса осадконакопления. Поэтому оказываются существенно разными концепции, в основе которых лежит фактический материал по конкретным угленосным бассейнам, ибо каждому из них свойственны и индивидуальная структурно-тектоническая позиция, и вполне определенный набор палеогеографических обстановок осадко- и углеобразования. Единственное, что объединяет все известные гипотезы,— это тектонический фактор циклогенеза, ибо он в том или ином виде присутствует в каждой из них. Правда, этот же фактор наиболее отчетливо и различает: именно по отношению к тектонике все схемы циклогенеза можно разбить на две группы.

К первой относятся гипотезы, в которых тектонике отводится решающая роль при образовании циклического строения угленосных толщ; это *собственно тектонические* гипотезы. В гипотезах второй группы тектонический фактор отодвинут на задний план, он находится как бы за кулисами осадконакопления и только «разрешает» протекание процесса, а сам циклогенез регулируется процессами иной природы. Эту группу гипотез можно назвать *ландшафтно-седиментологическими*.

Среди тектонических гипотез заслуживают внимания две: гипотеза непрерывных колебательных движений земной коры и гипотеза дискретного прогибания дна бассейна седиментации или, как ее обычно называют, гипотеза прерывистого погружения. Ландшафтно-седиментологические гипотезы рассматривают процесс циклогенеза на фоне непрерывного устойчивого прогибания бассейна, а образование циклической повторяемости пород связывают либо с колебаниями климата, либо с эвстатическими изменениями уровня Мирового океана, либо с боковой планацией речных русел, либо с неравномерным уплотнением пород, либо, наконец, с процессами седиментогенеза, скорость которых определяется соотношением интенсивности денудации суши и аккумуляции осадочного материала.

Интересно, что большинство советских и западноевропейских геологов придерживаются тектонических гипотез, а среди американских большей популярностью пользуются гипотезы ландшафтно-седиментологические, хотя, разумеется, это лишь самая общая тенденция, от которой имеется много индивидуальных отклонений. Еще одно замечание, которое необходимо сделать, касается того, что все без исключения гипотезы так или иначе учитывают и тектонический и ландшафтно-седиментологический контроль цикличности, поэтому приведенное их разделение достаточно условно, оно фиксирует лишь фактор, которому отдается предпочтение при расшифровке режима циклической седиментации.

Интересно следующее: любая генетическая гипотеза формиро-

вания циклического строения угленосных разрезов является теоретической надстройкой над той фациальной интерпретацией отложений, которой придерживается исследователь, и если он, к примеру, начинает цикл слоем песчаника, в основании которого фиксируется размыв, и трактует его как «фацию речных русел», а в надугольной части цикла почти вплотную к угольному пласту отмечает морской известняк, то он вынужден предположить медленное обмеление бассейна в регрессивную фазу циклогенеза и затем резкое его углубление, следующее почти сразу за образованием угольного пласта. Естественно, что такую трактовку лучше всего привязать к неравномерным колебательным движениям.

Именно так рассуждал крупный американский геолог-угольщик Дж. М. Уэллер [Weller J. M., 1930, 1956 гг.] при описании условий образования цикличности угленосных отложений Иллинойского и Аппалачского бассейнов пенсильванского возраста, итогом чего явилась его гипотеза диастрофического контроля циклогенеза. Взгляды Дж. М. Уэллера, как отметил Г. А. Иванов [17, с. 304], «... весьма ценные в свое время, как впервые с большой ясностью показавшие циклическое строение угленосных отложений и зависимость последнего от колебательных движений, в настоящее время представляют лишь исторический интерес, отражая один из первых этапов изучения явления ритмичности угленосных формаций. С современных представлений об условиях формирования ритмически построенных угленосных толщ они, естественно, являются уже устаревшими». Почему? Против чего возражают противники взглядов Дж. М. Уэллера? Прежде всего против того, что составляет содержательный базис его концепции: обязательный размыв в основании песчаника, которому к тому же приписывается непременно аллювиальный генезис, и формирование угольного пласта в фазу тектонического покоя [14, 17, 18].

Своеобразной альтернативой гипотезе диастрофического контроля цикличности угленосных отложений явилась гипотеза медленных (почти волновых) движений земной коры, также относящаяся к группе тектонических. С этими движениями связывается цикличность и паралических и лимнических угленосных бассейнов (Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, Г. А. Иванов, Н. В. Логвиненко, А. В. Македонов, М. И. Ритенберг, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков и др.). Причем с разными фазами колебательных движений соотносится не последовательность пород в разрезе, а последовательность фаций, что составляет суть фациально-циклического метода изучения угленосных толщ, разработанного Ю. А. Жемчужниковым [1951 г.].

Согласно этому методу, угленосный цикл — это генетически взаимосвязанный комплекс различных фаций, направленно сменяющих друг друга в период полного колебательного движения. Отсюда следует, что основой выделения и последующей систематизации элементарных циклов является фациальная диагностика отложений, во многом субъективная и далеко не всегда однозначная,

а то, что выделенные таким образом циклы образовались под действием медленных колебательных движений дна бассейна, постулировано Ю. А. Жемчужниковым и не вызывает сомнений как у приверженцев фациально-циклического, так и фациально-геотектонического методов. Действительно, Ю. А. Жемчужников недвусмысленно указал, что колебательные движения «должны отражаться в ритмике осадконакопления, что и имеет место и наглядно представлено в паралических угленосных толщах. Геологический разрез оказывается летописью периодической смены знака тектонических движений — и не только опусканий, но и поднятий» [1958, с. 38].

Сторонники этой гипотезы, таким образом, полагают, что смена фациальной зональности в пределах угленосного бассейна в период образования единичного цикла строго обуславливалась законом Н. А. Головкинского, т. е. медленным погружением дна при накоплении трансгрессивной части цикла и медленным же его подъемом при отложении пород регрессивного ряда фаций. А чтобы объяснить различие фаций трансгрессивного и регрессивного ряда, которое отмечается всеми исследователями и считается твердо установленным фактом, они вынуждены прибегать к гипотетическим рассуждениям о большей скорости опускания в сравнении с поднятием дна, что приводит к не компенсированному осадконакоплением прогибанию и к развитию хемогенной седиментации [Ботвинкина Л. Н., 1956 г.; Жемчужников Ю. А., 1958 г.].

Как видим, отличия этой концепции от рассмотренной выше гипотезы диастрофического контроля угленосной цикличности в большей мере иллюзорные, чем опирающиеся на проверяемые факты. Действительно, как можно доказать преимущество медленных (с незначительными ускорениями) колебаний перед медленными (с отдельными резкими ускорениями) движениями дна бассейна? Никак. А все то, что нельзя проверить, необходимо считать равноправным. К тому же вызывает большие сомнения, что формирование разнообразных ландшафтных типов циклов: лагунно-озерных, морских, лагунных, лагунно-морских, лагунно-заливных и т. п., которых только в среднем карбоне центрального района Донбасса выделяется до 16 типов [Феофилова А. П., 1954 г.], — можно объяснить прямым приложением фациального закона Н. А. Головкинского, т. е. считать их результатом смещения фациальных зон накопления осадка под действием колебательных движений земной коры. Мы знаем, что еще три десятилетия тому назад именно так трактовалась и цикличность флиша [7]. Однако впоследствии от этой схемы применительно к флишу геологи были вынуждены отказаться.

То, что при образовании угленосных циклов происходит последовательное налегание друг на друга осадков различных фаций, весьма правдоподобно, как и то, что слоистость и цикличность угленосных отложений относятся к классу миграционных. Это свидетельствует о справедливости закона Н. А. Головкинского применительно к угленосным циклам, но это вовсе не означает, что

миграция фациальных зон управлялась именно тектоническими осцилляциями. Причины здесь могут быть самыми разнообразными, и, вероятно, никогда не удастся доказать единственность одной из них. Этого, кстати, и не требуется, ибо важнее знать механизм циклического седиментогенеза и на его основе уметь прогнозировать изменение важнейших характеристик угленосных циклов, чем бездоказательно рассуждать о причинах и первоисточниках этого механизма.

Гипотезу прерывистых опусканий, которую также с полным основанием можно рассматривать как один из возможных вариантов тектонических гипотез, предложил П. Прюво [Pruvost P., 1930 г.]. Ее он разработал на материале каменноугольных разрезов Франции, а впоследствии развил, исследуя юрские отложения Англо-Парижского бассейна, расположенного по обоим берегам Ла-Манша. Суть его представлений проста, и в идейном плане они мало чем отличаются от только что рассмотренных гипотез, хотя и имеют по сравнению с ними целый ряд преимуществ. Полагающая, что накопление угля происходит в фазу относительного тектонического покоя, за которым следует новый этап опускания, гипотеза П. Прюво является своеобразным перекидным мостиком от чисто тектонических концепций Дж. М. Уэллера и Ю. А. Жемчужникова к ландшафтно-седиментологическим гипотезам, в которых непосредственно режиму циклогенеза уделяется существенно большее внимание.

Согласно представлениям П. Прюво, осадконакопление в угленосных бассейнах регулировалось не колебательными движениями земной коры, а однонаправленным, но резко неравномерным опусканием дна бассейна, скорость которого иногда превышала скорость накопления осадков. После отложения илов в бассейне (слой подугольной глины) опускание замедлялось или совсем прекращалось на все время образования болот и торфяника. Затем оно возобновлялось с новой силой и торфяник захоронялся под слоем морских осадков — наступала трансгрессивная фаза циклоседиментогенеза.

Итак, основным отличием гипотезы П. Прюво от уже рассмотренных является то, что он отрицал роль колебательных движений в углеобразовании. Это послужило основой для резкой критики его представлений. В 1954 г. Ю. А. Жемчужников писал: «Мы приходим к конечному выводу о том, что цикличность (ритмичность) осадков в Донбассе связана с колебательными тектоническими движениями вниз и вверх, а не с фантастическими прерывистыми опусканиями, выдвинутыми П. Прюво [Pruvost P., 1930 г.] и подхваченными некоторыми нашими учеными, не допускающими столь частых поднятий и опусканий» [Жемчужников Ю. А., 1954, с. 26]. Оценка этой гипотезы не изменилась и впоследствии. Резкое прогибание после образования слоя торфяника «превращается в какой-то чудодейственный скачок, который по неизвестным причинам появляется как раз тогда, когда ему надлежит произойти, чтобы законсервировать угольный пласт» [Жемчужников Ю. А.

и др., 1960, с. 247]. Г. А. Иванов [17, с. 308] отрицание П. Прюво колебательных движений назвал «тормозом в развитии представлений о фациальных и геотектонических условиях осадко- и углеобразования».

И тем не менее повторяем: гипотеза П. Прюво явилась своевременным и прогрессивным шагом в трактовке процессов циклической седиментации, поскольку она дала толчок к пониманию резко неравномерных скоростей процессов, участвующих в циклогенезе угленосных формаций. И дело здесь не в «чудодейственных скачках», которые, разумеется, не имеют места, а в том, что процессы осадконакопления регулируются своими собственными законами, в которых важнейшую роль играют гидродинамика бассейна, а также интенсивность авто- и аллохтонной седиментации, более чувствительные к колебаниям климата, чем к колебательным движениям земной коры, даже если последние и имеют место.

Оценивая в целом группу тектонических гипотез, можно сказать, что их дееспособность будет доказана только тогда, когда удастся чисто дедуктивное предположение о колебательных движениях земной коры проверить фактически, и прежде всего в отношении соизмеримости их скорости со скоростями аккумуляции осадков, т. е. когда удастся доказать, что именно соизмеримые скорости этих процессов приводят к захоронению слоев. Пока же это не доказано, гипотезы этой группы следует отнести к разряду гипотетических предположений, логично объясняющих динамику смены фациальных зон в бассейне угленакопления, но не вскрывающих собственно механизм циклогенеза.

Действительно, если образование угленосных циклов регулируется колебательными движениями земной коры, а дно бассейна испытывает устойчивую тенденцию к погружению (напомним, что только в среднем карбоне Донецкого бассейна отложилась 12—15-километровая толща осадков), то простая арифметика показывает, что в среднем амплитуды погружения должны превышать амплитуды восходящих движений, а следовательно, мощности трансгрессивных частей циклов должны превосходить мощности регрессивной последовательности слоев. Для донецких циклов соотношение, однако, фиксируется диаметрально противоположное. В. С. Вышемирский [1965 г.] подсчитал, что отношение мощности регрессивной части цикла к трансгрессивной приблизительно равняется 1,5. Это означает (если принять гипотезу колебательных движений), что угленосные отложения среднего карбона Донецкого бассейна на 6 км накопились при региональном погружении, а на 9 км — при поднятии.

Как можно объяснить это невероятное соотношение, если встать на позиции гипотезы колебательных движений? Можно, к примеру, допустить большую амплитуду погружения и при этом учесть, что трансгрессивные фации представлены слоем угля, аргиллитами и известняками, т. е. породами, интенсивно уплотняющимися в процессе литификации, а регрессивные — преимущественно породами алевритового и песчаного состава, уплотняю-

щимися совсем в других пропорциях. Тогда общая тенденция к погружению бассейна действительно сохранится, но в то же время отпадет надобность в исходном предположении о разном размахе колебаний земной коры, ибо цикличность угленосных образований можно объяснить физически более достоверным и легко проверяемым фактически механизмом, связанным с неравномерным протеканием процессов устойчивого погружения дна бассейна, с генерацией осадочного материала области питания и дифференцированным уплотнением образующихся слоев. Скорость же колебательных движений земной коры, скорее всего, определяет общий литологический тип разреза, который применительно к угленосным образованиям является отчетливо сублационным, и практически не влияет на режим образования единичных циклов.

Еще одной альтернативой гипотезам колебательных движений земной коры и диастрофического контроля цикличности явились так называемые климатические гипотезы образования угленосных циклов. Авторами одной из них были известные американские геологи Х. Уонлесс и Ф. Шепард [Wanless H. R., Shepard F. P., 1936 г.]. Они связывали частоту появления угленосных циклов с частотами оледенений в Гондване. Очевидными недостатками этой гипотезы являются как полное отсутствие сколько-нибудь достоверных данных о частоте оледенений, которых в одном только каменноугольном периоде должно быть несколько десятков, так и доказанная многими геологами асинхронность образования отдельных циклов на обширной территории [14]. Пока же подобные интерпретации можно отнести к «чисто надуманным», как это справедливо расценил Г. А. Иванов [17, с. 301].

Другая гипотеза, именуемая «прямым климатическим контролем» угленосной цикличности [Beerbower J. R., 1961; Swan D. H., 1964], не связывает прямо частоту оледенений с числом циклов в Иллинойском бассейне. Ее авторы ограничились рассуждениями о периодической аридизации и гумидизации климата. Логика здесь следующая. После образования морских известняков наступала аридизация климата, что приводило к резкому уменьшению растительности на суше и к усилению эрозии обломочного материала, который интенсивно заполнял подводную дельту, — формировался регрессивный комплекс осадков, в завершение которого прибрежная территория заболачивалась и начиналось образование торфяника. Затем следовала гумидизация климата, что приводило к уменьшению эрозии на суше и к резкому замедлению аккумуляции осадочного материала. В условиях погружения бассейна зона угленакопления оказывалась под уровнем моря — начиналось формирование трансгрессивного комплекса пород угленосного цикла. И так далее.

Локальные вариации в строении отдельных угленосных циклов, т. е. их изменчивость в пределах бассейна седиментации, с одной стороны, и невозможность преломить гипотетические тектонические схемы циклогенеза на конкретный региональный материал, с другой — заставили геологов обратиться к причинам более

близким, более тесно увязанным с палеоландшафтными обстановками в период образования угленосной толщи. Так появились гипотезы, условно названные нами ландшафтно-седиментологическими. К ним относятся гипотезы «блуждающих дельт» и «седиментационно-почвенная».

Гипотеза блуждающих дельт детально разработана английским геологом Д. Муром [Moore D., 1958, 1960 г.] на материале йордейльских циклов раннекаменноугольного возраста, развитых в Йоркшире (Англия), и на сопоставлении этих циклов с отложениями дельты р. Миссисипи. В самом общем виде суть его представлений сводится к следующему. На формирование йордейльских циклов основное влияние оказало взаимодействие двух типов обстановок: мелкого эпиконтинентального моря, в котором отлагались известняки, начинающие цикл, и дельты крупной реки. Погружение, согласно Д. Муру, было в целом непрерывным, хотя и неравномерным. В течение полного цикла развития речной системы направление русла менялось и, как следствие этого, дельта как бы блуждала вдоль побережья, поэтому периодически осадки дельтового комплекса отлагались на морских известняках. Продвижение фронта дельты в сторону моря фиксируется наложением песчаников на аргиллиты. Локальные депрессии в пределах дельтовой равнины представляли собой участки, где и возникали «угольные болота», которые, однако, вследствие продолжающегося погружения территории со временем затапливались морем [14]. Так возникал единичный цикл йордейльского типа, начинающийся известняком и заканчивающийся пластом угля. Отдельные детали этой гипотезы, разумеется, могут меняться в зависимости от строения конкретных циклов. Так, можно подключить к ней весьма правдоподобный механизм размыва песчаных баров, окаймляющих морскую лагуну и разрушающихся при активизации гидродинамического режима бассейна [Коперина В. В., 1958 г.].

Гипотеза эта имеет своих сторонников. Еще до Д. Мура, в 1957 г. Г. Ф. Крашенинников писал, что «происхождение угленосных толщ ряда крупных бассейнов СССР не без оснований, по-видимому, связывается с дельтовой обстановкой (Кузнецкий, Кизеловский бассейн и др.)» [1957, с. 181]. С этих же позиций объяснил цикличность ааленских угленосных отложений Дагестана В. Т. Фролов [59]. Он исходил из фациальной невыдержанности элементарных циклов, которую легче всего объяснить блужданием дельты в бассейне угленакопления. Причем, как и Д. Мур, В. Т. Фролов в качестве актуалистического гомолога привлек материал по отложениям дельты р. Миссисипи, наиболее детально изученной. В итоге он пришел к заключению, что для образования цикла дельтового комплекса, по строению и набору генетических типов отложений аналогичного циклам многих угленосных толщ, в которых отмечается чередование континентальных и морских осадков, отнюдь не требуется «привлечение мифических колебательных движений, а достаточно лишь непрерывного прогибания района и поступления терригенного материала в соответствующем

количестве. Ааленские отложения Дагестана, представляющие собой типичную дельту (точнее, систему дельт), всеми особенностями своего строения показывают на условия непрерывного прогибания области седиментации и периодической компенсации опускания осадками, приносимыми реками в большом количестве» [59, с. 120]. После анализа флювиального режима циклогенеза (см. главу 4) действие этого механизма станет более ясным.

В заключение описания генетических схем образования угленосных циклов остановимся еще на одной гипотезе, заслуживающей внимания: гипотезе седиментационно-почвенного контроля циклогенеза, изложенной в монографии П. Даффа и др. [14]. Эта гипотеза является своеобразным дополнением к только что описанной, но в отличие от нее вскрывает — и достаточно убедительно — причины погружения торфяника под уровень моря. Действительно, П. Дафф и др. [14, с. 164] отмечают, что все теории образования угленосных циклов обходят молчанием вопрос о продолжительности накопления торфяника, они как будто подразумевают, что если бы какие-либо внешние факторы, т. е. изменение климата или внезапное увеличение скорости прогибания бассейна, не влияли на процесс роста торфяника, то он мог бы продолжаться неограниченно долгое время. А так ли это? Нельзя ли поставить вопрос иначе: не затопление болота морскими водами прекращало рост торфяного слоя, а напротив, естественное прекращение его роста и приводило к внедрению моря.

После всестороннего исследования этого вопроса П. Дафф и др. [14, с. 165] приходят к выводу, что «развитие растительности, а следовательно, и накопление торфа, вероятно, изменялись во времени таким образом, что торфообразование не могло неограниченно долго компенсировать непрерывное погружение. Трудно с уверенностью сказать, что послужило основной причиной отмирания лесной растительности — климатические флуктуации или изменение характера почв, но данные по Сараваку (дельтовые торфяные болота на северном побережье Калимантана. — С. Р.) свидетельствуют, что для этого могло быть достаточно и одного почвенного фактора». Как видим, для выяснения деталей механизма образования угленосных циклов вовсе не обязательно ссылаться на внешние причины; более надежны и убедительны доводы, почерпнутые из самой системы седиментации. Этой цели и служит гипотеза седиментационно-почвенного контроля цикличности.

Итак, что же общего у всех проанализированных нами вкратце гипотез образования угленосных циклов и что их отличает друг от друга? Общее — обязательный поиск единственной (и, как правило, недоказуемой) первопричины цикличности. И какой бы эта первопричина ни оказалась: тектонической или климатической — обосновывающая ее гипотеза представляет собой логическую цепь правдоподобных, но непроверяемых рассуждений. Это касается и гипотезы диастрофического контроля Дж. Уэллера, и гипотезы колебательных движений земной коры, и климатической гипотезы

Х. Уонлесса и Ф. Шепарда, и, наконец, гипотезы скачкообразного прогибания П. Прюво.

Подобные гипотезы в определенном смысле имеют право на существование, как и всякие такого рода логически выдержанные, но фактически непроверяемые интерпретации ретроспективного плана. Они отражают определенный этап развития науки, когда генетические конструкции фиксируют лишь самые общие характеристики объекта и не учитывают всей сложной взаимосвязи элементов построенной системы. Поиск механизма развития системы заменяется указанием на внешние по отношению к ней причины, играющие якобы решающую роль в ее функционировании. Однако такой подход явно неконструктивен уже хотя бы потому, что он заведомо превосходит методические возможности геологии, и подобные гипотезы следует либо принимать (разумеется, на веру), либо не принимать. Доказывать же преимущества одной из них перед другими — дело абсолютно бесперспективное.

Есть, однако, у рассмотренных гипотез и существенные методические различия. Они касаются прежде всего ландшафтно-седиментологических гипотез, поскольку эти гипотезы в отличие от чисто тектонических конструкций фиксируют внимание на причинах цикличности, предельно приближенных к системе седиментации, а из гипотезы седиментационно-почвенного контроля циклогенеза уже в явном виде следует трактовка механизма погружения слоя торфяника под уровень моря. Следовательно, они дают в руки исследователя более конструктивные генетические схемы, которые позволят в будущем создать и приемлемую для геологов-угольщиков стройную теорию образования угленосных циклов.

Теперь несколько слов об основном противоречии, которое неизбежно возникнет при разработке такой теории. Речь идет о выборе той степени общности рассмотрения проблемы, которая позволит, отталкиваясь от конкретного фактического материала по угленосным бассейнам мира, создать универсальную модель циклогенеза, т. е. теорию в собственном смысле слова (см. Введение). Пока же главным образом пытаются множить локальные теоретические разработки, называя их «теорией образования угленосных циклов Донбасса» или «теорией формирования пенсильванских циклотем Иллинойского бассейна». Так поступают сейчас практически все геологи, объясняя свой подход резкой фациальной изменчивостью циклов в пределах бассейна седиментации, которая, разумеется, определяется местными физико-географическими условиями и чрезвычайно разнообразна. В частности, английские геологи П. Дафф и др. [14] полагают, что если даже такие классические циклы, как иллинойские, характеризуются сильной изменчивостью на площади и фациальной пестротой, и в которых лишь известняки могут служить маркирующими реперами, и то не настолько, чтобы опираться на них при стратиграфической корреляции разрезов, то теория обязана все это учитывать. Они пишут в этой связи: «По-видимому, совершенно неоправданны попытки объяснить наличие многочисленных распространенных на обшир-

ной территории циклотем, каждая из которых состоит из постоянного количества членов, залегающих в определенной последовательности, на основании идеализированных циклов. Факты противоречат этому. Теории образования циклотем, исходящие из такой воображаемой ситуации, обычно приводят к тому, что их авторы пытаются найти выход из многочисленных трудностей, созданных собственной концепцией».

Первым пока цитату, чтобы задать вопрос. А для чего же тогда строить модели идеальных циклов конкретного возраста и конкретного бассейна, как не для того, чтобы выявить общие черты циклогенеза в данном угленосном бассейне и, сравнивая идеальные циклы разных бассейнов, установить общие закономерности, свойственные образованию угленосных циклов вообще? Здесь, по-видимому, авторы противоречат самим себе, ибо все их описания угленосных отложений сопровождаются демонстрацией многочисленных моделей идеальных циклов. Отрицают же их важность при разработке теории П. Дафф с соавторами сознательно, ибо таким путем легче подвести базу под так называемые локальные теории, за которые они ратуют.

Однако продолжим прерванную цитату: «Циклическое строение угленосных толщ пенсильванского возраста действительно существует, но приведенные выше данные указывают на то, что модификации циклов несравненно более разнообразны, чем это обычно предполагают» [14, с. 113]. Это-то и является решающим доводом в пользу того, чтобы пытаться создавать теории иллинойских, аппалачских, йордейльских и тому подобных циклов. Но мы уже указывали, что с методологических позиций подобные теоретические построения не имеют права именоваться теориями, сколь бы детальными и глубокими они ни были, только по одной причине — они не будут обладать необходимой степенью общности, а потому их результаты будут справедливы только для того фактического материала, на котором они базировались. Это — так называемые *замкнутые теоретические конструкции*, и в лучшем случае они могут служить надежной базой для региональных фацальных и палеогеографических реконструкций, отдельные результаты которых окажутся справедливыми и для других угленосных бассейнов и будут использованы в теории образования угленосных циклов.

Позицию английских геологов можно признать справедливой только в одном отношении: если согласиться с тем, что региональная изменчивость угленосных циклов столь велика, что не позволяет экстраполировать результаты изучения конкретных разрезов в другие бассейны, то тем более нельзя для объяснения условий их образования привлекать общие генетические рецепты типа гипотез колебательных движений или скачкообразных прогибаний земной коры. Придется тогда признать, что эти гипотезы не в состоянии объяснить местные вариации циклов.

Фацальная изменчивость циклов на площади, действительно, сильно осложняет выявление общих закономерностей циклогенеза. Но именно она, кстати, послужила основанием для разработки

гипотезы «блуждающей дельты», которая оказалась весьма конструктивной при объяснении именно этого феномена угленосных циклов [Moore D., 1958 г.]. На рис. 45 показан разрез угленосной толщи по р. Чирагчай в Дагестанской АССР. Возраст отложений — аален. В. Т. Фролов [59], изучавший их, считает, что они близки к паралическим отложениям, в частности, Донецкого бассейна. Мощность единичных циклов колеблется от 15 до 30 м. В ущелье р. Чирагчай он выделил шесть циклов, которые проинтерпретировал как образования авандельты. Разрез описан вкрест простирания структур, что позволяет на коротком расстоянии проследить все детали фациальных переходов, а также расщепление (или слияние) и взаимозамещение отдельных циклов. К примеру, двум циклам на востоке (1 и 2) соответствует один цикл на западе (1). В вышележащих отложениях, напротив, — одному циклу на востоке (3) отвечают три цикла на западе (3, 4, 5), что, как считает В. Т. Фролов, свидетельствует о расщеплении пластов в сторону центральной части бассейна. Такое поведение циклов аалена в ущелье р. Чирагчай позволило ему встать на позиции гипотезы блуждающей дельты и весьма правдоподобно восстановить региональные условия образования этих угленосных циклов.

Подобные примеры имеются по каждому угленосному бассейну. Они не являются препятствием к созданию общей теории циклогенеза, ибо дают дополнительное богатый материал для выявления общих закономерностей. Но если пытаться в рамки общей теории втиснуть все нюансы фациальной изменчивости циклов — и в разрезе и на площади, то тогда действительно, как полагали П. Дафф и др. [14], придется безуспешно искать выходы из трудностей, созданных собственной концепцией.

Складывается, таким образом, ситуация, давно известная в науке, но не ставшая от этого более легкой. Речь идет об ограничениях, которые необходимо накладывать на модели разной степени общности. Здесь возможны два крайних случая. Можно ограничиться самыми поверхностными характеристиками угленосной цикличности, например такими, как направленное изменение фациальных обстановок при образовании единичного цикла и поведение гранулометрической кривой, фиксирующей изменение литологии отложений, и, не «залезая в дебри», на этих характеристиках построить модель образования угленосных циклов. Не трудно догадаться, что при этом она окажется предельно общей, практически беспомощной, т. е. сводящейся в своей содержательной части к таким «панацеям», как колебательные движения земной коры или периодические изменения климатических обстановок. Мы уже отмечали, что такие модели не конструктивны и сегодня уже удовлетворить геологов не могут.

В другом случае попытаются учесть все видимые и невидимые, т. е. восстанавливаемые лабораторным путем, характеристики, изучают все нюансы вертикальной и латеральной изменчивости каждого цикла, восстанавливают фациальную картину углеобра-

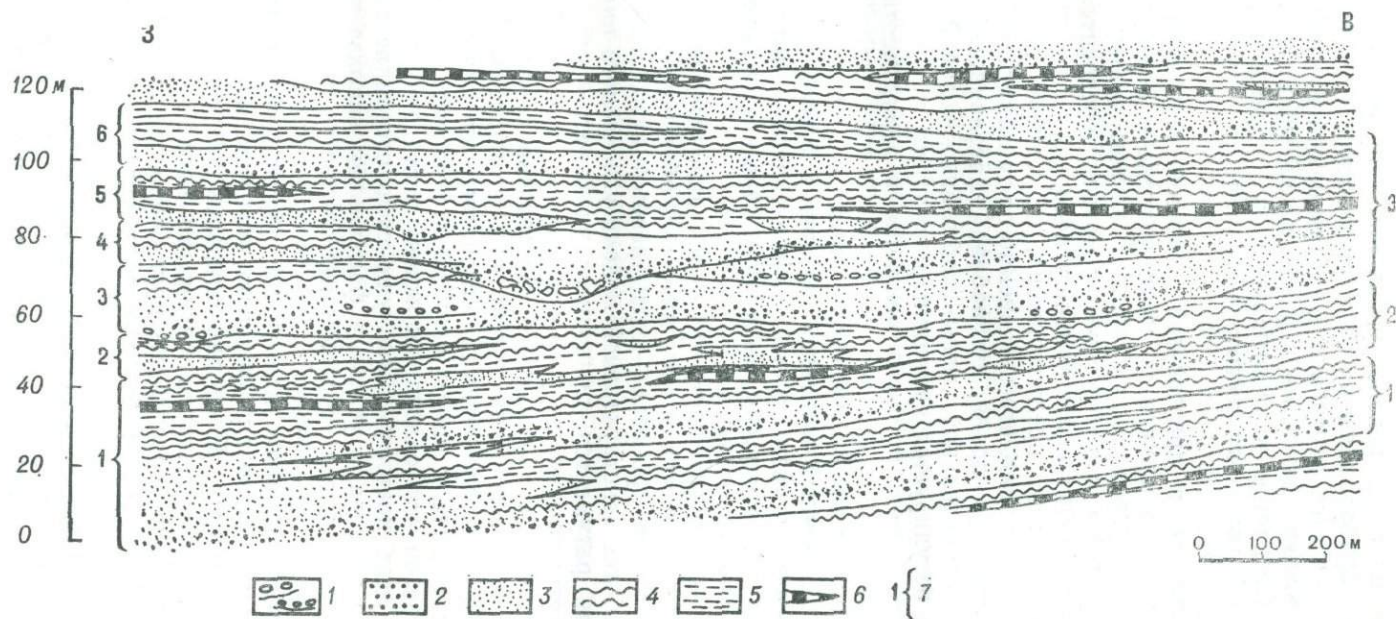


Рис. 45. Разрез части угленосной толщи по р. Чирагчай (Дагестан) [59].

1 — конгломерато-брекчии и гравелиты; 2 — песчаники от грубозернистых до мелкозернистых — отложения речных выносов в море; 3 — песчаники средне-мелкозернистые — отложения морских течений и волноприбойные накопления; 4 — волновые песчаные и алевритовые отложения; 5 — застойные, преимущественно глинистые отложения; 6 — углистые болотные накопления; 7 — номера циклов.

зования, находя место в реконструированном палеоландшафте каждому слою; обрабатывают на ЭВМ результаты сотен анализов. Картина оказывается настолько всеобъемлющей и глубокой, что она не в состоянии уложиться в рамки какой-либо конструктивной модели. Создается парадоксальная, на первый взгляд, ситуация, когда обилие фактического материала не разъясняет, а запутывает суть дела.

Выход, конечно, не в пресловутой «золотой середине», поскольку ее нет, а в принципиально ином подходе к построению модели образования угленосных циклов. В самом общем виде суть его состоит в том, что центр тяжести модели переносится на механизм процесса, а не на поиск причин угленосной цикличности. При этом мы исходим из предположения, на которое имеются достаточно веские основания, что независимо от тектонической позиции бассейна угленакопления, от набора палеоландшафтных обстановок и последовательной смены фациальных условий процесс циклогенеза регулируется принципиально *одним механизмом*, отдельные характеристики которого меняются в зависимости от конкретных сочетаний перечисленных условий. Такой подход уже реализован применительно к флишевому циклоседиментогенезу и даже найден «вещественный носитель» механизма флишевой седиментации — мутьевые потоки разной эффективной плотности. На сегодняшний день дискуссии по поводу генезиса флишевых циклов практически прекратились.

Пример с флишем показывает, что поиск инвариантного возможным палеогеографическим и тектоническим обстановкам углеобразования механизма процесса — единственный путь, могущий привести к разработке конструктивной модели угленосного циклогенеза. При этом, разумеется, приходится учитывать одну важную закономерность: чем проще устроены циклы, тем проще и однотипнее механизм их образования. Достаточно сослаться на ленточные циклы (варвы) и на только что упомянутый флиш, чтобы убедиться в ее справедливости. Угленосные же циклы принадлежат в этом смысле к одним из наиболее сложных, многопородных парагенезов, что сильно осложняет построение модели. На сегодняшний день поэтому важно уже само осознание единственности такого подхода, а успехи в фациальном анализе угленосных отложений, в изучении современных процессов торфообразования, в детальных исследованиях дельтовых комплексов крупных рек и в реконструкции механизма образования полного аллювиального цикла вселяют уверенность, что подобная модель — дело недалекого будущего. Пока же, опираясь на накопленный геологами опыт в моделировании механизма процессов осадконакопления, постараемся очертить тот круг вопросов, которые необходимо учитывать при разработке модели угленосного циклогенеза.

Начнем с несомненных фактов, прямо зависящих от механизма формирования угленосных циклов. Прежде всего, это относительная полнота строения единичных циклов в том смысле, что каж-

дый из них обязан включать комплекс трансгрессивных и регрессивных фаций. Какой бы механизм процесса не был использован, он обязан привести именно к такой направленности в смене фаций. Какие же конкретно фации будут представлены в единичном цикле, зависит от палеогеографических условий его образования. Причем обязательно, чтобы переломная фаза процесса фиксировала континентальные условия (болотные фации), закрепленные в разрезе пластом угля. Рассмотренные нами гипотезы образования угленосных циклов приводят к выводу, что, возможно, наиболее общим механизмом окажется устойчивое (но неравномерное) прогибание дна бассейна седиментации, создающее условия для взаимодействия процессов осадконакопления, протекающих с разной скоростью.

Существен, разумеется, и комплекс физико-географических условий, благоприятных для накопления угленосных отложений. Они чрезвычайно разнообразны. Г. А. Иванов и А. В. Македонов [18] в качестве обязательных считают выполнение следующих требований: а) гумидный климат, б) наличие обильной растительности, в) более или менее выровненная и обширная низменность с затрудненным стоком поверхностных вод и образованием на ней торфяного болота, г) существование длительной фазы роста торфяника, д) наличие в непосредственной близости от торфяного болота крупного озера или берега моря, которые периодически способны затоплять торфяник без его размыва. Эти условия в большей мере фиксируют среду углеобразования, в которой реализуется механизм циклогенеза, чем сам механизм. Однако их следует иметь в виду, и при разработке по крайней мере качественной модели они должны учитываться.

Очень важен факт асимметричного строения большинства угленосных циклов, что выражено в больших мощностях пород, представляющих регрессивные фации, сравнительно с редуцированной трансгрессивной частью цикла. Причем не исключено, что эта асимметрия не имеет прямого отношения ко времени протекания процесса в разные фазы циклогенеза (трансгрессивную и регрессивную), которое в первом приближении может оказаться одинаковым, а отражает лишь асимметрию реализации, т. е. асимметрию самого угленосного цикла. Связано же это с резко различными скоростями седиментации песчаных пород, составляющих значительную часть мощности регрессивной части цикла, и глинистых. За время отложения 1 см неуплотненного ила глинистой размерности образуется слой песка мощностью несколько метров. Если же учесть еще резко неравномерное уплотнение этих пород, то различие в мощностях окажется еще более разительным.

Хорошо известны эмпирически подмеченные закономерности строения угленосных циклов, выражающиеся, в частности, в наличии зависимости между мощностью угольного пласта и мощностью вмещающего его цикла. На материале отложений самарской свиты Западного Донбасса В. Ф. Шульга [1972 г.] подсчитал, что при мощности угольного пласта более 0,6 м мощность

цикла изменяется в пределах от 4 до 9 м. Если же циклы имеют мощность меньше 4 и более 9 м, то угольный пласт оказывается тоньше. Аналогичная тенденция для донецких циклов отмечена М. Т. Кучеренко и др. [1967 г.], для чечумской серии Ленского бассейна — Н. В. Ивановым [1963 г.], для верхнедуйской свиты Сахалина — А. Б. Гуревичем [1970 г.]. Причем это не означает, что она справедлива только для проанализированного материала. Видоизменяясь количественно, в качественном отношении указанная тенденция сохраняется практически для всех угленосных образований. Связь эта в общем виде является нелинейной, т. е. рост мощности угольного пласта происходит вместе с увеличением мощности элементарного цикла лишь до некоторого предела (он как раз и меняется в угленосных разрезах разных бассейнов), после которого повышение мощности элементарного цикла уже не сопровождается повышением мощности угольных пластов.

Причина этого явления интерпретируется более наглядно, если несколько видоизменить оцениваемую зависимость, т. е. считать связь между мощностью угольного пласта и отношением мощности глинистых пород к мощности песчаных, залегающих под пластом угля [Trueman A. E., ed., 1954 г.]. Чем больше это отношение, тем больше в среднем и мощность пласта угля. Объясняется это, по-видимому, ограниченным временем роста торфяника и сильным уплотнением илов, которое приводило к тому, что создавались благоприятные условия и для формирования торфяного слоя относительно большей мощности. Если к тому же добавить, что степень, а главное, скорость уплотнения очень сильно зависят от литологического состава переслаивающихся пород, то не исключено, что фактор уплотнения может оказать влияние и на механизм циклогенеза*. П. Дафф и др. [14, с. 163] справедливо заметили, что «затопление под влиянием уплотнения осадков и вызванного им погружения могло происходить как в пределах морского края дельты, где оно обуславливало вторжение морских вод, так и в верхней части дельты, заливавшейся пресными водами, в результате чего и таким путем могли формироваться расщепленные циклы».

В главе 1 мы уже отмечали, что характерным признаком типично внутриплитных циклов являются их резкая индивидуализация, пестрота литологического состава и значительные мощности; это позволяет каждый такой цикл считать эквивалентным свите местной шкалы. Образуются они в результате трансгрессий моря, развивавшихся достаточно длительное время и с небольшой скоростью. Циклы же, которые характеризуются частой повторяемостью в разрезе в пределах одного генетического типа отложений, индивидуализированы в значительно меньшей степени, они похожи друг на друга и последовательностью пород, и набором текстур, и фаунистическими комплексами. А что касается угленосных циклов, то независимо от того, что по мощностям они сравнимы

* Различные модели этого процесса приведены в монографии автора [44].

с внутриплитными циклами, они так же как и циклы других генетических типов толщ, характеризующихся циклической повторяемостью, как бы наследуют своеобразный *седиментационный «генетический код»* и потому во многих отношениях схожи между собой. Это-то и позволяет строить генетические модели циклогенеза каждого такого типа отложений, в том числе и угленосных.

Кроме всего прочего «похожесть» угленосных циклов свидетельствует о том, что механизм циклогенеза во все время его действия реализуется со значительной скоростью на фоне столь же быстрого погружения бассейна. В большей мере это касается паралических толщ, накапливающихся на границах плит в условиях активного растяжения, но не утрачивает своего значения и для толщ лимнических, формирующихся во внутриплитных бассейнах также в условиях растяжения земной коры.

Галогенные (соленосные) циклы

Для геологии характерно одно примечательное противоречие: чем лучше и детальнее изучен объект, тем больше споров идет по поводу его генезиса. Не составляют исключения и соленосные толщи. Действительно, несмотря на более чем столетнюю историю их исследования, до сего дня не решен даже такой кардинальный вопрос, как глубина галогенеза. По-прежнему идут жаркие споры между сторонниками лагунной гипотезы и гипотезы глубинного генезиса ископаемых соляных толщ. Нельзя считать решенным и вопрос о режиме образования соленосных циклов. По всем этим проблемам нам предстоит высказать и свою точку зрения.

В изучение соленосных толщ, или, как их часто называют, галогенных формаций, огромный вклад внесли работы А. И. Дзенс-Литовского, М. А. Жаркова, А. А. Иванова, С. М. Корневского, В. И. Седлецкого, В. И. Созанского, М. П. Фивега, Дж. Л. Уилсона, А. Л. Яншина и многих других как отечественных, так и зарубежных ученых.

А. А. Иванов и Ю. Ф. Левицкий [16] построили своеобразный ряд «галогенной значимости» периодов фанерозоя. Первое место в этом ряду вне конкуренции принадлежит пермскому периоду, в течение которого формировались наиболее крупные месторождения ископаемых солей. По некоторым оценкам (например, [Фивег М. П., 1955 г.]) не менее 90—95 % общего запаса калийных солей связано с пермскими галогенными формациями. Это, прежде всего, Верхнекамское месторождение в СССР кунгурского возраста; цехштейн ФРГ, разрез которого имеет мощность 1200 м и содержит крупные пласты каменной соли; пермские отложения в штате Техас (США), соленосная часть которых имеет мощность более 600 м. Далее в этом ряду идут неогеновый, девонский, кембрийский, юрский, меловой, палеогеновый, каменноугольный, ордовикский и силурийский периоды.

Как видим, соленакопление характерно для всех систем фанерозоя. Но это, однако, не означает, что процесс образования солей

непрерывен во времени. Собственно галогенез реализовался лишь в отдельные века, изменяясь в количественном отношении и претерпевая качественные эволюционные изменения в вещественном составе образующихся солей. А. Л. Яншин, М. А. Жарков и Ю. П. Казанский [1977 г.] отмечают, что от кембрийского периода нах единственно сульфатными осадками были гипсовые, а в соледо каменноугольного включительно во всех эвапоритовых бассейнодных бассейнах отлагались (и то эпизодически) только хлоридные калийные соли: сильвиновые и карналлитовые. И лишь начиная с пермского времени появились другие типы галогенных пород: сульфатно-магниеые (кизеритовые) и калийные сульфатные и сульфатно-магниеые (полигалитовые, леонитовые и др.). Затем, вплоть до неогена, вновь во всех солеродных бассейнах идет только хлоридное соленакопление, а из сульфатных пород фиксируется гипс. И наконец, в неогеновом периоде началась новая эпоха калийно-сульфатной седиментации с появлением новых видов пород сульфатно-натриевого и содового ряда.

Все это касается изменений в вещественном составе галогенных пород. Нас же в первую очередь интересует циклическая структура соленосных разрезов, которая определяется существенно иными факторами и которая поэтому не претерпела серьезных изменений во времени. Для того чтобы глубже понять механизм циклогенеза при формировании соленосных толщ, необходимо: а) рассмотреть строение элементарных соленосных циклов, б) проследить направленную смену комплексов пород (формаций) в стратиграфической последовательности, в) проанализировать связь галогенного седиментогенеза с карбонатонакоплением, г) оценить в целом режим формирования соленосных толщ.

Хорошо известно, что галогенный седиментогенез как бы наслелует результаты биогермного осадкообразования, которое, будучи строго компенсационным, приводит к эпизодической изоляции бассейна галогенной седиментации и к затуханию гидродинамической активности в этом бассейне. Оба эти процесса таким образом тесно взаимосвязаны, и эта взаимосвязь с некоторыми вариациями фиксируется при образовании всех известных типов морских галогенных формаций [Седлецкий В. И., Бойко Н. И., Деревягин В. С., 1977 г.]. Отшнурованные рифовыми постройками лагуны могут фиксироваться как на платформах, так и в краевых прогибах и межгорных впадинах. Такая разная тектоническая позиция, как и при образовании угленосных толщ, предопределяет лишь разные мощности разреза, разный состав пород, входящих в соленосный цикл, но не изменяет принципиальную структуру единичного цикла, формирующегося в трансгрессивно-регрессивном режиме, что и фиксируется соответствующей последовательностью пород.

За пределами бассейна собственно соленакопления, или, как не совсем точно это иногда называют, — по периферии солеродного бассейна, устанавливается довольно сложная взаимосвязь соленосных образований с синхроничными им толщами. Часто регрес-

сивной фазе циклогенеза в пределах соленосного бассейна соответствует перерыв в морском осадконакоплении за его пределами. Перерыв этот либо не представлен осадками, либо характеризуется прослоями континентальных отложений [Кузнецов В. Г., 1972 г.].

Приведем ряд конкретных примеров соленосных циклов. В галогенной формации булае-ангарского времени (ранний кембрий), развитой в верхнем соленосном этаже на юге Иркутского амфитеатра, Г. М. Другов, В. С. Исакова и В. А. Панаев [1970 г.] выделяют шесть седиментационных циклов: тунгуселловый, псевдотерасписовый, надпсевдотерасписовый, поднамановый, намановый и наднамановый. Циклы имеют примерно одинаковое строение. Базальная часть представлена породами преимущественно доломитового состава, что трактуется авторами как прибрежные фации бассейна пониженной солености. Средняя часть циклов выражена породами сульфатно-соленосного ряда, что указывает на максимальную соленость бассейна. В верхней части циклов — породы карбонатно-сульфатные и терригенные. Режим солености в это время стал неустойчивым. Циклы завершаются частичным размывом слоев, появлением так называемых ритмитов, которые, скорее всего, следует трактовать как ватты — осадки приливно-отливной зоны.

В таком виде цикл оказывается трансгрессивно-регрессивным, и так же должен трактоваться режим его образования. Цикличность галогенных формаций характеризуется не столько тем, что она многопорядковая (многопорядковой является цикличность и ряда других генетических типов слоистых толщ), сколько различными режимами образования циклов разных порядков. Так, годичные циклы сопоставляются с хроногенным режимом циклогенеза, полный седиментационный цикл галогенных образований — с трансгрессивно-регрессивным режимом, а собственно соленосный — с регрессивным. Именно по этой причине галогенная цикличность рассматривается в этом разделе главы, хотя многие геологи (см., например, монографию «Периодические процессы в геологии» [38] и библиографию в этой книге) безоговорочно соотносят соленосные отложения с регрессивным режимом.

Как трансгрессивно-регрессивный описывает полный седиментационный цикл галогенных формаций и М. М. Грачевский [23]. В его понимании этот цикл выглядит следующим образом (снизу вверх): карбонат (известняк или доломит) → базальный ангидрит → галит → калийные соли → кроющийся ангидрит → аргиллит → карбонат. Легко видеть, что из этого генерализованного (идеального) цикла выводятся и циклы верхнего соленосного этажа Иркутского амфитеатра. Можно поэтому заключить, что в целом найдена удачная последовательность пород. Дж. Л. Уилсон [53], не отрицая наличия в верхней части цикла терригенных пород, считает, что основной полный эвапоритовый цикл чаще всего завершается калийными солями.

Большинство геологов, изучавших соленосные отложения, в отличие от своих коллег, занимающихся угленосными формациями,

единодушны, по крайней мере, в том, с чего должен начинаться полный соленосный цикл. За основание цикла они принимают карбонатные породы (известняки или доломиты), фиксирующие трансгрессивную фазу циклогенеза, а заканчивают цикл породами регрессивной фазы, чаще ими оказываются сульфатно-карбонатные и терригенные отложения.

На юге Сибирской платформы вскрывается сероцветная карбонатно-соленосная толща, которая вместе с ограничивающими ее снизу и сверху красноцветными формациями представляет единый комплекс осадконакопления [Цахновский М. А., 1970 г.]. Полный соленосный цикл в этих отложениях представлен всего четырьмя элементами: доломит→ангидрит (гипс)→каменная соль→ритмит. Автор отмечает, что полных соленосных циклов в разрезе не более 20%. Чаще других выпадают ангидриты, а наиболее устойчиво встречающиеся породы — это доломиты и каменная соль; нередки циклы, состоящие только из них.

Классический набор пород, характерных для соленосных образований, фиксируется в циклах бассейна Парадокс (центральная часть штата Юта, США) пенсильванского возраста. Снизу вверх полный соленосный цикл выглядит следующим образом: известняк→доломит→ангидрит→галит→ангидрит→доломит→известняк. Это, безусловно, идеализированная модель, строго симметричная относительно пласта каменной соли, но и в реальных разрезах бассейна Парадокс многие циклы очень близки к этой модели [Herman G., Barkell C. A., 1957 г.]. Мощность единичных циклов — десятки метров. Всего же в соленосной формации бассейна Парадокс выделяется 29 циклов, в том числе 28 включают пласты каменной соли, достигающие мощности 130 м.

Не всегда соленосные циклы симметричны, и часто, как уже отмечалось, оказываются двучленными. Именно такого характера цикличность описана в разрезах галогенной свиты среднего миоцена Среднеараксинской впадины [Иванов А. А., Кириков В. П., 1967 г.]. Она залегает на пестроцветной молассовой свите позднеолигоценно-раннемиоценового возраста, а перекрывается трансгрессивно залегающими пресноводными и морскими песчано-глинистыми отложениями разданской свиты. Галогенная свита разбивается на четыре толщи: ангидритовую, соленосную, соленосных глин и гипсоносную. Интересующая нас соленосная толща имеет мощность до 1100 м и сложена ритмичным чередованием пластов каменной соли и глин. Глины отчетливо соленосные, в них отмечена примесь ангидрита, карбонатов и песчано-алевритового материала. Пласты каменной соли содержат NaCl от 76 до 98%, их мощность 60—70 м. Интересен факт резко неравномерных мощностей глинистых слоев: от 1—2 см до 30—35 м, свидетельствующий, по всей вероятности, о частой смене фациальных обстановок седиментации при устойчиво сохраняющемся аридном климате и режиме соленакпления.

Сходным образом устроены и циклы девонской соленосной формации Лукас (Мичиган, США). Полный цикл включает по-

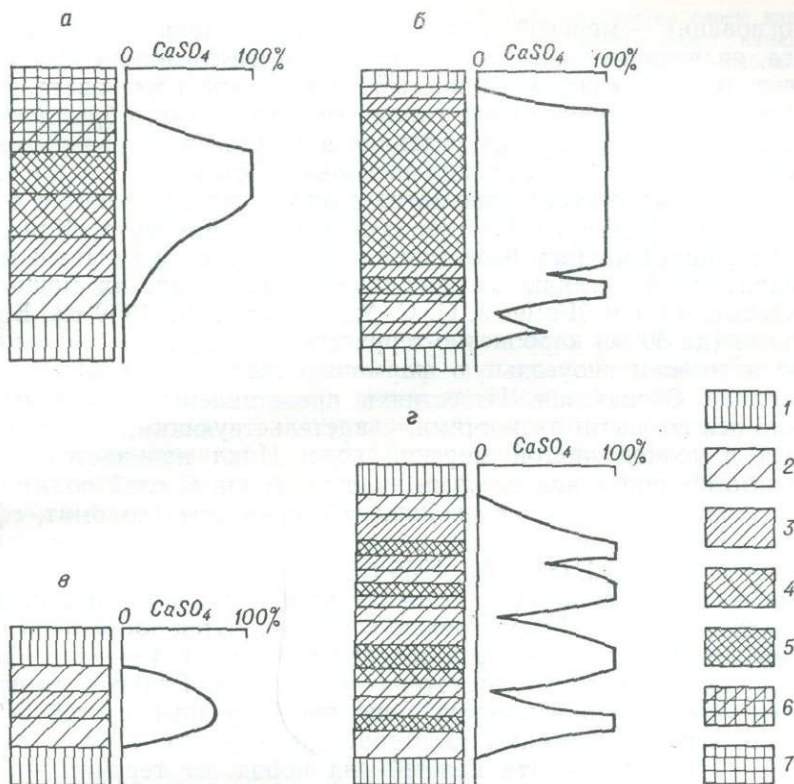


Рис. 46. Изменение содержания ангидритов в разных типах циклов (а-с) формации Лукас (W. D. Haney, L. I. Briggs [73]).

1 — доломит или известняк; 2 — нодулярный ангидрит или кристаллы ангидрита в доломите; 3 — сетчатый ангидрит; 4 — переслаивание ангидрита и доломита; 5 — чистый ангидрит; 6 — переслаивание гипса и ангидрита; 7 — гипс.

роды (снизу вверх): доломит → ангидрит → гипс → ангидрит → доломит [Haney W. D., Briggs L. I., 1964 г.]. Циклы имеют мощность от 1 до 45 м. Авторы выделили четыре вида циклов, различающиеся содержанием сульфатных пород (рис. 46). Детальные фациальные реконструкции бассейна Лукас позволили им прийти к выводу о мелководно-морском генезисе этой соленосной формации.

Очень часто галогенные отложения не содержат пластов солей, хотя и сохраняется режим циклогенеза, характерный для соленосных образований. В этом случае отмечаются карбонатно-ангидритные или карбонатно-терригенно-ангидритные циклы. Они всегда мелководные и отмечают изменение условий седиментогенеза в сторону аридизации климата.

В формации Блейн пермского возраста (Оклахома, США) У. Хэм [Ham W. E., 1960 г.] описал циклы следующего строения.

В основании — морской доломит, который покрывается слоем гилса, являющимся наиболее мощным элементом цикла. Выше залегает тонкослойчатый глинистый сланец красного цвета. Венчается цикл зеленоцветными глинистыми сланцами, образовавшимися в прибрежно-морских условиях в регрессивную фазу циклогенеза. Мощности таких циклов несколько метров.

Двучленные известняково-ангидритные циклы описаны в верхнедевонской формации Стетлер (провинция Альберта, Канада). Цикл начинается слоем известняка или доломита, а заканчивается ангидритом. Это также мелководные образования, их мощность не превышает 1 м [Fuller J. G. C. M., Porter J. W., 1969 г.]. Более мощные (до 30 м) карбонатно-терригенно-ангидритные циклы слагают нижнекаменноугольную формацию Мэдисон на юго-востоке провинции Саскачеван. Известняки представлены оолитовыми и илисто-пеллетовыми разностями, свидетельствующими об их отложении в мелкой чистой морской воде. Цикл начинается слоем глинистого сланца, над которым залегает мощный слой оолитового известняка, постепенно переходящего в глинистый доломит, сформировавшийся в литоральной обстановке. Венчается цикл слоем ангидрита [Fuller J. G. C. M., 1956 г.].

Легко заметить общие и отличительные черты строения описанных выше циклов. Общим, прежде всего, являются достаточно полное выражение циклогенеза в соленосных циклах, имеющих большую мощность, и почти симметричное строение. Главной же отличительной чертой оказывается существенно разный состав пород в циклически построенных галогенных формациях. Если в одних случаях мы имеем почти полный ряд пород: от терригенных до сульфатных, то в других циклы состоят преимущественно из хемогенных образований. Соответственно толщи первого типа можно считать гетерогенными, а второго — гомогенными.

Для того чтобы глубже уяснить механизм циклогенеза применительно к образованию соленосных циклов и оценить диапазон палеогеографических обстановок, в которых он реализуется, необходимо проследить изменение породного состава и циклической структуры толщ, формирующихся в бассейне седиментации до основного этапа соленакопления и после него.

Очень интересные стратиграфические и латеральные взаимоотношения соленосных отложений с карбонатными и терригенными толщами отмечаются в Иркутском бассейне, где соленакопление связано с раннекембрийской эпохой. Вообще на территории Сибирской платформы кембрийские соленосные толщи развиты широко, особенно в центральных и южных районах [Жарков М. А., 1966 г.]. На юго-западе платформы соленосные толщи нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия подстилаются и перекрываются красноцветными терригенными толщами. Эти замещения осуществляются постепенно: сначала соляные и сульфатные породы начинают переслаиваться с красноцветами, а затем полностью ими замещаются.

В Иркутском амфитеатре соленосная формация расчленяется на мотскую, усольскую, бельскую, булайскую и ангарскую свиты нижнего кембрия и литвинцевскую свиту среднего кембрия [16, 23]. Наиболее соленасыщенными являются усольская, а также верхи бельской и ангарской свит. Остальные части разреза сложены главным образом карбонатными и сульфатно-карбонатными породами. Собственно соленосные свиты характеризуются отчетливо выражен-

ным циклическим строением. Седиментационный цикл начинается слоем известняка, часто водорослевого, или доломита, выше которого — пласт каменной соли. В ряде случаев между ними фиксируется слой ангидрита небольшой мощности. Мощности циклов достигают 140—150 м, хотя часто встречаются циклы мощностью менее 10 м. Естественно, что в соленасыщенных циклах большую часть мощности составляет пласт галита.

М. М. Грачевский и Г. Ф. Ульмишек [23] отмечают, что по периферии бассейна соленосная формация нижнего кембрия обрамляется разновозрастной карбонатной формацией без галогенных пород. Причем галогенные породы фациально замещаются сначала сульфатно-карбонатными, а затем карбонатными, а сам переход к карбонатной формации фиксируется на очень коротком расстоянии, что скорее всего объясняется наличием барьерного рифового обрамления, отделявшего солеродный бассейн от открытого моря.

В каких же условиях и в каких бассейнах мог реализоваться процесс соленакопления, приведший к достаточно разнообразным в литологическом отношении типам седиментационных циклов, но в которых, однако, фиксируется определенная *конструктивная общность*, связанная с единой тенденцией в изменении последовательности пород в цикле? Геологи единодушны в ответе на этот вопрос, все они указывают три основных типа бассейнов, связанных с разными тектоническими структурами: крупными синеклизами платформ, краевыми прогибами и межгорными впадинами. В палеогеографическом отношении эти бассейны подразделяются на два типа: морские и континентальные. Основные противоречия во взглядах начинаются, когда пытаются дать более детальную палеогеографическую привязку галогенеза и обосновать свою трактовку режима циклической седиментации при образовании соленосных толщ.

Еще М. П. Фивег [1955 г.] справедливо отметил, что большие мощности соляных пород, образовавшиеся за сравнительно короткие промежутки времени, говорят о том, что морские солеродные бассейны должны были располагаться в исключительно лабильных, интенсивно погружавшихся участках земной коры. Причем если считать, что соленакопление компенсировало нисходящие движения дна бассейна седиментации, то их скорость должна быть очень велика — 3—5 см в год.

Не обсуждая пока, сколь реальны названные цифры, заметим, что бассейны соленакопления тяготеют к платформенным впадинам по периферии крупных плит (Северо-Американская, Прибалтийская и др.), к так называемым предгорным краевым прогибам (Предуральский и др.), к грабенообразным впадинам (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская и др.) и к межгорным котловинам. С современных позиций такими лабильными участками земной коры могут являться районы, непосредственно примыкающие к границам литосферных плит, где фиксируется интенсивное растяжение коры, сопровождающееся повышенным тепловым потоком, либо, напротив, к активным окраинам субдуцирующихся плит. Такие режимы благоприятствуют интенсивному прогибанию бассейна, которое при аридном климате и относительно ровном ландшафте создает предпосылки для реализации галогенного циклогенеза. Р. Н. Валеев и С. М. Корневский [1977 г.] справедливо

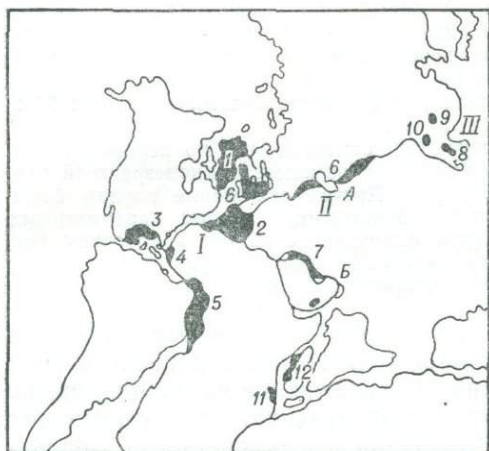


Рис. 47. Мегазоны мезозойского морского соленакопления [50].

Мегазоны: I — Атлантическая, II — Альпийская (подзоны: А — Северная, Б — Южная), III — Восточно-Азиатская; соленосные регионы: 1 — Северо-морский, 2 — Пиренейско-Атлантический, 3 — Примексиканский, 4 — Сенегальский, 5 — Бразильско-Западно-Африканский, 6 — Кавказско-Среднеазиатский, 7 — Аравийско-Месопотамский, 8 — Коратский, триасовый, 9 — Сычуаньский, триасовый, 10 — Хендуашанский, раннемеловой, 11 — Танзанийский, раннеюрский, 12 — Мадагаскарский, триасовый (поздне-триасовый?).

отметили, что галогенные формации образуются в пределах структур земной коры, которые являются пограничными компенсационными участками растяжения и оконтуриваются весьма протяженными зонами глубинных разломов.

Уже давно геологи, специализирующиеся на изучении соленосных образований, так же как и их коллеги, занимающиеся угленосными толщами, пришли к выводу, что существует определенная зональность в расположении главных узлов соле- и угленакопления. Однако если эту закономерность соотносить с современным расположением материков, то она оказывается практически неинтерпретируемой. Прежде всего, не удастся увязать современную географическую привязку этих зон с палеоклиматической зональностью. И лишь когда геология приняла на вооружение мобилистскую модель строения земной коры, картина стала более наглядной. Например, зональность палеозойского соленакопления в свете палеомагнитных данных и раскола континентов оказалась тесно увязанной с широтной климатической зональностью. М. А. Жарков [1977 г.] в свете этих данных показал, что в пермский и девонский периоды существовал только один пояс эвапоритовой седиментации, а в кембрии, возможно, и не было эвапоритовых поясов, а соленосные осадки накапливались в крупных изолированных бассейнах в условиях аридного климата.

Мезо-кайнозойское соленакопление связывают с раскрытием Атлантики в течение полного цикла распада мегаконтинентов на отдельные плиты, которые в свою очередь дробились на щиты, массивы и блоки. К такому выводу пришли Ж. Путо, К. Ле Пшон, И. Ф. Дивью, И. М. Бирд, Н. М. Джиноридзе, С. М. Корневский, П. Н. Кропоткин, В. И. Раевский, В. Е. Хаин и многие другие геологи. На рис. 47 показана реконструкция взаимного расположения материков к концу палеозоя, на эту схему нанесены контуры распространения мощных мезозойских соленосных отложений. Это исследование осуществил В. И. Созанский [50], и он

же показал, что крупные районы соленакопления тяготеют к крайним частям современных и древних материков. Районы эти образуют три мегазоны: субмеридиональную Атлантическую, субширотную Альпийскую и Восточно-Азиатскую. Вполне возможно, что если бы удалось столь же надежно восстановить взаимное расположение материков в отдельные периоды палеозоя, то удалось бы выявить и наглядно продемонстрировать зональность соленакопления, свойственную и этим периодам.

Не останавливаясь более детально на этих вопросах, отметим, что привязка бассейнов соленакопления к рифтогенезу, к зонам растяжения земной коры дает возможность глубже уяснить и структуру самих бассейнов галогенеза, и их взаимосвязь с морскими акваториями, и, что для нас наиболее важно, оценить механизм циклического седиментогенеза, который во многом должен быть схож с механизмом формирования угленосных циклов.

Если соленакопление может реализоваться только в условиях жаркого сухого аридного климата, который в целом должен рассматриваться как своеобразный фон, лишь предопределяющий протекание процесса, но не отражающийся на его механизме, то тектонический режим определенных геоморфологически выраженных структур в сочетании с гидродинамическими процессами в бассейне и физико-химическими особенностями наполняющей его воды являются теми необходимыми факторами, которые и диктуют механизм галогенного циклогенеза. Само строение солонных циклов, в которых последовательность пород строго упорядочена (от нормально-морских карбонатных через сульфатные и хлоридные к терригенно-карбонатным) подсказывает, что садка солей чередуется с отложением осадков в условиях аэрируемых вод нормальной солёности. Следовательно, возможны два предположения: либо бассейн соленакопления во все время образования галогенных отложений существовал независимо от океана, был строго изолирован, либо периодически такая связь осуществлялась, а изоляция бассейна устанавливалась только на время образования соляных пород.

В первом случае, чтобы объяснить появление в разрезе известняков с морской фауной, придется допустить периодическое опреснение морской воды; найти же достойные аргументы, чтобы это допущение не выглядело беспочвенной фантазией, не удастся. Второе предположение обосновывается легче, и не потому, что оно внешне выглядит более логичным, а на основании детальных палеогеографических и эколого-литологических реконструкций крупных бассейнов соленакопления геологического прошлого.

Эти реконструкции показали, что солеродные бассейны должны быть частично изолированы от открытого моря каким-либо порогом, что дает возможность убедительно объяснить увеличение концентрации рассолов. Такой порог может быть выражен морфологически и представлять собой цепочку барьерных органогенных рифов или песчаных баров, а может и не выражаться морфологически: это так называемые гидродинамические барьеры. Правда,

второй способ изоляции бассейна выглядит менее реальным уже хотя бы потому, что геологический материал не дает возможности для его контроля. П. Дафф и др. [14] взаимосвязь солеродных бассейнов с морской акваторией считают надежно обоснованной, она, по их мнению, заслужила «всеобщее признание».

Возможно, однако, что одних порогов, изолирующих солеродный бассейн от океана, недостаточно, чтобы объяснить такую резкую разницу в солености вод даже в период *относительной* изоляции бассейна. Вероятно, взаимосвязь с океаном была более сложной и осуществлялась через так называемые промежуточные бассейны. А то, что такое предположение не лишено оснований, доказывают детальные палеогеографические исследования цехштейна. М. П. Фивег [1956 г., с. 103—104] отмечал, что «наличие промежуточных бассейнов между солеродным бассейном и открытым морем в достаточно четкой форме впервые было выявлено при изучении палеогеографии германского цехштейна, особенно при обнаружении самостоятельных солеродных бассейнов Гессен-Тюрингского и Нижнерейнского». Этой же позиции придерживается и А. Л. Яншин [68], который твердо убежден в том, что соленакопление шло в специфических бассейнах с совершенно особым гидродинамическим режимом, которые сообщались с океаном через ряд длительно существовавших полуизолированных промежуточных бассейнов.

Такое сочленение солеродного бассейна с океаном объясняет особый гидрохимический режим его воды и садку солей в определенную фазу циклогенеза, но еще не проясняет возможность образования мощных соленосных толщ. Для этого необходим режим устойчивого прогибания дна бассейна, причем не на локальных его участках, а на большой площади, чтобы морские воды нормальной солености могли проникать в промежуточные бассейны, а в отдельные моменты времени — и в сам солеродный бассейн. Зоны растяжения на окраинах литосферных плит, а также вторичный внутриплитный рифтогенез дают основание считать это предположение достаточно обоснованным. В пределах краевых прогибов, в зоне интенсивного мантийного разогрева, создавались наиболее благоприятные условия для длительного устойчивого прогибания дна бассейна. В сочетании с аридным климатом района это приводило к накоплению мощных соленосных толщ, в которых и седиментационные циклы характеризуются более полным выражением и значительными мощностями. Классическим примером толщ такого типа может служить кунгурская соленосная толща Соликамского бассейна Предуралья. На Сибирской платформе в кембрийский период соленакопление происходило как в краевых прогибах, так и во внутренних слабо погружающихся областях платформы [Жарков М. А., 1966 г.] .

Итак, по аналогии с угленосными образованиями попробуем сформулировать условия, необходимые и достаточные для накопления соленосных толщ. Во-первых, аридный климат. Во-вторых, наличие геоморфологически выраженной депрессии, характеризую-

щейся режимом устойчивого прогибания. В-третьих, достаточно выровненный окружающий ландшафт и отсутствие притока в бассейн пресных речных вод. В-четвертых, эпизодическая связь соленодного бассейна с открытым морем. В-пятых, определенный гидрoхимический режим вод бассейна и наличие благоприятных физико-химических условий для осаждения солей. В-шестых, почти полное отсутствие гидродинамической активности, по крайней мере в период соленакпления. В-седьмых, незначительное поступление в бассейн терригенного материала. Только совместная реализация всех этих условий может привести к образованию соленосных циклов.

И все же остается один вопрос, с которого мы начали описание галогенных циклов: на каких глубинах происходит накопление солей? Вопрос этот первостепенной важности и в плоскости рассматриваемой в данной книге проблемы циклогенеза осадочных образований, ибо от его решения во многом зависит и конечная модель механизма циклической галогенной седиментации.

На этот счет существуют две точки зрения. Одна связывает соленакпление с мелководными обстановками, другая — с глубоководными. Первая восходит к середине прошлого столетия, к баровой гипотезе К. Оксениуса, согласно которой все соляные озера являются реликтами некогда отшнуровавшихся при регрессии моря лагун [68]. Она импонировала своей кажущейся простотой и наглядностью. Действительно, достаточно обратиться к материалам по современному седиментогенезу в зал. Кара-Богаз-Гол, чтобы ее обоснования и выводы показали вполне убедительными и правдоподобными. Наличие современного гомолога геологических процессов прошлого всегда облегчает построение генетических гипотез, но они от этого не становятся истиной.

Впоследствии мелководность морских бассейнов соленакпления подробно обосновывалась одним из крупнейших специалистов по геологии галогенных образований А. А. Ивановым. Его поддерживали Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, М. Г. Вальяшко, Ф. Лотце и многие другие. А. А. Иванов был настолько убежден в правильности своей концепции, что еще в 1960 г. писал: «Не подлежит сомнению, что солеродные водоемы отличаются небольшими глубинами. Это положение, вполне очевидное для современной эпохи, можно думать, всегда имело место в соляных водоемах и прошлых геологических эпох» [16, с. 157]. Остается, правда, неясным, какие именно глубины имеются в виду; скорее всего, первые метры или первые десятки метров. Такой же почти позиции придерживается Н. В. Логвиненко [38], который утверждает, что и на Русской платформе и на территории Западной Европы соленакпление происходило согласно с теорией баров, но в очень крупных эпиконтинентальных морях. С крупными лагунами, по размерам превосходящими все известные в настоящее время, связывал соленакпление и Н. М. Страхов [1956 г.].

Как видим, общим у сторонников лагунно-баровой гипотезы является незначительная батиметрия поверхности соленакпления,

а сам процесс рассматривается как строго компенсационный по отношению к прогибанию дна. Такая позиция в целом не противоречит отмеченной нами структурно-морфологической связи солеродного бассейна с открытым морем. Единственно уязвимые места этой концепции — полная компенсация осадконакоплением прогибания дна бассейна, причем компенсация обязательно *синхронная* прогибанию, и полное игнорирование механизма процесса циклогенеза.

Альтернативой лагунно-баровой гипотезе выступила гипотеза глубинного накопления солей. Ее выдвинул в 1940 г. Н. П. Герасимов, но наибольший вклад в ее развитие внесли исследования А. Л. Яншина, который последовательно на протяжении более 20 лет доказывает несостоятельность лагунной гипотезы. Число сторонников гипотезы глубинного образования солей неуклонно растет. Сейчас ее положения разделяют такие ученые, как М. М. Грачевский, М. А. Жарков, В. Г. Кузнецов, Д. В. Наливкин, Т. А. Ошакпаев, В. И. Созанский, Г. Ф. Ульмишек и др.

Основные положения этой гипотезы разрабатывались с учетом отмеченных нами уязвимых мест лагунно-баровой гипотезы, т. е. прежде всего обосновывалось несовпадение максимумов прогибания дна бассейна и времени накопления солей, а так как это несовпадение требовало специальных доказательств, то пришлось уделить внимание и механизму процесса. Как это часто бывает, некоторые сторонники этой гипотезы не удовлетворились тем, что в начальную фазу соленакопления процесс был некомпенсационным и лишь по завершении отложения солей впадина оказывалась компенсированной осадконакоплением, а предположили даже иной источник солей — глубинный [50; Ошакпаев Т. А., 1977 г.], полностью игнорируя тем самым необходимость объяснения с этих позиций всех тех фактов, которые непреложны для соленосных разрезов: очередность отложения солей разного состава, годовые слои в мощных пластах каменной соли, отложение солей в регрессивную фазу циклогенеза и т. д. Скорее всего, необходимость в подобных экстраполяциях отсутствует, тем более что противоречия между обеими гипотезами легко сглаживаются, если не придерживаться крайних позиций.

Действительно, проанализируем основные положения гипотезы глубинного генезиса солей. Они сводятся к следующему. В трансгрессивную фазу циклогенеза в бассейне нормальной солёности формировались карбонатные отложения: известняки и доломиты. Глубина бассейна составляла несколько десятков или первые сотни метров. Затем, после изоляции бассейна от открытого моря, солёность воды постепенно повышалась и формировались сульфатные породы. Ко времени начала соленакопления бассейн еще представлял собой не компенсированную осадками депрессионную впадину, которая вследствие заметного превышения скорости соленакопления над скоростью прогибания дна интенсивно мелела, заполняясь солевой рапой. По мере приближения слоя рапы к поверхности воды интенсивность соленакопления падала и, наконец,

оно совсем прекращалось. Далее формировались породы регрессивной фазы циклогенеза, скорость накопления которых оказывалась сопоставимой со скоростью прогибания бассейна.

А. Л. Яншин [68], обосновывая основные положения этой гипотезы, справедливо отмечал, что если бассейн соленакопления считать мелководным во все время накопления солей, то тогда скорость прогибания, чтобы бассейн успевал принимать отложившуюся соль, должна доходить до 10 см в год, что абсолютно не реально ни для краевых, ни тем более платформенных прогибов. Даже с позиций тектоники литосферных плит, уже накопившей информацию о скоростях перемещения плит, цифры эти следует считать завышенными в 3—5 раз. Отсюда следовал неизбежный вывод о том, что глубина бассейна соленакопления должна определяться не скоростью отложения солей, а соотношением этой скорости со скоростью накопления подсолевых пород. А это соотношение и приводит к значениям 50—60, редко 150—200 м (возможно, к несколько меньшим) для глубины солеродной депрессии перед началом осаждения солей. А. Л. Яншин [68, с. 12] делает вывод, что «все морские солеродные бассейны представляют собой типичный пример некомпенсированных прогибов, а отложение в них солей соответствует времени очень быстрой компенсации этих прогибов, быстрого заполнения их осадками. Поэтому по мощности соляных толщ нельзя делать выводов о величине синхронного прогибания».

Итак, как видим, разногласия касаются не трактовки условий формирования соленосных толщ и даже не режима циклогенеза, а только глубины и способов отложения пластов соли. Эти вопросы, хотя они и имеют большое значение для суждения о динамике циклогенеза и интенсивности смены ландшафтных обстановок во время образования седиментационного цикла, все же должны решаться с привлечением физико-химических расчетов, которые и могут дать ответ на вопрос о критических глубинах и температурах воды, при которых еще возможно осаждение солей.

Посмотрим, каким же образом можно трактовать режим галогенного циклогенеза и главное — режим повторяемости элементарных циклов в разрезе, что фиксируется сменой сульфатных пород регрессивного ряда карбонатными, с которых и начинается трансгрессивная фаза циклогенеза. В данном случае трансгрессия означает не начало нового этапа погружения бассейна, а проникновение морских вод в ранее изолированную от моря солеродную депрессию, которое вызвано либо эвстатическим повышением уровня океана, либо более интенсивным, чем осадконакопление, прогибанием прибрежной зоны моря вместе с прилегающей сушей. Второе допущение более правдоподобно, так как оно касается только скоростей накопления ангидритов и перекрывающих их терригенно-карбонатных пород и не требует привлечения еще одного неизвестного — периодически повторяющихся глобальных вариаций уровня Мирового океана, регулярность которых должна была бы фиксироваться и синхроничными циклами других генетических типов толщ. Доказать же это чаще всего невозможно [14, 69].

В других терминах, проникновение морских вод в солеродный бассейн приводит к его периодическому «опреснению», что и фиксируется последовательностью пород в соленосном цикле.

Некоторые геологи различают даже два типа «опреснения»: начальный, или доломитовый, характеризующий в основном базальные части седиментационных циклов, и конечный, или ритмитовый, фиксирующийся в верхней части циклов — в период интенсивного обмеления бассейна, в котором опреснение осуществлялось благодаря притоку поверхностных вод с прилегающей суши [Другов Г. М., Исакова В. С., Панаев В. А., 1970 г.]. Эти процессы по существу и определяли режим повторяемости элементарных циклов в разрезе, который в соответствии с принятой нами терминологией может быть назван сложнопериодическим.

Что же касается процессов, регулирующих порядок следования пород в пределах единичного цикла, то мы их уже вкратце описали при изложении гипотезы глубинного генезиса солей. Следует лишь подчеркнуть одну примечательную особенность галогенных циклов: в их составе почти отсутствует терригенный материал, что безусловно связано не только с существованием жаркого и сухого климата в период соленакпления, но и с выровненным рельефом прилегающей суши и с отсутствием речного стока в солеродный бассейн. На эту особенность галогенных формаций обращали внимание многие геологи, а имеющуюся незначительную долю терригенного материала вполне резонно связывали или с временно существовавшим поверхностным речным стоком, или с процессами эолового переноса [16]. Этот вывод подтверждается и при изучении процессов современного соленакпления, в частности в зал. Кара-Богаз-Гол. А. И. Дзенс-Литовский и Г. А. Васильев [1961 г.] установили, что пласты донных солей зачастую оказываются разделенными тонкими прослоями гипсово-карбонатных и терригенных илов с каспийской фауной. Ясно, что осадконакопление не может столь быстро реагировать на ничтожные по амплитуде колебания дна и, скорее всего, это связано с трансгрессиями Каспийского моря, вызванными климатическими причинами. Эти же авторы отмечают, что за последние 10—12 тыс. лет зафиксировано четыре трансгрессии и четыре регрессии Каспийского моря, которым в Кара-Богаз-Голе соответствуют четыре горизонта илов и четыре пласта солей.

Прямым подтверждением достаточной обоснованности приведенной нами схемы циклогенеза галогенных образований могут считаться данные по скоростям отложения солей. Конечно, эти данные справедливы постольку, поскольку справедлив вывод о годовых циклах седиментации в пределах мощных соляных пластов (они будут описаны нами в главе 3). Как будто нет пока оснований сомневаться в интерпретации этой микроцикличности соляных пластов. Дж. Л. Уилсон [53] приводит на этот счет такие данные. В Саскачеване (Канада), в бассейне Илк-Пойнт мощность пласта каменной соли «Прерия Галит» достигает 200 м, а в цехштейне ФРГ зафиксированы пласты мощностью до 500 м.

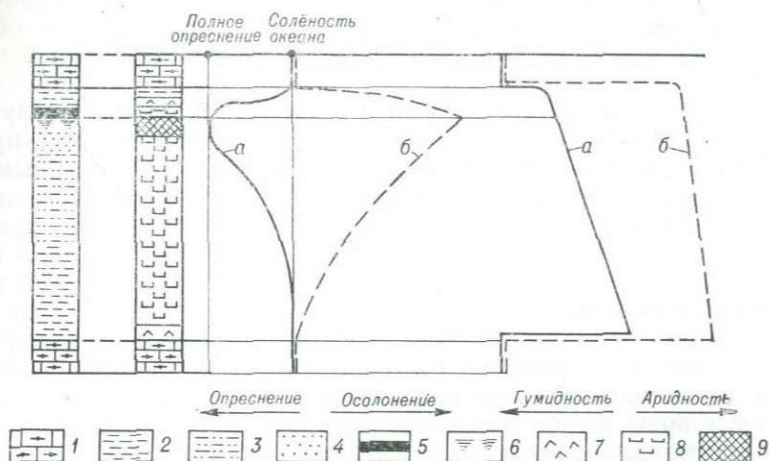


Рис. 48. Сопоставление условий циклогенеза угленосных (а) и соленосных (б) образований ([23], с упрощениями).

1 — битуминозные известняки и сланцы; 2 — глины; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — уголь; 6 — почвенный слой; 7 — ангидриты; 8 — каменная соль; 9 — калийная соль.

Галит часто слоист и «замусорен» терригенными глинистыми прослоями, отражающими сезонную ритмику соленакопления. Тщательный подсчет их показал, что 200 м пласта «Прерия Галит» образовались за 4000 лет, а 500 м цехштейновой соли — за 10000 лет. Дж. Л. Уилсон делает из этого справедливый вывод о глубоководном генезисе каменной соли, так как сопоставление этих скоростей со скоростями накопления подсолевых пород приводит к заключению, что в противном случае прогибание дна бассейна должно было проходить со скоростью 5 см в год, что по любым оценкам, как уже отмечалось, представляется нереальным. Аналогичные подсчеты проводили М. П. Фивег [1955 г.], А. Л. Яншин [68] и многие другие геологи. Все они пришли к тому же выводу. А. Л. Яншин [68, с. 9], к примеру, показал, что «период концентрации солей в солеродных бассейнах был достаточно длительным, и в этот период осадконакопление в них происходило со скоростью, в десятки раз меньшей скорости самого соленакопления. Это обстоятельство очень важно для правильного суждения о глубине солеродных морских бассейнов», а также о механизме галогенного циклогенеза, — добавим от себя.

В заключение остановимся на общих чертах механизма циклогенеза угленосных и соленосных отложений. Несмотря на очевидные различия в вещественном составе седиментационных циклов этих формаций, обусловленные главным образом резко несхожими климатическими условиями; несмотря на то, что последовательность ландшафтных обстановок, фиксирующая направленную

смену фаций в период образования цикла, также резко различна, тем не менее и структура единичного цикла угленосных и соленосных образований, и механизм циклогенеза имеют много общих черт. Достаточно посмотреть на рис. 48, чтобы убедиться в справедливости этого вывода.

Действительно, и угленосный и соленосный циклы образуются в результате взаимодействия процессов седиментогенеза, протекающих с резко неравномерными скоростями, с интенсивным погружением дна бассейна. А сам бассейн и в том и в другом случае располагается в зоне активного растяжения земной коры, приуроченной либо к пассивным окраинам литосферных плит, либо к зонам внутриплитного рифтогенеза. Кроме того, и угленосный и соленосный циклы многокомпонентны, что является достаточно уникальным свойством среди толщ, характеризующихся многократным повторением в разрезе элементарных седиментационных циклов. Чаще всего они, как известно, состоят из двух-трехкомпонентных циклов (варвы, флиш, моласса и т. п.).

Многокомпонентность означает, что при образовании такого рода циклов участвует несколько разнотипных процессов, последовательно сменяющих друг друга при формировании цикла и вновь повторяющихся (с определенными вариациями) при реализации следующего цикла. Так, при формировании угленосного цикла последовательно сменяют друг друга морское осадконакопление, аллювиальный седиментогенез в условиях погруженной речной дельты, рост и отмирание торфяника. При образовании же соленосного цикла прибрежно-морская седиментация в условиях хорошо аэрируемой морской воды нормальной солености сменяется седиментацией в солеродном отстойнике, а та в свою очередь — приливно-отливным осадконакоплением или седиментацией из временных поверхностных водотоков. Никакие другие генетические типы толщ, повторяем, не отличаются таким устойчивым сохранением полифациального циклогенеза.

Следовательно, режим образования угленосных и соленосных циклов схож с точностью до механизма процесса. А потому модель, ориентируемая на восстановление характеристик периодичности циклогенеза, оказывается приложимой и к угленосным и к соленосным отложениям [Македон И. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С., 1981 г.]; только исходные характеристики в модели, разумеется, будут разными.

3

Глава

ЦИКЛЫ МУТАЦИОННЫХ РЕЖИМОВ

ХРОНОГЕННЫЙ РЕЖИМ

Если удастся установить более или менее точную зависимость режима седиментации от времени, то формируемые при этом циклы мы условимся соотносить с *хроногенным* режимом циклогенеза. Генетическое разнообразие таких циклов невелико: в хроногенном режиме формировались ленточные циклы (варвы), галогенные сезонные циклы, ритмиты и, наконец, океанические циклы (без турбидитов). В такой последовательности мы их и рассмотрим.

Ленточные циклы (варвы)

Впервые эту микроциклическую последовательность в древних глинистых отложениях обнаружил известный шведский геолог Г. Де Геер еще в конце XIX в. В 1910 г. он дает ей название «варва» (varve), т. е. сезонные осадки; под этим названием она и укоренилась в мировой геологической литературе. Уже в названии этих отложений были закреплены их интерпретация и открывавшиеся широкие возможности по оценке времени формирования ленточных глин. Поэтому варвы привлекли к себе внимание многих известных геологов. В разные годы ленточной циклическостью занимались Р. Андерсон, Е. Антевс, Ю. А. Жемчужников, К. К. Марков, Б. В. Перфильев, Н. И. Семенович, В. Б. Шостакович и другие ученые.

Под ленточным циклом (варвой) обычно понимают пару слоев тонкодисперсных осадков, имеющих мощность доли миллиметра и образованных в результате сезонной седиментации. Некоторые геологи, занимающиеся изучением главным образом современных осадков, считают, что не всякую сезонную ритмическую слоистость можно именовать «ленточной», а лишь такую, в которой различия между смежными слоями только гранулометрические [47]. Другие же полагают, что варвами являются все виды сезонной слоистости, которые образуются и в гляциальных, и в озерных, и в морских, и в эвапоритовых осадках [Anderson R. Y., 1964 г.].

По характеру строения цикла варвы подразделяются на диатектические — с уменьшением зернистости от основания к кровле, что

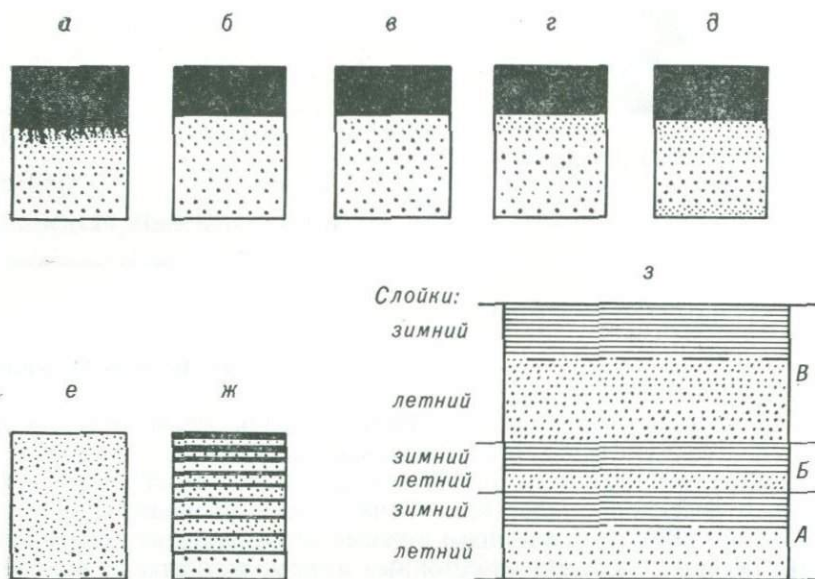


Рис. 49. Наиболее характерные виды ленточных циклов [14].

Варвы: *a-d* — диатектические (*a* — характеризуются утонением обломочного материала вверх по разрезу; *b* — то же, резкий контакт с подстилающим слоем; *в* — очень незначительное утонение обломочного материала, резкий контакт между слоями; *г* — тонкий грубозернистый прослой в середине летнего слоя; *д* — тонкая переходная зона в основании слоя, представленного обломочным материалом, постепенно утоняющимся вверх по разрезу), *e* — симметрические, *ж* — сложные; *з* — строение ленточного цикла [66] (*A, B, B* — различные соотношения между летними и зимними слоями).

характерно для пресноводных озер, и симметрические — с неизменным гранулометрическим составом, что чаще всего наблюдается в осадках солоноватоводных бассейнов. Кроме того, различают простые варвы и сложные, в которых под микроскопом хорошо различимы микроразрывы. Все эти разновидности варв показаны на рис. 49. По генезису их можно разделить на меканогенные, био-генные, хемогенные и диагенетические, что само по себе свидетельствует о том, что все же не всякую ритмическую слоистость можно связывать с сезонной седиментацией. Вопрос оказался более сложным, чем это представлялось на заре изучения ленточных глин.

Исследование ленточных циклов имеет большое значение для решения многих вопросов геологии. Еще Б. В. Перфильев [1952 г., с. 334] справедливо отметил, что в иловых отложениях «получают свое тонкое отражение колебания климата из года в год. Необходимо только уметь находить и научиться читать эти непрерывные записи природных самописцев». Кроме задач абсолютной геохронологии изучение ленточных циклов дает возможность решать многие вопросы палеогеографии и тектоники, а также прояснять генетические проблемы, связанные с прогнозом месторождений полезных ископаемых озерного генезиса [Шостакович В. Б., 1944 г.; Чернов В. К., 1947 г.; Жемчужников Ю. А., 1963 г.].

Итак, главным «вещественным носителем» ритмической седиментации сезонного типа являются озерные глины. Кроме них ленточные циклы описаны в карбонатных осадках (мергелях, известняках, доломитах), в кремнистых породах (диатомитах, кремнистых сланцах), в граптолитовых и горючих сланцах, в сапропелитах, галогенных породах и т. п. Обнаружены ленточные циклы и во многих районах Мирового океана [27]. Однако, повторяем, не всякие ленточные циклы являются варвами, т. е. согласно определению Г. Де Геера — сезонными осадками. Встречаются ленточные циклы, связанные с мелкомасштабной флуктуацией гидродинамических характеристик водного потока, с отложениями суспензионных потоков и т. п. Поэтому сезонный характер такого рода циклов должен обосновываться специально. Для этого существуют определенные характеристики, которые позволяют надежно соотносить ленточные циклы с варвами.

Главными из них являются внутренняя структура цикла и характер границ между слоями. В типичных варвах отмечается постепенный переход от летнего, более светлого и более крупнозернистого по составу слоя, к зимнему, более темному и более тонкодисперсному. Верхняя же граница зимнего слоя резкая и сравнительно ровная. Правда, более рельефно эти признаки проявлены в варвах пресноводных озер, а в осадках солоноватоводных озер они менее четкие; еще труднее выделять варвы в современных морских осадках. Кроме того, признаки сезонной седиментации прямо зависят и от среднегодовой температуры: чем она выше, тем признаки эти выражены менее четко. Недаром, классические варвы обнаружены в ледниковых озерах, входящих на значительном удалении от края питающего их ледника. Г. Де Геер назвал такие варвы «микродистальными».

Типичные варвы пресноводных озер зафиксированы практически во всех озерах перигляциальной зоны, а также в дочетвертичных озерных глинах. В осадках Ладожского озера ленточные глины встречаются не только в позднеледниковье, но и в голоцене, когда ледник уже отступил с юго-восточной части Балтийского щита [47]. Та же картина наблюдается и в Онежском озере. Ленточные глины здесь залегают в основании всего разреза донных отложений. Причем детальные наблюдения показали, что мощность зимних лент значительно больше летних. Летние глинистые слои белесовато-серые, иногда буроватые от примеси окислов железа, зимние же серые, иногда буровато-серые. Н. И. Семенович [48] установил, что мощность годовой пары лент (варвы) уменьшается от основания колонки к поверхности приблизительно в 7 раз, что несомненно связано с постепенным потеплением климата и удалением края питающего ледника к северу.

Варвы алевро-глинистого состава описаны в озерных отложениях серии Талчир, штат Андхра-Прадеш (Индия) [Bose U., Shakraborti S. N., 1974 г.]. Разрез серии Талчир представлен напластованием (снизу вверх) зеленых алевролитов, ленточных глин и песчаников от тонко- до среднезернистых, постепенно переходя-

щих в вышележащие песчаники Баракара. Ленточные глины обладают типичной диатектической текстурой с характерным циклическим чередованием пары лент. Нижняя лента сложена тонкими алевролитами (летний слой), постепенно переходящими в глины (зимний слой). Мощность варвы около 1 мм, она резко варьирует как по разрезу, так и по простиранию, что свидетельствует о том, что в озерном водоеме в период образования ленточных глин действовало слабое донное течение, которое все же перераспределяло оседавшие глинистые и алевроитовые частицы.

В солоноватоводных районах в условиях аридного климата также формируется сезонная ленточная цикличность. Она описана, в частности, в верхнеюрских карбонатных отложениях хр. Каратау, которые из-за обилия органических остатков и характерной стратификации получили название «рыбных сланцев» [Полянский Б. В., Долуденко М. П., 1978 г.]. Отложения карабастауской свиты мощностью 270—300 м лежат здесь со стратиграфическим несогласием на терригенных (в нижней части угленосных) отложениях ранне-позднеюрского возраста. В основании свиты отмечен горизонт конгломератов (20 м), который по простиранию быстро выклинивается. «Рыбные сланцы» — тонкослоистые карбонатные отложения мощностью 60 м — приурочены к верхней части карабастауской свиты. В них выделяются варвы карбонатного состава. Нижний слой — это тонкозернистые светло-серые доломиты мощностью 0,1—0,2 мм; верхний представлен темно-серой глинисто-кальцитовой породой с большим количеством углистого детрита и обломков известняка, его мощность 0,1—0,5 мм. Авторы связывают образование этих варв с сезонной седиментацией в солоноватоводном озере.

Очень часто в составе ленточных циклов отмечается правильное чередование слоев из органического вещества (зимний период седиментации) со слоями минерального состава (летний период). Мощность таких варв очень мала: от 0,025 до 0,4 мм [14]. Так устроены глинистые сланцы девонской формации Дженеси (штат Нью-Йорк, США), глинистые сланцы формации Ганнибал миссисипского возраста (Иллинойс, США), песчаники Хартсхорн пенсильванского возраста (Оклахома, США) [Bradley W. H., 1931 г.]. Такое же строение имеют ленточные циклы и в ряде современных морских бассейнов: в эстуарии р. Клайд в Шотландии [Mooge R. C., 1931 г.], в заливах Адриатического моря [Seibold E., 1958 г.], в Черном море (черные эвксинские илы) [Архангельский А. Д., Страхов Н. М., 1938 г.]. Органические слои во всех случаях интерпретируются как зимние накопления отмерших планктонных организмов — диатомей и динофлагеллат.

П. Дафф и др. [14, с. 204] высказали предположение, которое частично подтвердилось позднейшими наблюдениями. Они допустили, что «варвы, в состав которых наряду с минеральным входит прослой органического вещества, могут формироваться только в анаэробной или близкой к ней среде. Если же в придонных водах наблюдается обилие свободного кислорода, то бентонные ор-

ганизмы быстро уничтожают тонкую слоистость, а органическое вещество окисляется. Хотя такие варвы могут формироваться на любой глубине, видимо, чаще они возникают там, где высока продуктивность органики, а именно в мелких прибрежных водах и шельфовых морях или в районах, испытывающих воздымание. Как правило, в минеральных слоях в таких варвах не отмечается отсортированной слоистости, что отличает их от ленточных циклов озерно-ледникового генезиса.

Высказывались разные предположения по поводу факторов, благоприятствующих формированию варв в современных морских условиях: и теплый влажный климат, и обилие кислорода в придонном слое, благодаря чему интенсивно развивается органика, способствующая образованию ритмической ленточной слоистости. Однако в процессе изучения донных осадков океана постепенно выяснилось, что ленточные циклы встречаются и в холодных и в теплых водах, и в морях с сероводородным заражением придонного слоя, и там, где это заражение отсутствует. Это, разумеется, не означает, что все эти факторы незначимы при сезонной седиментации. Скорее всего, как уже отмечалось, колебания климата определяют своеобразный седиментационный фон, а сам механизм образования ленточных циклов управляется локальными причинами, которые к тому же зависят друг от друга, и в соответствии с местными условиями определяющей оказывается одна из них.

Действительно, ленточные глины описаны в современных арктических морях [Сакс В. Н., 1962 г.], в плейстоценовом разрезе Финского залива, на Кольском полуострове и в низовьях Енисея. Морская солоноватоводная среда затушевывает гранулометрические различия зимних и летних слоев, зато более четкими становятся различия биологические. И. Д. Данилов [1978 г.], тщательно рассмотревший проблему полярного литогенеза, пришел, в частности, к выводу, что ленточная слоистость свойственна холодноводным отложениям закрытых морских бухт, заводей, а также удаленных от берега открытых шельфовых пространств и океанического ложа.

С другой стороны, варвы описаны и в морях иных климатических зон. Е. Зейбольд [Seibold E., 1958 г.] в узком заливе Адриатического моря вблизи о. Млет обнаружил на глубине 20 м характерную стратификацию донных осадков ленточного типа, которая им также интерпретировалась как сезонная. Отмечены варвы и в фиордах Сааних-Инлет (Колумбия) на глубине более 120 м. Придонные слои обогащены здесь сероводородом. «Зимний» слой глинистый, оливкового цвета с большим количеством скелетов диатомовых водорослей, «летний» же обогащен сероводородом и состоит главным образом из терригенного материала [42].

Предположение П. Даффа и др. [14] о том, что ленточные циклы образуются в мелких прибрежных водах и в шельфовых морях, где высока продуктивность органики, не подтвердилось исследованиями в Калифорнийском заливе. Варвы там встречены на

глубине 600 м [Вугне J. V., Emery K. O., 1960 г.]. На этой глубине зафиксировано минимальное содержание кислорода в придонном слое. Нижний светлый слой здесь насыщен скелетами диатомей, а темный состоит из глинистых частиц с незначительным количеством органики. Интересно, что на большей глубине вновь повышается содержание кислорода и видимая слоистость там отсутствует. Это, конечно, не означает, что основным фактором ее образования является минимальное содержание кислорода в придонном слое. Отсутствие кислорода способствует сохранению слоистости, а при большом содержании кислорода она уничтожается биотурбацией. Поэтому не для образования, а для сохранения ленточных циклов в морских условиях важны застойный режим и заравнение придонного слоя сероводородом.

Впоследствии эти фактические данные были уточнены. В соответствии с международной программой глубоководного бурения океанов в декабре 1978 г.—январе 1979 г. был получен почти 152-метровый ненарушенный разрез осадков с зоной кислородного минимума на глубине 655 м вдоль подводного склона Гайамас в центральной части Калифорнийского залива [Schrader H. a. o., 1980 г.]. В 64-м рейсе «Гломара Челленджера» в заливе пробурены две скважины: № 479 и 480. Пройденный ими разрез осадков зафиксировал изменения климата и биопродуктивности более чем за 250 тыс. лет позднплейстоценовой—голоценовой истории с фиксацией сезонных изменений этих характеристик. В целом установлено, что ритмично-слоистые сезонные осадки в Калифорнийском заливе редки. Но они отчетливо фиксируются в тех частях разреза, которые отмечают периодическое истощение придонного слоя кислородом, вследствие чего резко падает биопродуктивность, что и способствует сохранению сезонной ритмичности. Ее представляют варвоподобные ритмы, состоящие из глинистых диатомовых ооз.

В интервале 0—150 м (голоцен—плейстоцен) чередуются пачки слоистых и гомогенных глин, песков и диатомитов. Варвы в слоистых пачках сочетают биогенные и терригенные компоненты. Они названы авторами «ритмическими куплетами». Нижний светлый слой представляет собой почти чистый диатомовый ооз, в котором содержится до 70—80 % диатомей и 15—20 % терригенной глины. Темный слой окрашен в оливково-коричневые тона, это тоже диатомовый илистый ооз, но в нем уже содержится до 45—60 % терригенной глины и 15—45 % диатомовых фрустул. В некоторых слоях встречен нанопланктон (до 10 %). Мощность слоев не превышает 1 мм. Биогенные пачки сложены зеленовато-серыми диатомовыми глинами и глинистыми оозами. Количество диатомей здесь от 10 до 40 %. Нижняя граница гомогенных пачек постепенная, верхняя — резкая. Кое-где улавливаются следы биотурбации и вторичных нарушений. Г. Шредер с соавторами связывают чередование гомогенных и слоистых интервалов с многолетними колебаниями климата и с периодическим снижением содержания кислорода в придонном слое.

Близкие по кислородному режиму условия существуют на дне Аденского залива. Интенсивность окраски слоев здесь связана с изменением соотношения песка и органического материала, мощность слоев около 1 мм, песок эолового генезиса. В придонном слое Аденского залива также понижено содержание кислорода, поэтому здесь не развиты бентосные формы, что и способствует сохранности ленточных циклов [Olansson E., 1969 г.].

Детальные исследования по уточнению режима образования ленточных циклов в морских условиях провели А. Соутар и П. Крилл [Soutar A., Crill P. A., 1977 г.]. Они изучали донные варвоподобные осадки бассейна Санта-Барбара на западе США и оценивали корреляцию скорости седиментации (мощности варв) с конкретными параметрами климата и рядом других характеристик, в частности с интенсивностью годового прироста деревьев в Южной Калифорнии. Установив значимую положительную корреляцию этих факторов, они сделали вывод, что скорость осадконакопления так же чутко, как и темп годового роста деревьев, реагирует на число ливней в предшествующем и текущем сезонах. Мощности ленточных циклов в зал. Санта-Барбара изменяются от 1,64 до 2,03 мм. Были проанализированы варвы, отложенные в заливе с 1824 по 1960 г. Полученные данные показывают, что при детальных исследованиях с вовлечением многих численно измеряемых характеристик может быть существенно детализирован механизм сезонной седиментации и выявлены те признаки, которые оказываются наиболее значимыми для данного района осадконакопления.

Таким образом, приведенный фактический материал убедительно показывает, что простота внутреннего строения ленточного цикла отнюдь не тождественна простоте механизма его образования. Климатический фактор, сводившийся всегда к констатации чередования летних и зимних периодов седиментации и трактованный как основная причина варвообразования, скорее следует рассматривать как фон, на котором развиваются процессы локального характера, более тесно связанные с механизмом ритмической седиментации. Действительно, в одних случаях (озера перигляциальной зоны) на ритмичность седиментации прежде всего влияют сезонные колебания температур, от которых зависят и минеральный состав, и размер осаждающихся частиц. В других условиях (моря с сероводородным заражением) главным фактором оказывается сезонная биопродуктивность или ее сочетание с привнесением эолового материала. Следовательно, при трактовке механизма ритмической стратификации ленточного типа должен учитываться не только внешний климатический фактор, но и характер процессов, развивающихся непосредственно в толще накапливаемых осадков.

Наиболее глубокие и тонкие исследования условий образования ленточных циклов принадлежат Б. В. Перфильеву [39]. Основным результатом развитой им теории явилось обоснование ярусного развития микрофлоры как главного фактора микрозональности

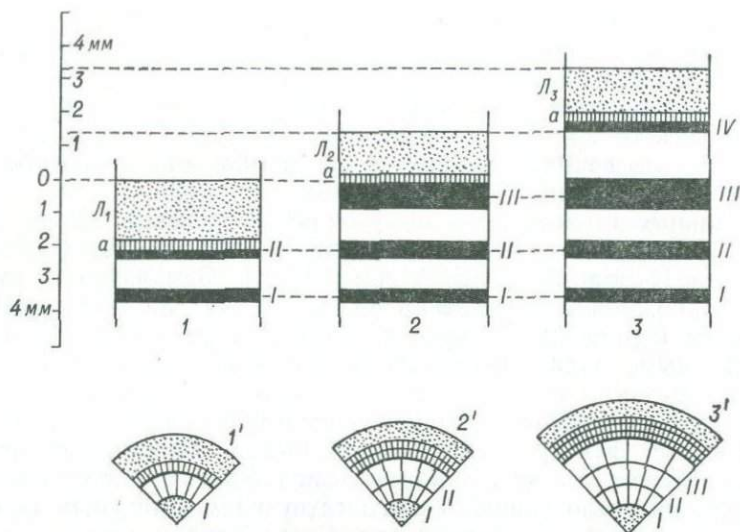


Рис. 50. Схема образования в илу годовичных слоев [39].

1, 2, 3 — илообразование в три следующих один за другим года; *a* — горизонт стабилизации; *Л₁, Л₂, Л₃* — лабильные слои первого, второго и третьего годов; *II, III, IV* — годовичные микрозоны первого, второго и третьего годов; *I* — микрозона превращения, возникшая ранее; *1', 2', 3'* — аналогичная картина годичного прироста древесины.

илов и образующейся в них ленточной микростратификации. Сущность микрозональной теории, по Б. В. Перфильеву, сводится к тому, что формирование ила идет в тонких, качественно различных слоях, толщина которых измеряется нередко долями миллиметра. Эти слои надо рассматривать как последовательно сменяющиеся фазы образования ила. Для этих слойков автором было предложено название «микрозоны». Состав микрозон, находясь в зависимости от типа водоема, особенно от литологии, биологии и физикохимии его иловых отложений, определяется вместе с тем сезонной сменой гидрометеорологических условий года и колебаниями климата [Перфильев Б. В., 1952 г.].

Б. В. Перфильев выделил три типа микрозон: осаднения, нарастания и превращения. Микрозоны осаднения представлены либо терригенными, либо эоловыми, либо биогенными осадками. Главные же процессы протекают в микрозоне превращения, и обусловлены они изменениями по вертикали физико-химических свойств ила. Образование годовичных слоев согласно микрозональной теории показано на рис. 50. Можно видеть сходство в структуре годичных приростов осадков в микрозоне превращения и годичных колец деревьев. Таким образом, Б. В. Перфильев теоретически обосновал общность факторов, влияющих на эти процессы, что впоследствии эмпирически подтвердили А. Соутар и П. Крилл [Soutar A., Crill P. A., 1977 г.].

Геохронологический смысл, как известно, имеют слойки только биогенных микрозон превращения, но наряду с ними в толще ила

зачастую возникает ритмическая расслоенность в виде так называемых колец Лизеганга, имеющих физико-химическую природу и сильно осложняющих выявление годичных лент. Наиболее надежны для геохронологии поэтому варвы механического состава, представляющие собой только микрозону осаждения. Однако в чистом виде эта микрозона встречается редко, чаще всего она наблюдается в комбинации с микрозоной превращения. Б. В. Перфильев [39] справедливо указывает, что даже хомогенные осадки не всегда отражают годичный период седиментации вследствие отклонений, которые могут вноситься резкими колебаниями нормального годичного хода метеорологических факторов, определяющих гидрологический режим бассейна седиментации. Поэтому геохронологические данные, полученные на основании подсчета числа варв в разрезе, являются первым грубым приближением, их необходимо контролировать подсчетами на нескольких представительных разрезах одного бассейна.

То, что это не досужие рассуждения, а реальные причины могущих возникнуть ошибок в хронологическом датировании отложений, показывает, например, исследование швейцарского геолога А. Ламберта [Lambert A., 1979 г.], который тщательно изучил микроцикличность осадков двух озер (Валензе и Цюрихского), в первом приближении очень похожую друг на друга. В Цюрихском озере ленточная стратификация представляет собой типичные варвы, их число в точности соответствует исследованному периоду — с 1811 по 1971 г. Осадки же оз. Валензе ничего общего (по генезису) с варвами не имеют. Они являются результатом седиментации из небольших по мощности мутьевых потоков, возникавших в периоды паводков р. Линт. За время с 1811 по 1976 г. в осадках оз. Валензе отмечено от 300 до 360 «годовых циклов» (в разных точках опробования). Они отличаются от варв Цюрихского озера не только числом, но и мощностями и более крупнодисперсным составом осадков. Самое же главное состоит в том, что число таких «варв» в оз. Валензе больше, чем это следует из теории сезонной седиментации. В свое время (с 11 мая 1911 г. по 9 мая 1912 г.) были проведены тщательные исследования этого вопроса, т. е. был измерен уровень осадков у репера до и после контрольного срока. За 364 сут образовался слой ила мощностью 9 мм, и в нем были идентифицированы пять отчетливых «варв». Эксперимент повторили в течение 159 сут (лето и зима 1912 г.). За это время отложилось 6 мм осадков — зеленых тонкозернистых илов без характерной слоистости. С 1912 г. можно насчитать 171 «варву», т. е. больше чем два слоя в год. Следовательно, осадки в данном районе оз. Валензе имеют не сезонное происхождение.

Представляет большой научный интерес вопрос о продолжительности климатических периодов, которые могут фиксироваться в отложениях ленточных глин. Разумно предположить, что если единичный ленточный цикл образуется за год и отражает сезонные колебания температур, которые в свою очередь имеют собственную ритмику изменений, зависящую главным образом от астро-

номических факторов, то и эта ритмика должна улавливаться колебаниями мощностей годовых циклов. Поскольку же варвы дают возможность точной временной привязки осадков, то выявленные периодические колебания климата позволят не только реконструировать палеоклимат, но и прогнозировать тенденции в его изменении на много лет вперед.

Галогенные сезонные циклы

Выяснению генезиса ленточных циклов и механизма их образования способствовали наблюдения за ежегодными накоплениями илов в современных озерах перигляциальной зоны. Аналогичные процессы, как оказалось, идут и в минеральных озерах, где также фиксируется ежегодный цикл отложения галогенных осадков, который оказался сопоставимым с микроциклическостью галогенных формаций, названной галогенными сезонными циклами или сезонными циклами эвапоритов. В минеральных озерах варвы описывали А. А. Иванов [1939 г.], А. И. Дзэнс-Литовский [1950 г.], М. П. Фивег [1955 г.] и многие другие геологи. Полный сезонный эвапоритовый цикл в современных солеродных озерах и заливах включает весенне-летние слои, состоящие из кальцита, гипса и кварца, и осенне-зимние, в которых содержатся глинистые частицы, кальцит и кварц [38].

В. Н. Абросов [1973 г.] изучал хемогенное илонакопление в оз. Балхаш, где оно представлено карбонатно-глинистым материалом. В целом различаются илы белого цвета (известково-доломитовые) и серого (глинисто-известковые), отражающие разные стадии осолонения озера. Годичные циклы фиксируются здесь в известково-диатомовых разностях биогенных илов. Единичный цикл включает два слоя: летний, представленный белым карбонатным илом с большим количеством диатомовых водорослей, и зимний — серого цвета, также с диатомовыми водорослями, но с очень незначительными включениями карбонатного материала. Мощность варвы 0,5—1,5 мм, что соответствует среднегодовой скорости хемогенного осадконакопления в оз. Балхаш.

Несколько иного состава, но также интерпретируемые как годовичные, отмечены ленточные циклы и в галогенных формациях. Сезонные эвапоритовые циклы описаны в верхнепермской соленосной формации Предуральяского прогиба М. П. Фивегом, В. А. Вахрамеевой и др.; в нижнекембрийских соленосных разрезах Сибирской платформы — М. А. Жарковым, Т. М. Жарковой, В. А. Панаевым и др.; в пермских эвапоритах Делаверского и Цехштейнового бассейнов — Г. Рихтер-Бернбургом; в верхнесилурийских отложениях штата Мичиган (США) — Л. Дельвигом; в юрских соленосных разрезах Нью-Мексико (США) — Р. Андерсоном и Д. Кирклендом; в олигоцене долины Рейна (ФРГ) — Х. Борхертом и Р. Майером. Не загромождая текст дальнейшими перечислениями, заметим, что при детальном литологическом исследовании годовичные циклы соленакпления фиксируются во всех

без исключения соленосных толщах, ибо, как мы убедимся из дальнейшего изложения, это с необходимостью вытекает из механизма циклогенеза соленосных формаций. Поэтому ограничимся небольшим числом примеров, представляющих наиболее характерные и часто встречающиеся наборы пород в сезонных соленосных циклах.

Полный годичный цикл в соленосных отложениях, как считает Н. В. Логвиненко [38], выражен тремя слоями: глинистым с примесью гипса, соответствующим зимне-весеннему состоянию рапы; солевым (галит, астраханит, тенардит или эпсомит), отложенным в летний период, и, наконец, осенне-зимним, включающим бишофит, мирабилит, соду, гидрогалит и другие минералы. Иными словами, при отложении годичного соленосного цикла сначала образуются терригенно-карбонатные или карбонатно-сульфатные породы, затем осаждаются каменная и, наконец, калийная соль.

Г. Рихтер-Бернбург [1968 г.] описал соленосные варвы в разрезах цехштейна позднепермского возраста. Они имеют карбонатно-сульфатный состав. Варва двухслойная: летний слой, представленный белым ангидритом, имеет мощность 0,5—3 мм; над ним залегает зимний слой — темный битуминозный карбонат мощностью 0,01—0,1 мм. Отмечены варвы и в полосчатой соли. Они включают два слоя: летний — чистая белая соль, зимний — ангидрит.

Наиболее полно изучены годичные соленосные циклы в разрезах Верхнекамского месторождения. В. А. Вахрамеева [1976 г.] еще в 1941 г. описала полные разрезы продуктивной толщи Соликамского и Березниковского рудников. В последующие годы эта работа продолжалась. В. А. Вахрамеева отдельно рассматривает годовые циклы каменной соли, красных и полосчатых сильвинитов, а также карналлитовых пород.

Полный годичный цикл каменной соли включает (снизу вверх): ангидрито-глинистый слой с небольшой примесью обугленного детрита, часто с включением мельчайших кристаллов пирита, различимых лишь под микроскопом. Мощность этого слоя 1—3 мм. Над ним залегает средне- и крупнозернистая каменная соль молочно-белого цвета мощностью 5—80 мм. Еще выше — бесцветная разнозернистая (до гигантозернистой) каменная соль. Венчает цикл крупнозернистая каменная соль — так называемый перистый галит. Его мощность 5—40 мм. В. А. Вахрамеева [1976 г.] считает, что данный цикл — это результат наиболее полной годичной садки галита. Так сложены около 50 % годовых циклов нижней каменной соли. В остальных случаях цикл представлен двумя-тремя слоями, чаще других выпадает верхний слой перистого галита.

Более полно годичный цикл садки солей представляют циклы красных и полосчатых сильвинитов. Они начинаются также глинисто-ангидритовым слоем серого цвета мощностью 1,5—5 мм, над которым залегает средне- или крупнозернистая каменная соль белого цвета, ее мощность 30—40 мм. Верхняя поверхность слоя

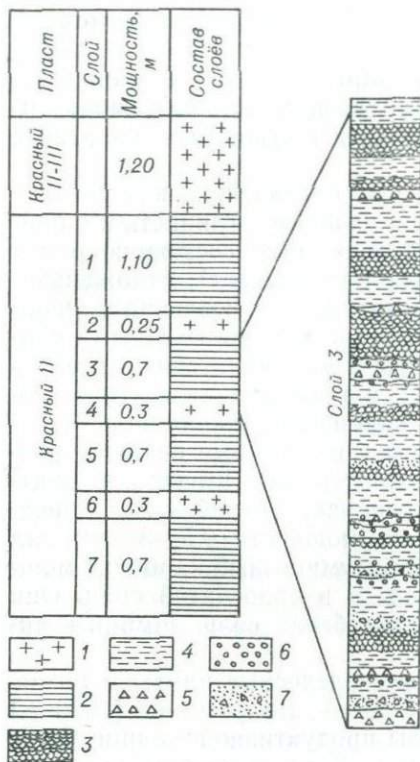


Рис. 51. Стратиграфия пласта Красный II в разрезе шахты 3 Верхнекамского месторождения и последовательность годовичных циклов красного сальвинита в слое 3 этого пласта [57].

1 — каменная соль; 2 — красный сальвинит; 3 — сезонные слои красного сальвинита; 4 — зернистый галит (голубой, светло-серый); 5 — «лужочки» галита; 6 — тонкозернистый галит высаливания; 7 — темно-серый перистый галит.

шишковатая. На нем лежит слой темно-красного мелкозернистого сальвинита мощностью 10—100 мм. Выше — новый слой каменной соли буроватых и синих тонов, над которым фиксируется ряд зубовидных кристаллов галита. Такая последовательность также отмечается далеко не во всех годовичных циклах сальвинитов. Из нее чаще других выпадает именно сальвинитовый прослой, что, вероятнее всего, связано с ежегодными колебаниями сезонных температур. В. А. Вахрамеева [1954 г.] отмечала, что в пермском солеродном бассейне садка солей происходила при относительно резких годовых колебаниях температуры воздуха, в результате чего и возникла полосчатая текстура пород, в том числе и пестрых сальвинитов, и они же при неблагоприятном режиме выпадали из годового цикла садки солей.

Сильвин наиболее чутко реагирует на температурные колебания. М. П. Фивег [57], также детально изучивший разрезы Верхнекамского месторождения, утверждает, к примеру, что садка сальвина красных сальвинитов не происходила в течение долгого срока. После нескольких лет садки (10—40 лет) она прекращалась на 20—50 лет, а затем вновь возобновлялась на тот же срок. В итоге М. П. Фивег [57] пришел к заключению, что годовичные слои выделяются в каинитовых, каинит-лангбейнитовых и других калийных породах. На рис. 51 показана последовательность типичных годовичных циклов красного сальвинита из пласта Красный II Верхнекамского месторождения.

Годичный цикл карналлитовых пород в разрезах Верхнекамского месторождения представлен такой полной последовательностью: в основании залегает ангидритоглинистый прослой мощностью 1—3 мм; над ним — среднезернистая каменная соль белого цвета, ее мощность 3—20 мм; еще выше — наиболее мощный слой,

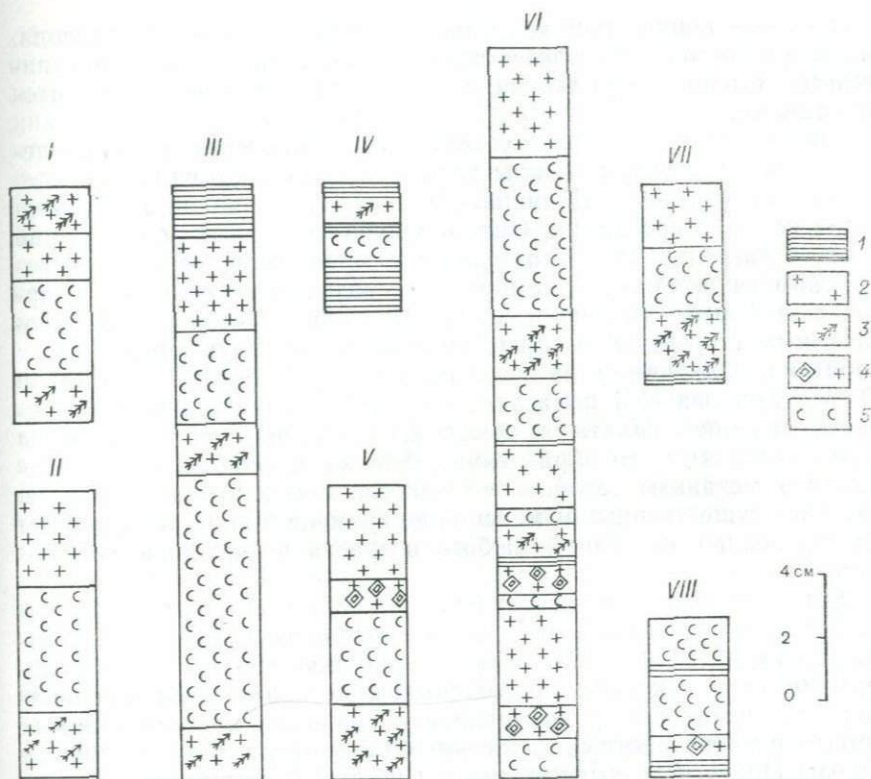


Рис. 52. Годичные циклы соляных пород из пермских отложений Верхнекамского месторождения [15].

I — пласт сильвинита Красный III; *II* — пласт Красный II—III; пласт Красный II; *III* — верхние горизонты слоя 7, *IV* — нижние горизонты слоя 6, *V* — средняя часть слоя 6, *VI* — слой 5; *VII* — пласт А полосчатого сильвинита; *VIII* — контакт пласта А и пласта Б (пестрого сильвинита).
I — галопелитовый прослой; каменная соль: 2 — мелкозернистая, 3 — белая перистая, 4 — перекристаллизованная, с редкими зернами зонального строения; 5 — сильвинит.

представленный средне- и крупнозернистым оранжево-красным карналлитом, его мощность от 10—20 до 300—400 мм. Четвертый слой в последовательности — вновь каменная соль, тонко- и мелкозернистая, красноватого цвета, ее мощность 5—50 мм. Венчает этот полный годичный цикл слой темно-красного карналлита мощностью 5—100 мм. И в этом годичном цикле полный набор пород встречается далеко не всегда, чаще других выпадает наиболее мощный карналлитовый прослой.

Некоторые из описанных годичных наборов соляных пород схематически изображены на рис. 52. М. П. Фивег [57] считает, что в карналлитовых и бишофитовых породах сезонная галогенная цикличность проявлена, как правило, менее отчетливо из-за низкого содержания NaCl в рапе. В процессе испарения метаморфизованная рапа сгущается, и лишь 17% от первичного галитового

рассола дает концентрацию на дне бассейна сильвинового рассола. Сначала из него высаливается галит, и только при охлаждении начинается выпадение сильвина и накопление на дне карналлитового рассола.

Следовательно, наиболее устойчивыми в процессе соленакопления являются сезонные циклы каменной соли, состоящие из галопелита и галита. М. Г. Валяшко [1962 г.] назвал такие циклы «годовым слоем старосадки». Они наиболее часто встречаются не только в разрезах Верхнекамского месторождения, но и в верхнепермском цехштейне и в кембрийских соленосных толщах Сибирской платформы. Различия касаются лишь галитов с первичнозональным строением, которые широко представлены в пермских разрезах и практически не известны в кембрийских. М. А. Жарков и Т. М. Жаркова [15] полагают, что эти различия связаны с перекристаллизацией галита в кембрийских толщах, а не вызваны иными условиями его образования. Это же в свою очередь означает, что механизм сезонного циклогенеза соленосных пород не претерпел существенных изменений во времени и является сходным для галогенных формаций любого возраста и тектонической позиции.

Для Старобинского месторождения Припятского прогиба характерна сезонная расслоенность сильвинитовых пластов. Слоистые сильвиниты образуют пачки мощностью 0,8—1,0 м. Они сложены мелкими пакетами, состоящими из сезонных циклов соленакопления. Детально проанализировав годовичные наборы соляных пород в разновозрастных галогенных образованиях (кембрийские разрезы Иркутского амфитеатра и Сибирской платформы, девонские разрезы Припятского прогиба и верхнепермские Предуральского краевого прогиба), М. А. Жарков и Т. М. Жаркова [15] пришли к выводу, что тип сезонной цикличности в этих разновозрастных отложениях является практически идентичным. Поэтому эти циклы, вероятно, можно считать характерными для всех соленосных толщ хлоридного типа.

Анализируя причины формирования ленточных соленосных циклов, все геологи в итоге признали, что эти циклы являются сезонными образованиями, а последовательность осаждения соляных пород зависит от климатических колебаний и от концентрации рапы. В жаркие летние месяцы садится слой галита, затем осаждаются галит с сильвином, а зимой образуется слой чистого сильвина. Устанавливается еще одна эмпирическая закономерность в строении ленточных соленосных циклов: чем больше этот цикл содержит легкорастворимых солей, тем больше его мощность. Следовательно, скорости накопления солей намного выше скоростей образования сульфатных пород. Действительно, слоев ангидрита мощностью менее 1 мм и галита мощностью до 100 мм образуются за один и тот же отрезок времени, т. е. скорости седиментации в данном случае различаются на два порядка [53].

Столь высокие скорости отложения солей поначалу смущали геологов, и они даже отказывались признать сезонный характер

образования ленточных циклов, ибо при этом приходилось допускать (сторонникам лагунной гипотезы соленакопления) аномально высокие скорости прогибания дна бассейна. Более того, из признания факта сезонного образования ленточных циклов эвапоритов, что в настоящее время действительно считается твердо установленным фактом, с неизбежностью вытекало и то, что бассейн соленакопления должен быть первоначально глубоководным, так как для накопления только 5 мм прослоя ангидрита требуется 14-метровый слой воды, насыщенной CaSO_4 [53]. Это является дополнительным серьезным аргументом к признанию справедливости трактовки механизма галогенного циклогенеза, изложенного в главе 2.

Из установленного факта сезонного накопления ленточных циклов в соленосных свитах вытекает важное следствие, связанное с оценкой времени формирования галогенных толщ. На это первыми обратили внимание А. А. Иванов и М. П. Фивег, и они же выполнили первые расчеты времени накопления соляных пород Верхнекамского месторождения. Уже в 40-х годах было известно, что соляные толщи по мощности во много раз превосходят синхроничные им карбонатные и карбонатно-терригенные отложения, из чего следовал качественно очевидный результат: скорости накопления соленосных разрезов намного выше, чем скорости аккумуляции негалогенных пород. Поэтому расчеты должны были уточнить и конкретизировать этот вывод, а также внести существенные коррективы и в трактовку режима циклогенеза этих типов отложений.

Начальными данными для подобных расчетов явились наблюдения за выпариванием солей в зал. Кара-Богаз-Гол и физико-химические эксперименты. Возможно, что таким путем нельзя получить точные результаты, ибо неизбежны отклонения для скоростей седиментации в геологическом прошлом, связанные и с иным состоянием атмосферы, и с качественно другими типами бассейнов, отсутствующими в современных условиях; однако, порядок величин должен оказаться верным. М. П. Фивег [1954 г.] рассчитал, что для образования подсолевой свиты соликамской соленосной серии мощностью 381 м, состоящей из глинистых пород (227 м), ангидритов (87 м), каменной соли (49 м) и доломитизированного известняка (18 м), потребовалось всего 103 тыс. лет. А. А. Иванов [16] для той же свиты приводит цифры в 150—200 тыс. лет. Скорее всего, эти данные все же резко занижены, так как только на образование глинистых пород указанной мощности потребуется времени на порядок больше, даже если принять скорость накопления глин в 10 раз выше, чем это отмечается для современных океанов [27].

Подобные оценки времени, хотя и не отличаются большой точностью, все же дают возможность судить о длительности формирования соленосных толщ достаточно уверенно, ведь дело здесь не в получении абсолютно точных величин, а в знании общей закономерности, которая состоит в том, что «накопление соляных толщ происходило сравнительно быстро и являлось по существу корот-

ким эпизодом в создании всей совокупности пород соленосных серий» [Фивег М. П., 1954, с. 346]. Это очень важный результат, который позволил иначе трактовать и физический механизм циклогенеза галогенных отложений, и тектонический режим бассейна соленакпления. Главным же источником его получения явились сезонные ленточные циклы, или, как их иначе называют, «соляные кольца», всегда присутствующие в разрезах всех соленосных толщ.

РИТМИТЫ

Ритмитами обычно именуют тонкослойные терригенные или терригенно-карбонатные породы, в которых отмечается правильное чередование слоев разного состава. Различают первично-седиментационные и диагенетические ритмиты. Часть первично-седиментационных ритмитов формируется в результате сезонных колебаний биопродуктивности планктона, гидродинамических характеристик придонного слоя воды и целого ряда других факторов. Но тем не менее их отличают от сезонных ленточных циклов и по характеру поверхности наслоения (у ритмитов она, как правило, неровная, волнистая), и по текстурным характеристикам, и по выдержанности циклов на площади (ленточные циклы в целом характеризуются более стабильными условиями седиментации и потому более выдержанны в пределах бассейна).

Ритмиты, как седиментационные, так и диагенетические, описывали Л. Н. Ботвинкина [1959, 1966 г.], Р. Дотт [77], Г. Г. Федорова [54], П. Дафф и др. [14], Г. А. Смирнов и Г. Г. Федорова [1974, 1977 г.], Ю. О. Гаврилов [9] и многие другие геологи. Х. Брюс с соавторами [Вгисе Н. Е. а. о., 1977 г.] описали тонкослойчатые ритмиты в донных отложениях зал. Аук фиордового побережья юго-восточной Аляски. Площадь залива всего 11 км², но даже на такой незначительной территории благодаря специфическим гидрометеорологическим условиям создаются предпосылки для образования сезонных ритмитов. Детальные наблюдения за целым рядом сопутствующих седиментации факторов позволили авторам выявить ритмичное во времени изменение физических и химических характеристик поверхностных и придонных масс воды, которое совпадает с местными климатическими и атмосферными циклами. В частности, установлено, что весной, во время цветения планктона, в поверхностном слое воды резко уменьшается содержание неорганических питательных веществ, таких как фосфаты, силикаты и нитраты. Зимой же, напротив, наблюдается их высокая концентрация по всей толще морской воды. Такие тщательные наблюдения проводились ежегодно с 1961 по 1968 г., и все годы подобная ритмическая смена концентраций минеральных солей в морской воде приводила к образованию донных ритмитов, в которых чередовались слои ила, обогащенные и обедненные этими солями.

Исключительный интерес для литологии представляют диагенетические ритмиты, которые чаще всего являются следствием коллоидных явлений в процессе диагенеза уже отложившегося осадка

[48]. Если удастся доказать, что даже такая основополагающая единица осадочной толщи, как слой, может формироваться и в процессе диагенеза осадка, то это тем самым существенно уточнит механизмы слоеобразования и циклогенеза и значительно расширит познавательные возможности генетических реконструкций. А тот факт, что многие виды диагенетической ритмичности слоев удается воспроизвести в экспериментах, придает высказывавшимся ранее умозрительным заключениям конструктивность и доказательность.

Есть еще один момент, который заставляет нас пристальнее всмотреться в результаты экспериментальных исследований. Если геологи выявляли ведущие факторы среды, влиявшие, по их мнению, на циклогенез, в основном опосредованным путем, опираясь на логику и здравый смысл, то в процессе экспериментов значимые факторы определяются непосредственно. Такое «экспериментальное взвешивание» отдельных характеристик процесса циклогенеза важно прежде всего при последующем теоретическом осмысливании полученных результатов, а в дальнейшем — при разработке аналитических моделей циклоседиментогенеза, так как оно даст возможность учесть лишь те факторы, которые существенно влияют именно на механизм процесса.

Механизм образования ритмов в глинистых и песчано-глинистых отложениях наиболее убедительно объясняется с учетом структуры глинистых суспензий и концентрации находящихся в них солей. У. Уайт [White W. A., 1961 г.], в частности, экспериментально доказал, что если концентрация хлоридов кальция, калия, натрия, магния и лития в суспензии недостаточна для коагуляции глинистых частиц, то эти частицы при осаждении получают параллельную ориентировку, а сам осадок становится сланцеватым, т. е. приобретает характерный облик ритмита. При повышении концентрации солей в суспензии глинистые частицы осаждаются в виде гелей, а в образующемся осадке появляются трещины синерезиса, трещины уплотнения и поверхности скольжения.

Зачастую ритмиты имеют облик песчано-глинистого переслаивания. И если есть основания полагать, что это не приливо-отливные отложения (ватты), то объяснение механизма такого переслаивания приобретает особый интерес. Не исключено, что ритмичность в данном случае — это вторичный признак осадка, появившийся в результате постседиментационного перераспределения частиц в процессе уплотнения песчано-глинистой смеси. Этот тезис может быть проверен экспериментально. Г. Г. Федорова [54] поставила серию тонких экспериментов с глинистыми суспензиями и доказала возможность диагенетического образования песчано-глинистых ритмов. Ранее сходные опыты провел Р. Дотт [77].

Природные песчано-глинистые суспензии представляют собой сетчатую тиксотропную полиминеральную систему, целостность каркаса которой в начальную стадию седиментации зависит от концентрации в ней песчаных и глинистых частиц. Опытами Р. Дотта и Г. Г. Федоровой (рис. 53) удалось, как кажется,

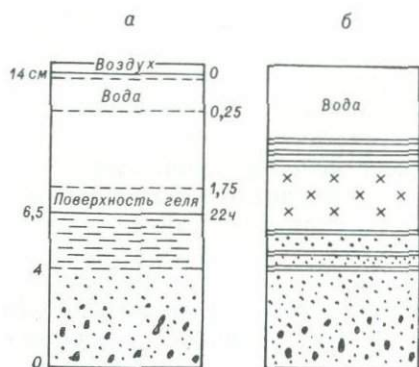


Рис. 53. Экспериментальное воспроизведение диагенетических ритмов (а — по Р. Дотту [77]; б — по Г. Г. Федоровой [54]).

вскрыть механизм тонкого песчано-глинистого переслаивания. Ключом к этому механизму является процесс, который Ф. Кюнэн [1969 г.] назвал «конвекцией отстаивания». Сущность его заключается в следующем.

При выпадении грубодисперсных зерен песка нарушается целостность каркаса в основании суспензии. Вследствие этого высвобождается ранее иммобилизованная вода, которая устремляется вверх, захватывая при этом глинистые частицы. Восходящие токи бывают настолько значительными, что в пределах песчаного слоя образуется как бы «колонка сит» [54], включающая в себя и прослойки чистой глины. Конвекция отстаивания — явление не универсальное. Она реализуется только в суспензиях, концентрация которых не превосходит определенного значения (по данным Ф. Кюнена [1969 г.], не выше 500 г/л). Г. Г. Федорова [54] также отмечала зависимость устойчивости каркаса суспензии от концентрации частиц и предположила, что существует «критическая концентрация», превышение которой резко снижает устойчивость оседающих суспензий. Все это позволяет считать, что данный механизм непрерывного перераспределения при диагенезе минеральных частиц и воды вполне убедительно объясняет характер процессов, идущих при образовании тонкослойных песчано-глинистых ритмов.

При насыщении глинистого материала карбонатом кальция на стадии диагенеза может произойти разделение осадка на глинистые и карбонатные слои с образованием известняково-глинистого ритма. Этот процесс детально проанализирован в работе Ю. О. Гаврилова [9], который опирался на наличие карбонатных конкреций, что может прояснить и условия образования вмещающих их пород. Материалом для этого интересного исследования послужили чокракско-кароганские отложения восточного Предкавказья среднемиоценового возраста, в которых широко развиты кальцитовые и кальцит-сидеритовые конкреции. Они тяготеют к горизонтам черных глин мощностью 2—4 м, обогащенных органическим веществом ($C_{орг}$ от 3 до 10 %). Причем установлено, что в одиночных, самостоятельных слоях эти конкреции не содержатся; они прослеживаются в виде прослоев (обычно их пять—восемь) в конкреционных глинистых пачках, что и послужило отправной идеей к разработке гипотезы диагенетического образова-

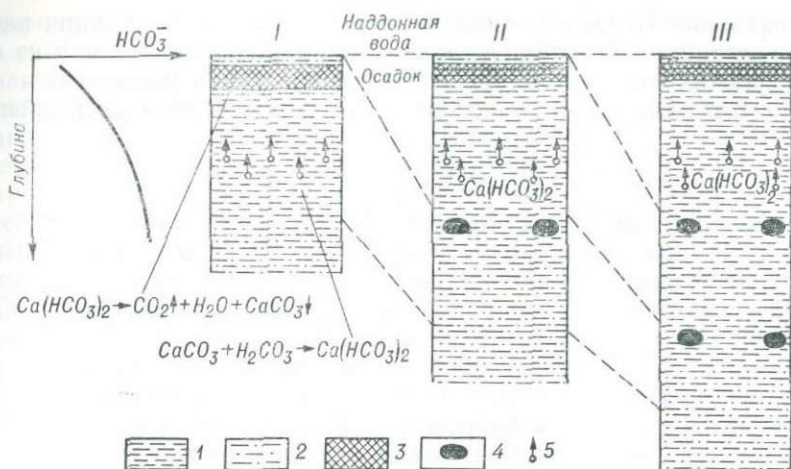


Рис. 54. Схема образования глинисто-карбонатного ритмита [9].

1 — глинистый осадок, обогащенный органическим веществом; 2 — глинисто-алевритовый осадок; 3 — слой диагенетического накопления карбонатов кальция; 4 — сформированные карбонатные конкреции; 5 — направление диффузии бикарбонатов кальция.

ния этих глинисто-известняковых ритмитов. Единственное отличие данных ритмитов от наиболее часто встречающихся — большие мощности слоев: слои чередуются здесь приблизительно через равные промежутки (от 0,1—0,2 до 1,0 м).

«Анализ строения конкреционных пачек приводит к заключению, что диагенетические процессы не только обуславливали образование стяжений в результате перераспределения материала в прослоях, обогащенных карбонатом, но и активно формировали сами эти прослой в осадке с изначально равномерно распределенным карбонатным веществом» [9, с. 135]. Автор опирался на анализ режима уголекислоты в иловых водах, который определенным образом влияет и на режим конкрециеобразования. Определяющую роль в этом процессе играли два фактора: возрастание с глубиной осадка содержания в иловых водах HCO_3^- и активное влияние этого иона на переотложение уголекислого кальция.

Механизм диагенетического образования глинисто-карбонатного ритмита представляется Ю. О. Гаврилову следующим (рис. 54). В начальные стадии накопления глинистых илов, перекрывающих слой глинисто-алевритовых осадков, большая часть возникающего в результате редукционных процессов иона HCO_3^- эвакуируется в наддонную воду. По мере накопления осадков удаление HCO_3^- из нижних частей слоя затрудняется, этот ион начинает накапливаться у основания глинистого слоя, появляется разница концентрации HCO_3^- в иловых водах между приповерхностными и более углубленными частями ила. При достижении определенной

концентрации HCO_3^- рассеянный в осадке карбонат кальция начинает растворяться, а образовавшиеся бикарбонаты кальция из более глубоких горизонтов диффундируют в приповерхностные части глинистого ила. Здесь происходит реакция, обратная растворению CaCO_3 :



и начинает осаждаться кальцит.

В итоге нижележащие участки ила освобождаются от CaCO_3 , а приповерхностные, напротив, обогащаются им. Так и образуется новый — диагенетический — слой, в котором содержание CaCO_3 повышено по отношению к его первоначальной относительно равномерной концентрации в осадке. Этот процесс усиливается в результате продолжающегося илообразования, погружения этого диагенетического слоя в более глубокие горизонты ила, что приводит к частичному растворению карбонатов и образованию бикарбонатов, которые вновь мигрируют в приповерхностные горизонты, где происходит осаждение кальцита. Этот диагенетический слой, или, как его называет Ю. О. Гаврилов, слой накопления, постоянно как бы оттесняется кверху. При этом, естественно, содержание CaCO_3 в нем постоянно увеличивается, поскольку карбонатный материал мобилизуется из все большего объема ила. Когда кальцита становится столько, что имеющейся в иле углекислоты уже недостаточно для его растворения, этот прослой фиксируется на месте окончательно. На последующих стадиях диагенеза продолжают процессы перераспределения вещества, однако они не изменяют структуру образованного глинисто-карбонатного ритмита, а лишь увеличивают расстояния между слоями.

Ритмиты не всегда просто отличить от схожих с ними образований: ваттов и особенно ленточных циклов. Именно по этой причине важное значение приобретают детальные и тщательные исследования, связанные с построением гидродинамических и физико-химических моделей их образования.

Океанические циклы (без турбидитов)

Эти циклы только начинают изучаться геологами. Еще совсем недавно, до конца 60-х годов, о них вообще ничего не было известно. И хотя морская геология уже набирала силы, но ее материалом служили отрывочные наблюдения в шельфовых зонах открытых морей, результаты драгирования морского дна и геофизические исследования. Для изучения же циклического характера океанической седиментации требовались ненарушенные разрезы осадков, которые можно получить только посредством глубоководного бурения скважин. К нему приступили в 1968 г., когда в свой первый рейс вышло специально построенное для этих целей судно «Гломар Челленджер». С тех пор пробурены многие сотни скважин, часть которых дошла до базальтов океанической коры. Во всем мире геологи занимаются обработкой этих уникальных

материалов. Но пока, как это и должно быть, они обращают основное внимание на общие закономерности осадконакопления в океанах, что способствовало пересмотру и общегеологических представлений о геологии океана в целом и о динамике развития земной коры за фанерозойский период ее истории. Эти представления, синтезированные в новую геолого-геофизическую дисциплину — тектонику литосферных плит, во многом повлияли и на трактовку классических геологических проблем, в частности циклогенеза. Что же касается собственно океанических циклов, сформированных процессами океанической седиментации (без участия плотностных потоков), то о них пока сведений мало. Даже в обобщающих монографиях А. П. Лисицына [27; Лисицын А. П., 1978 г.] на этот счет нет практически никаких указаний.

И все же уже появилось достаточно данных, чтобы утверждать действенность влияния на океаническое осадконакопление разобранных нами в главе I причин циклогенеза, и прежде всего периодических климатических колебаний, лучшими индикаторами которых в океанических осадках служат микрофаунистические остатки. Именно они являются наиболее устойчивыми реперами, позволяющими расчленять донные отложения на седиментационные циклы. В океане наиболее рельефно выступает и взаимосвязь основных причин циклогенеза, недаром океан называют основной кухней погоды на земном шаре.

Большое влияние на океанический седиментогенез оказывают климатическая, циркумконтинентальная и вертикальная зональности осадконакопления, которые подробно проанализированы в работах П. Л. Безрукова, А. П. Лисицына и других геологов. Поэтому в данном случае мы на них не останавливаемся. Отметим только, что вертикальная зональность в аспекте циклогенеза важна еще и потому, что с ней связаны перерывы в осадконакоплении, в частности обусловленные растворением карбонатов ниже отметки карбонатной компенсации — на глубинах 4000—4500 м и больших. Если на суше перерывы чаще всего связаны с поднятием базиса седиментации, то в океане, напротив, — с опусканием. Это — важное обстоятельство, ибо ранее полагали, что в океане на больших глубинах перерывы в осадконакоплении отсутствуют и разрез осадков являет собой непрерывную летопись геологической истории за многие миллионы лет.

Приведем лишь один пример океанических циклов, в выделении которых важную роль играют процессы частичного растворения карбоната кальция. У. Дин и др. [Dean W. E., Gardner L. V., Serek P., 1981 г.] описали циклическое строение океанических осадков на подводной возвышенности Сьерра-Леоне в восточной экваториальной области Атлантического океана. Скважиной № 366 глубоководного бурения в восточной части этой возвышенности вскрыт непрерывный разрез кайнозойских осадков мощностью около 850 м. Это пелагические карбонатные образования, которые по содержанию глинистой примеси изменяются от относительно чистых известковых илов (CaCO_3 до 80 %) до глинистых илов

(CaCO_3 от 70—60 до 20 %). Причем это изменение носит циклический характер. Мощность единичного седиментационного цикла всего 20—70 см. В интервале глубин 205,5—208,5 м (нижний миоцен) цикличность фиксируется чередованием мела и мергеля. Состав же глинистых минералов от основания к вершине цикла не меняется. Изменчивость содержания CaCO_3 авторы связывают с растворением карбонатов, на что указывают уменьшение количества остатков нанофоссилий и увеличение среди них устойчивых к растворению дискоастер в тех частях циклов, в которых карбонатность пониженная. Причинами растворения могли быть повышение лизоклина и климатически обусловленные флуктуации в положении верхней границы антарктических придонных вод.

Колебания в привносе терригенного материала, частично состоящего из пыли, выносимой ветрами из Сахары, играли второстепенную роль в образовании циклической последовательности чистых и глинистых известковых осадков. Продолжительность циклов чередования мела и мергеля в олигоцене, раннем и среднем миоцене составляет около 44 тыс. лет, а длительность циклов образования кремнистых известняков оценена авторами в 7 и 19 тыс. лет. Периодичность в 44 и 19 тыс. лет обязана климатическим изменениям и циклам растворения CaCO_3 в плейстоцене на востоке экваториальной зоны Атлантики.

Климатически обусловленным считают циклическое изменение содержания карбоната кальция в восточной части Тихого океана П. Дафф и др. [14]. Здесь по колонкам донных осадков установлено, что содержание CaCO_3 изменяется от 30 до 60 % и более. Через каждые 0,25—1,0 м это повторяется. Причем среднее содержание CaCO_3 возрастает с увеличением возраста осадков, а мощность циклов уменьшается. В этом случае содержание карбонатов в донных отложениях регулируется не процессами их растворения, а изменениями скорости седиментации CaCO_3 на фоне относительно неизменной скорости аккумуляции глин. Карбонатное вещество имеет здесь органическую природу и представлено раковинами планктонных фораминифер. Поэтому резонно предположить, что скорость седиментации CaCO_3 регулируют колебания климата. Фазам плейстоценовых оледенений соответствуют слои с повышенной карбонатностью. Однако, как справедливо отмечают авторы, связь эта более сложная и не всегда однозначная.

Т. Девис [Davies T. A., 1981 г.] на основе обобщения материалов глубоководного бурения построил модель океанической карбонатной седиментации, из которой вытекает и временная периодичность изменения скоростей накопления карбонатов. Т. Дэвис связал свою модель и с изменяющейся глобальной палеогеографией в связи с перемещениями литосферных плит за последние 60 млн. лет. Источником биогенных карбонатов, осаждающихся в океане, служит сама морская вода. Объемы карбонатных пелагических осадков зависят от интенсивности химической эрозии, а их распространение — от климата и циркуляции водных масс. Поэтому океа-

ническая карбонатная седиментация достаточно точно отражает историю глобального палеогеографического изменения Земли.

В основу расчетов Т. Дэвис положил модель карбонатной седиментации, согласно которой в пелагическую область поступает та часть растворенных карбонатов, выносимых с континентальным речным стоком, которая не аккумулируется в районе шельфовых морей, континентального склона и его подножия. Поступление карбонатов с континента в морские бассейны за 60 млн. лет составляло в среднем $(10,3 \div 12,5) \cdot 10^{14}$ г/год, что вполне сравнимо с современным речным выносом карбонатов — $12,2 \cdot 10^{14}$ г/год [Gargies R. M., Mackenzie F. T., 1971 г.]. Темпы океанической карбонатной седиментации варьируют от $7,8 \cdot 10^{14}$ до $28,6 \cdot 10^{14}$ г/год. Периоды высоких темпов (0—6; 22—30; 45—53 млн. лет) чередуются с периодами более низких темпов аккумуляции карбонатов в океане. Причем возрастание интенсивности пелагической карбонатной седиментации хорошо коррелируется с увеличением площади суши, что влечет за собой увеличение выноса карбонатов с речным стоком и уменьшение площади шельфов в связи с глобальными колебаниями уровня океана, с которыми в свою очередь сопряжены изменения циркуляции океанических водных масс и климата.

Т. Дэвис справедливо полагает, что история формирования разрезом пелагических карбонатных осадков достаточно тонко отражает колебания уровня моря. В ходе геологической истории происходило также перераспределение объемов накапливающихся карбонатных осадков между океанами вследствие открытия одних и сокращения других; изменялись гипсометрия океанических бассейнов и интенсивность растворения карбонатов глубинными водами. Все эти процессы фиксируются седиментационными циклами.

Можно с уверенностью заключить, что данные по геологии Мирового океана, которых с каждым годом становится все больше, не только прольют свет на циклогенез океанических осадков, но и прояснят многие вопросы циклического седиментогенеза вообще.

ИНЪЕКТИВНЫЙ РЕЖИМ

Если единичный цикл образуется геологически мгновенно, из единой порции осадка, поступившей в зону аккумуляции, т. е. в результате своеобразной инъекции материала в бассейн седиментации, то такой режим циклогенеза мы условились называть *инъективным*. Основными агентами транспортировки кластического материала являются плотностные водные потоки. Поэтому последовательность циклов инъективного режима может формироваться только в зонах разгрузки этих потоков: в дельтах рек, в подводных морских каньонах, в глубоководных желобах и у континентального подножия. В инъективном режиме образуются все разновидности турбидитов.

Турбидитами принято называть отложения плотностных, в частности мутьевых или суспензионных, потоков. Они образуют мощные,

часто многокилометровые толщи, сложенные однотипно построенными циклами. Каждый седиментационный цикл турбидитов — это отложение одного плотностного потока. Последовательности таких циклов, имеющих отличительные литологические признаки, получили специальные названия: аспидные отложения, флиш (субфлиш, собственно флиш, грубый, или дикий, флиш, флишоиды и т. п.), нижняя моласса (шлиры, флишевая фация моласс и т. п.). Одним словом, любые ритмично построенные терригенные и терригенно-карбонатные толщи, имеющие характерные отличительные признаки отложений плотностных потоков (о них скажем отдельно), называются турбидитами.

Мы рассмотрим две наиболее распространенные литологические разности турбидитов: циклы флишевого типа и циклы нижней молассы.

Циклы флишевого типа

Термин «флиш» в геологическую литературу ввел швейцарский геолог Б. Штудер в 1827 г. Флишем он назвал формацию темно-серых сланцев с прослоями песчаников над верхнеюрскими отложениями в Зимментале (кантон Берн). Впоследствии, однако, под флишем стали понимать тонкоритмичную терригенную или терригенно-карбонатную морскую толщу любого возраста, имеющую вполне определенные отличительные признаки: двух-трехчленное строение единичного цикла, наличие текстур типа механо- и био-глифов в основании цикла, отсутствие сохраннных остатков макрофауны и т. д. [Вассоевич Н. Б., 1948 г.]. Флиш привлек пристальное внимание геологов прежде всего необычным строением разрезов, непривычным обликом бассейнов флишенакпления, которые даже получили специальное название — флишевые трюги, и отсутствием фациальных переходов между флишем и синхроничными с ним морскими отложениями. Все это породило многочисленные, длившиеся десятилетиями дискуссии по поводу его генезиса.

На сегодняшний день дискуссии эти практически прекратились. Геологи всего мира единодушны в том, что флиш — это отложение плотностных водных потоков, т. е. флиш представляет собой одну из разновидностей турбидитов. Иными словами, можно утверждать, что *любая литологическая разновидность флиша представляет собой турбидиты, но не всякий турбидит может отождествляться с флишем.*

Если, как мы помним, для угленакопления и образования соленосных формаций требовалось вполне конкретное сочетание климатических условий и тектонического режима, которое выполнялось далеко не в каждом геологическом периоде фанерозоя, то при формировании цикличности флиша климатический фактор никакой роли не играет. Определяющим здесь является механизм процесса, а также наличие в структуре земной коры морфологически выраженных ловушек, где этот процесс может реализоваться. Именно по этой причине в геологической истории не было периодов наибо-

лее благоприятных или, напротив, противопоказанных флишенаккумуляции. Флиш формировался на протяжении всей геологической истории Земли. Образуется он и в современную эпоху.

Все разнообразие природных турбидитов отличает один признак, наличие которого является необходимым, чтобы было основание предполагать суспензионный генезис этих отложений. Таким признаком оказывается отсортированная, или градационная, слоистость (*graded bedding*), фиксирующая уменьшение зернистости от основания к кровле первого, наиболее грубозернистого элемента цикла. Однако отсортированная слоистость отмечается и в летнем слое озерных варв, и в ледниковых отложениях, а также в некоторых приливно-отливных циклах. Ее наличие констатирует лишь один факт — данный слой образовался путем последовательного осаждения взвеси. Поэтому следует знать признаки, которые можно было бы считать достаточными для отнесения конкретного типа отложений к турбидитам. Такими признаками оказываются как раз те, которые в свое время Н. Б. Вассоевич [1948 г.] отмечал как обязательные для флиша; основные из них мы уже перечислили.

Турбидиты всесторонне начали изучаться с конца 30-х годов. Кроме полевых наблюдений со временем стали ставить эксперименты в круговых и прямоочных лотках для воспроизведения в лабораторных условиях слоистости и характерных текстур турбидитов; разрабатывались гидродинамические теории, объясняющие физический механизм движения и разгрузки плотностных потоков; с началом активных океанологических исследований стали изучать отложения плотностных потоков непосредственно в океане. Такой всесторонний охват проблемы привел к тому, что сегодня седиментологам уже недостаточно отнесения исследуемых отложений к турбидитам, они должны знать, в какую фазу транспортировки взвеси она выпала в осадок, на каком расстоянии от начала движения потока это произошло, какой эффективной плотностью обладал поток и т. д. Сегодня турбидиты различают и по грубости отложений, и по характеру текстур, и по мощности.

Наиболее грубозернистые турбидиты, отложившиеся из перегруженных взвесью плотностных (зерновых) потоков, получили название *флюксотурбидитов*. В разрезе они, как правило, формируют наиболее мощные циклы. Если удастся проследить фиксированные циклы по простиранию, вдоль движения потока, то выясняется, что по мере удаления от источника зернистость осадков уменьшается, текстурные характеристики первого элемента цикла становятся более четкими, намечается устойчивый порядок в смене текстурных признаков. Такие турбидиты получили название *дистальных*, т. е. наиболее удаленных от начала движения потока. Им противопоставляются *проксимальные* турбидиты, образовавшиеся вскоре после начала движения плотностного потока.

Интересен такой факт. Изучение флишевых циклов позволило установить, что существует ограниченное число текстур, свойственных каждому элементу цикла. А. Боума [Bouma A. H., 1962 г.]



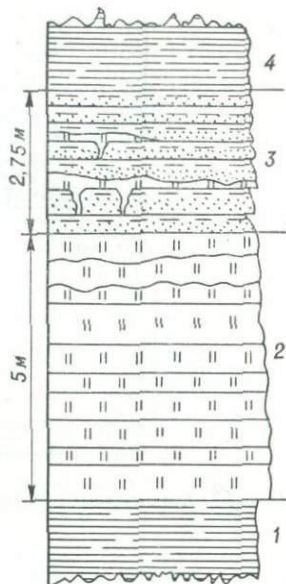
Рис. 55. Совершенный турбидитовый цикл А. Боума и интерпретация осадков с позиций изменения режима потока [46].

описал полную (совершенную) последовательность текстур флишевого цикла. Эта последовательность подразделяется на пять интервалов А—Е (рис. 55). Интервал А характеризуется ярко выраженной отсортированной слоистостью; В — нижний интервал параллельной слоистости, у которого контакт с интервалом А выражен нечетко; С — интервал косой слоистости и знаков ряби; D — верхний интервал параллельной слоистости; E — пелитовый интервал. Совершенная последовательность текстур встречается полностью только в относительно мощных слоях и то очень редко. Самым ценным в этой модели А. Боума является то, что устанавливается взаимно однозначное соответствие между разделением полного флишевого цикла (турбидита) на элементы исходя из признаков породного состава и разделением того же цикла на элементы по характерным текстурным признакам. В случае неполных циклов выпадают и соответствующие текстурные интервалы модели А. Боума. Недавно по такому же принципу была разработана модель полной последовательности текстур флуксотурбидита [Sla-czka A., Thompson S., 1981 г.].

Оказалось также, что модель А. Боума позволяет детализировать и генетические модификации турбидитов, т. е. достаточно уверенно отличать проксимальные и дистальные турбидиты на основе системы ABC-индексов Р. Уолкера [Walker R. G., 1967 г.]. Очень интересное исследование выполнили Н. О'Брайн и др. [O'Brien N. R. а. о., 1980 г.]. Они доказали путем микроскопического изучения глин из заведомых турбидитов и из нормальных гемипелагических осадков, что глины пелитового интервала в модели А. Боума отличаются от глубоководных морских глин ориентацией отдельных глинистых частиц. В первом случае она практически отсутствует, а во втором частички глины ориентированы параллельно напласто-

Рис. 56. Игнитурбидит [84].

1, 4 — мергели с турбидитами небольшой мощности; 2 — слой массивного строения — отложения пеплового потока; 3 — игнитурбидиты (тонкорасслоенные туфы).



ванию. Авторы это объяснили резким несоответствием в скоростях седиментации осадка из суспензионного потока и по схеме «частица за частицей» при классическом океаническом седиментогенезе. Материалом для этого тонкого исследования послужили турбидиты плиоценового и голоценового возраста с п-ова Бозо в Японии и глинистые илы трога Окинава в Восточно-Китайском море.

Редкую разновидность турбидитов представляют так называемые *игнитурбидиты*, выделенные впервые итальянским геологом Е. Матти [84] в олигоценых отложениях группы Вати на о. Родос. Он показал, что если продукты подводных извержений транспортируются подводным пепловым потоком, то они образуют самостоятельные геологические тела, очень слабо напоминающие классические турбидиты. На рис. 56 видно, что игнитурбидит парагенетически связан с обычными дистальными турбидитами, поскольку пепловый поток двигался по проложенной плотностными водными потоками трассе в зону разгрузки. Эта разновидность турбидитов напоминает *тефротурбидиты*, на описании которых мы еще остановимся. Различают и так называемые *контуристы*, представляющие собой отложения придонных постоянно действующих течений на границе шельфа. Они, как правило, образуют небольшой мощности песчаные тела с характерной косослойчатой текстурой водных течений. Все эти генетические разновидности турбидитов распознаются в разрезах классического флиша и флишеподобных терригенных отложений.

Вне зависимости от возраста и тектонической позиции флишевых отложений наиболее полно выраженный флишевый цикл включает набор терригенных и карбонатных пород с характерным уменьшением зернистости от основания цикла. Для песчаникового флиша такой набор имеет вид: гравелит → песчаник → алевролит, или песчаник → алевролит → аргиллит; для карбонатного: песчаник → известняк → известковистый аргиллит. Часто циклы усеченные, двучленные: песчаник → алевролит, или песчаник → известняк. Важно отметить, что циклы флиша вне зависимости от конкретного набора пород всегда имеют «трансгрессивную» направленность гранулометрического фона. Циклы с противоположным порядком следования пород противоречат физическому механизму флишевого циклогенеза.

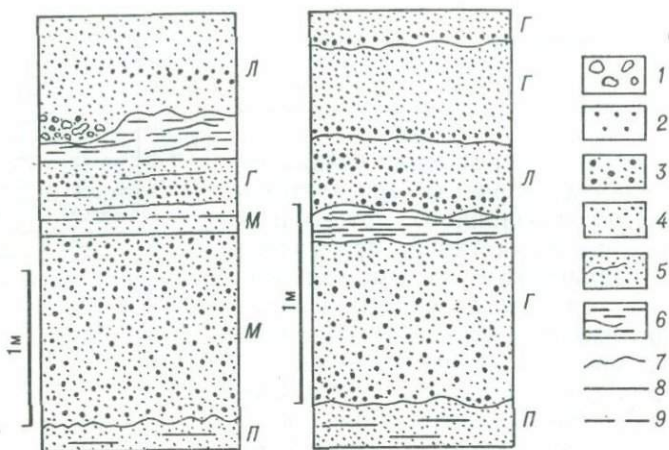


Рис. 57. Характерные наборы песчаников в циклах флиша зилаирской серии верхнего девона [63].

1 — конгломерат из галек местных пород; 2 — гравелит; 3—5 — песчаники: 3 — грубозернистый с гравием, 4 — мелко-среднезернистый, 5 — мелкозернистый; 6 — алевролит; 7 — размывы; контакты: 8 — резкие, 9 — постепенные; текстуры: Л — линзовидно-слоистая, М — массивная, Г — градационная, П — горизонтально-слоистая (плитчатость).

Приведем несколько характерных примеров флишевых циклов. В верхнедевонских разрезах Южного Урала представлены ритмичные терригенные образования зилаирской серии, цикличность которых является типично флишевой. Общая мощность этой серии не менее 4000 м, развита она как на западном склоне Урала (Зилаирский синклинорий), так и на восточном — Магнитогорский синклинорий [63]. Наиболее характерный цикл зилаирского флиша имеет вид: песчаник → алевролит → аргиллит. Однако в разных частях разреза соотношения этих пород разные, что дало основание выделить три литологические модификации циклов: песчаниковую, песчано-аргиллитовую и алевролитно-аргиллитовую.

Характерная последовательность пород в песчаниковых циклах следующая: массивные крупнозернистые песчаники с градационной текстурой (0,5—1,5 м) → горизонтально-слоистые средне- и мелкозернистые песчаники (<0,5 м). Песчано-аргиллитовые циклы, как правило, трехчленные: песчаник от грубозернистого до мелкозернистого (0,5—1,0 м) → горизонтально-слоистый алевролит → аргиллит (<0,05 м). Алевролитно-аргиллитовые циклы отличаются почти полным отсутствием песчаного элемента, главным типом пород здесь является аргиллит. Тектурные признаки, характерные для флиша, наиболее четко проявлены в песчаниковых циклах (рис. 57). Если воспользоваться системой индексов Р. Уолкера, опирающихся, как уже отмечалось, на тектурную модель полного флишевого цикла А. Боума, то для циклов зилаирской серии характерны следующие формулы: АВ, реже АВС или АС (песчани-

ковые циклы), *ABCDE*, а также *ABC* или *ABE* (песчано-аргиллитовые циклы), *BCDE*, *CDE* и *DE* (алевролитово-аргиллитовые циклы).

Таким образом, зилаирский флиш характеризуется разнообразием литологических наборов пород и наличием песчаных тел значительной мощности. Все это породило в свое время многочисленные дискуссии по поводу генетической интерпретации этих отложений. Со времени классических работ Н. Б. Вассоевича [1940, 1948 г.] по кавказскому флишу было принято считать, что «типичный флиш» обязательно должен быть похож на «кавказский», т. е. характеризоваться небольшими мощностями циклов, включать полный набор терригенных пород (исключая наиболее грубозернистые разности), а также иметь слепки с разнообразных текстурных знаков. Отложения, напоминающие кавказский флиш, но в точности ему не соответствующие, стали получать специальные наименования: *аспидные*, *флишеподобные*, *флишоидные* и т. п. Они не проясняли суть дела, а скорее затушевывали ее, поскольку специальных моделей, объясняющих условия образования этих отложений, не разрабатывалось. Их генезис поначалу трактовался с позиций осцилляционной гипотезы Н. Б. Вассоевича, а впоследствии — гипотезы мутьевых потоков голландского геолога Ф. Кюнена [Kuennen Ph. H., 1958 г.].

Можно утверждать, что литологические различия, отмечаемые для флиша, проистекают не от различий механизма их образования, а от палеогеографических условий, где этот механизм мог реализоваться. С позиций же режима процесса все литологическое разнообразие флишевых циклов, включая и наиболее грубые его разности, именуемые нижней молассой или шлирами, не различаются: все они образовались в инъективном режиме, в результате инъекций обломочного материала в зону аккумуляции.

Что же касается зон аккумуляции, то они действительно могут быть разнообразными. В частности, И. В. Хворова и М. Н. Ильинская [63] для зилаирского флиша или, как они его назвали, «флишоида зилаирского типа» приняли достаточно обоснованную модель долинно-веерной системы континентального подножия с характерными глубоко врезанными каньонами, менее разработанными подводными руслами, а в целом представляющую собой подводный веерный аккумулятивный конус, продвигавшийся в сторону моря. В разных частях этой подводной «флювиальной системы» формировались литологически отличные разности зилаирского флиша. Таким образом, для реализации флишевого циклогенеза инъективного режима вовсе не обязательно наличие трога (линейно-вытянутой глубоководной депрессии типа глубоководного желоба), флиш может формироваться в любых подводных депрессиях, к которым ведут подводные каналы.

Пример детальной палеогеографической реконструкции такой «долинно-веерной системы» приведен, например, в работе Г. Шанмугама [90], в которой описан терригенный и терригенно-карбонатный флиш среднеордовикского бассейна Сивьер на востоке штата Теннесси (США). Флишевые циклы, которые автор назвал

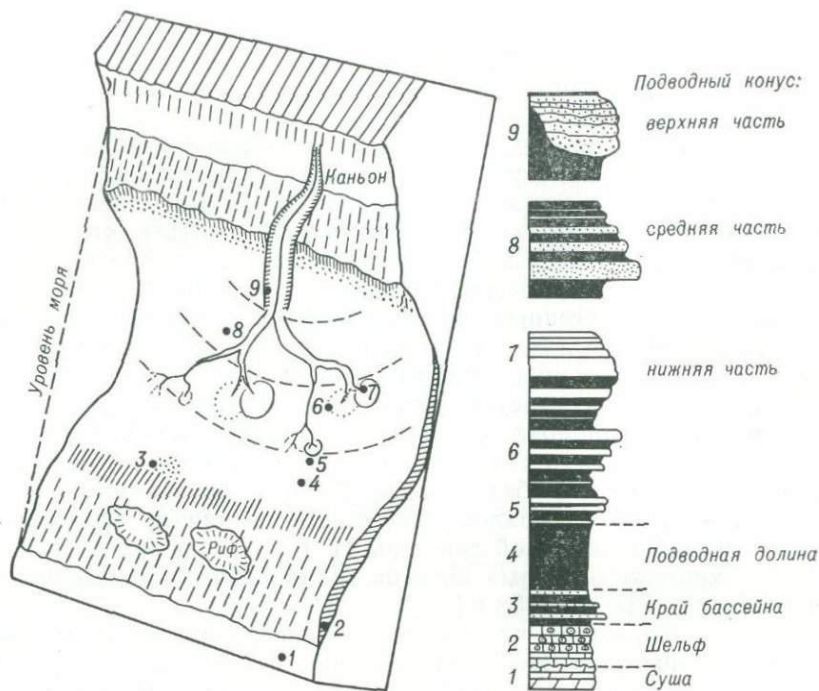


Рис. 58. Глубоководная долинно-веерная система бассейна Сивьер [90].

тонкозернистыми маломощными турбидитами, различны в разных частях подводного конуса (рис. 58). Еще одну иллюстрацию образования литологически разнообразных турбидитов в условиях долинно-веерной системы дают отложения формации Лага (верхний миоцен — нижний плиоцен), развитой в северных Апеннинах (Италия), и формации песчаника Марнозо (нижний—верхний миоцен). Они детально описаны Ф. Рици-Лючи [86]. Формация Лага представлена чередованием мощных массивных песчаников (до 15 м) с отложениями типичного флиша. Она формировалась на прибрежном склоне, куда поступал песчаный материал с континента, и в подводном каньоне, располагавшемся на небольшом удалении от берега. В условиях глубоководного конуса выноса отлагались слои песчаника, чередующиеся с аргиллитовым флишем, а на глубоководной равнине, во фронтальной части конуса шло отложение глинистых осадков с незначительной примесью песчаного материала.

Иными словами, в подводных каньонах накапливаются так называемые *канализированные турбидиты*, т. е. типичные флишевые отложения, а на подводных равнинах — тела «неканализированных турбидитов», как правило, достаточно мощные и более тонкозернистые. Палеогеографическая интерпретация этой долинно-веерной

системы показана на рис. 59. Там же приведены схематизированные разрезы, представляющие накопления турбидитов в разных частях подводного конуса. В частности, флишевой стратификацией обладают только разрезы, сформированные в каньонах (рис. 59, *a*) и частично в подводных каналах внешних частей долино-веерной системы (рис. 59, *b*, *в*).

Типичные турбидиты флишевого облика описал в миоценовом бассейне Китрея (Кипр) Ю. Уэллер [Weller Y., 1970 г.]. Крупные тела песчаных турбидитов, дающих наглядное представление о полной последовательности текстур флишевого цикла (хотя сами эти турбидиты и нельзя назвать флишем), обнажаются в горах Санта-Юнец в штате Калифорния, США [79]. Это эоценовые отложения, фиксирующие сублационный тип развития бассейна. Турбидиты здесь залегают в основании формации Юнгал и перекрываются сланцами формации Кози-Делл. Вертикальная последовательность отложений, их распространенность на площади и характер текстурных признаков позволили М. Линку предположить, что турбидиты песчаника Матилья представляют собой отложения подводной дельты. Батиметрические условия седиментации довольно точно восстанавливаются по фауне. Прослеживая по простиранию формацию песчаника Матилья, М. Линк наглядно продемонстрировал переход проксимальных турбидитов в дистальные (рис. 60). Легко убедиться в том, что наиболее рельефно выражаются интервалы *A* и *B*. Верхний интервал параллельной слоистости (*D*) и пелитовый интервал (*E*) и в проксимальном и в дистальном турбидитах выражены одинаково четко, хотя в песчаном турбидите большей мощности они, естественно, развиты слабо; что же касается интервала *C* — косой слоистости и знаков ряби, то он более рельефно представлен в дистальном турбидите, что хорошо согласуется с физикой процессов транспортировки и разгрузки плотностных водных потоков.

Характерный песчано-алевролитовый флиш, образовавшийся в условиях подводного дельтового комплекса, обнажается в среднеэоценовой формации Тье, штат Орегон, США [Snavelly P. D. а. о., 1964 г.]. Циклы в данном случае двучленные, фиксирующие ритмичное чередование градационных песчаников и алевролитов. Авторы проследили распространение формации Тье на площади и установили, что она формировалась в условиях погружающейся дельты, в которой накапливался обломочный материал песчано-алевритового состава, переносимый затем мутьевыми потоками в глубокий морской каньон. Мощность этой формации более 3000 м, прослеживается она на расстоянии более 250 км.

Интересный пример глубоководных тонкозернистых дистальных турбидитов представляют собой разрезы среднеордовикского флиша хр. Провинс в штате Теннесси, США [92]. Эти авторы детально изучили формацию сланца Сивьер, т. е. нижние 500 м из 3000-метрового разреза среднего ордовика. Элементарный цикл этой формации имеет вид: тонкозернистые песчаники → аргиллиты → сланцы. Циклы маломощные — от 6 до 15 см. Отдельные

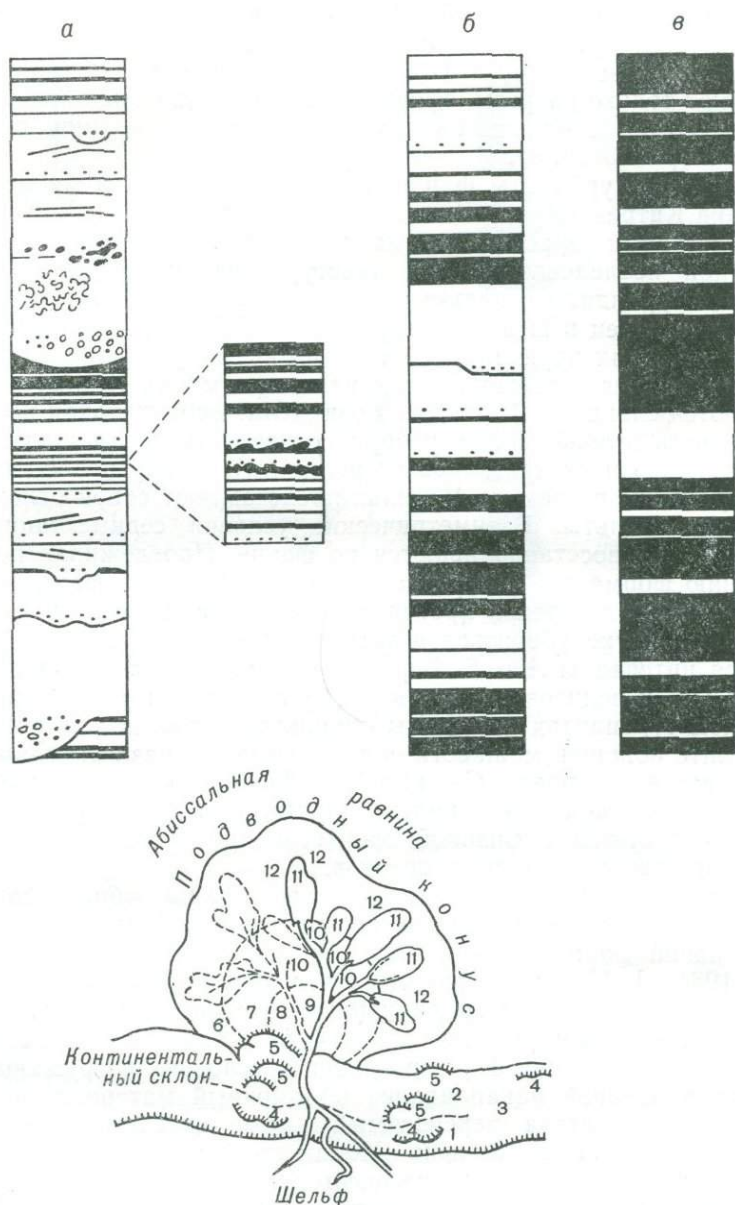


Рис. 59. Палеогеографическая реконструкция долинно-веерной системы, существовавшей при отложении турбидитов миоцен-плиоценовых формаций Северных Апеннин [86].

Турбидиты: а — подводных каналов, б — внешних окраин подводного конуса, в — абиссальной равнины.
 Континентальный склон: 1 — верхняя часть, 2 — нижняя часть, 3 — пассивная окраина, 4 — уступы обрушения, 5 — отложения осадков обрушения; подводный конус: 6 — внешняя часть, 7 — средняя часть, 8 — внутренняя часть, 9 — главная долина, 10 — межруслевое пространство, 11 — осадочный язык, 12 — края веерной системы.

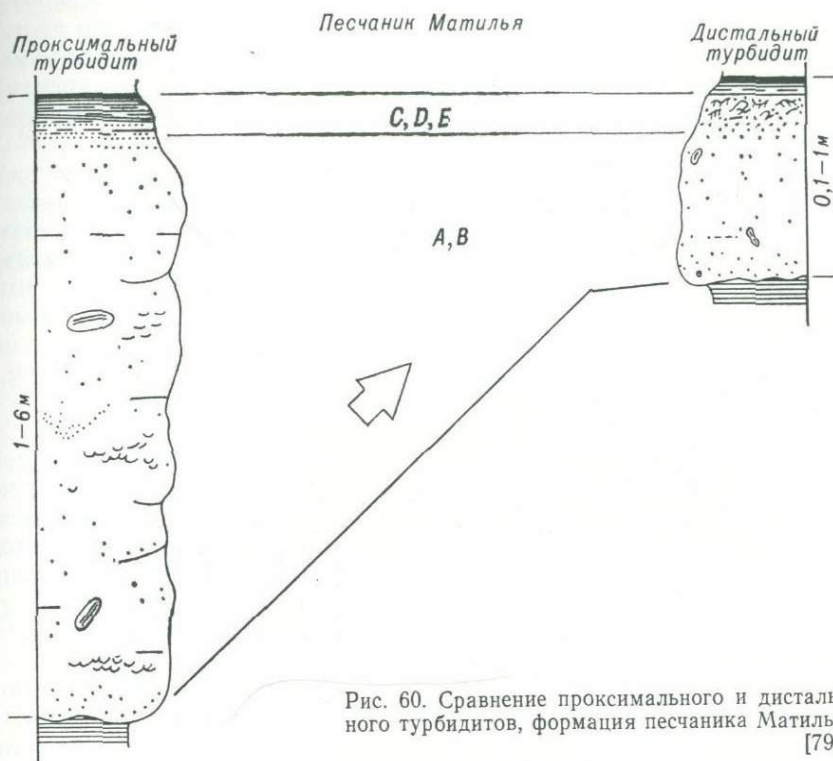


Рис. 60. Сравнение проксимального и дистального турбидитов, формация песчаника Матилья [79].

слойки мощностью от 2 до 5 см могут прослеживаться на 50 м вдоль обнажения. Большая их часть имеет внутреннюю слоичатость, не всегда, однако, интерпретируемую с позиций турбидитной модели А. Боума, но зато хорошо сопоставимую с детально исследованными современными дистальными турбидитами атлантического континентального склона п-ова Новая Шотландия, где они залегают на глубинах около 4000 м. Турбидиты здесь представляют отложения плейстоценового конуса выноса. Анализ текстурных интервалов дал возможность Д. Стоу и Г. Шанмугаму предложить свою трактовку внутренней слоичатости мало-мощных дистальных турбидитов (рис. 61), которая существенно отличается от известной модели А. Боума [Boita A. H., 1962 г.].

Полная, или идеальная, последовательность текстур в этих отложениях подразделяется ими на девять интервалов T_0 — T_8 . Интервал T_0 —базальный (ленточный) слоев. При увеличении видны знаки ряби, косая слоичатость, а также параллельная микрослоичатость. Этот интервал соответствует интервалу С модели А. Боума, тогда как нижние интервалы (А и В) этой модели в идеальном цикле Д. Стоу и Г. Шанмугама отсутствуют. T_1 —

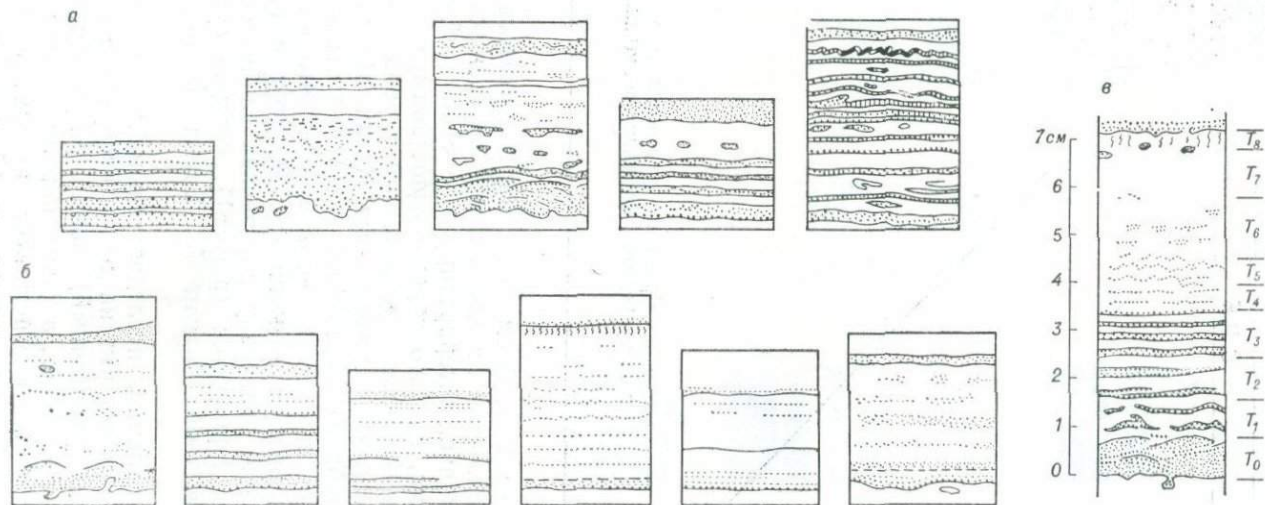


Рис. 61. Текстуры тонкослойных дистальных турбидитов и модель идеального цикла [92].

a — характерные последовательности текстур в циклах ордовикской формации сланца Сивьер, эскизы даны на основе зарисовок со шлифов и отполированных пластин; *б* — зарисовки под микроскопом наиболее типичных последовательностей текстур в тонкослойчатых дистальных турбидитах на атлантической континентальной окраине п-ова Новая Шотландия; *в* — модель идеального цикла.

интервал конволютной слоистости, или слоистости завивания; T_2 — тонкая неправильная слоичатость с мелкоамплитудной микрорябью (интервалы T_1 и T_2 соответствуют интервалу D модели А. Боума). Интервал T_3 — тонкая правильная слоичатость; T_4 — неясно выраженная слоичатость; T_5 — жгутиковая, конволютная слоичатость; T_6 — градационная текстура ила; T_7 — неградационный ил; T_8 — текстуры микробиотурбации. Интервалы T_3 — T_8 соответствуют пелитовому интервалу E модели А. Боума. Как видим, принцип построения модели идеального цикла турбидитов, изначально примененный А. Боума, сохранен и этими авторами. Предложенная ими идеальная последовательность текстур в тонкозернистых маломощных дистальных турбидитах отличается детальным анализом текстур илистого компонента цикла, т. е. того, что практически не изучалось моделью А. Боума.

Таким образом, мы привели примеры флиша, образовавшегося в конусах подводных дельт в пределах долинно-веерных систем. Зерновые потоки с высокой концентрацией грубообломочного материала формируют здесь мощные тела песчаных турбидитов, а суспензионные потоки, переносящие алевро-глинистый материал на сотни километров, откладывают маломощные тела тонкозернистых дистальных турбидитов. Однако данную палеогеографическую ситуацию нельзя все же признать наиболее типичной для накопления мощных флишевых толщ. Более характерными обстановками флишенакпления являются глубоководные морские каньоны и желоба зон субдукции океанической коры. Для палеотектонических реконструкций наличие флишевых толщ является одним из основных индикаторов палеосубдукционных зон. Механизм же образования флишевых циклов и в глубоководных желобах остается прежним: осадочный материал доставляется в желоба плотностными потоками и разносится вдоль простирания желоба на сотни и первые тысячи километров донными течениями.

Именно в такой палеогеографической обстановке формировались мощные разрезы терригенно-карбонатного и терригенного флиша позднемелового и палеогенового возраста северо-западного и центрального Кавказа, флиш таврической серии триасового возраста Крыма, верхнекаменноугольный флиш Урала, нижнемеловой флиш восточного Сихотэ-Алиня и многие другие. Следует сразу отметить, что в отношении строения единичных циклов флиш, образовавшийся в разной палеогеографической обстановке, весьма схож. Единственное отличие, пожалуй, заключается в том, что для разрезов желобов более характерны устойчивые мощности элементарных циклов, измеряемые сантиметрами и первыми десятками сантиметров, и очень редко фиксируются циклы аномальных мощностей (первые метры), тогда как в разных частях долинно-веерных систем подводных дельт очень часто формируются тела песчаных турбидитов большой мощности.

Т. А. Вознесенская [1980 г.] описала разрезы субаркозового терригенного флиша, развитого в каледонидах Монголо-Алтайской складчатой системы. Возраст разрезов среднекембрийский — раннеордовикский. Единая флишевая зона

прослеживается также в Алтае-Саянской складчатой области и в Китае. Мощность всей толщи 3—6 км. Она подразделяется на две подтолщи: нижнюю зеленоцветную мощностью 2,5 км и верхнюю пестроцветную 3,5 км. Вся толща формировалась в режиме сублационного заполнения осадками глубоководной океанической депрессии длиной более 1000 км, поскольку зернистость осадков отчетливо возрастает снизу вверх по разрезу. Для нижней толщи более характерны трехчленные циклы вида: песчаник—алевролит—аргиллит, для верхней—двучленные: песчаник—алевролит или песчаник—аргиллит. Карбонатность разрезов очень слабая, макрофауна отсутствует. Это типичный терригенный флиш, образованный в условиях глубоководного желоба ниже глубины карбонатной компенсации.

Очень интересные результаты получаются при сопоставлении разрезов флиша с керном глубоководных скважин, пробуренных в современных желобах. На рис. 62, заимствованном нами из работы Ф. Визеля [95], показаны керны скважин 127, 128 и 131 рейса 13 «Гломара Челленджера». Рейс выполнялся в Средиземном и Эгейском морях. Скважины 127 и 128 пробурены в желобе Плиний, расположенном к востоку от о. Крит. Скважины прошли около 500 м осадков. Скв. 131 была задана у основания пассивной окраины Африканского континента на периферии подводного конуса выноса р. Нил. Две скважины (V 10—50 и V 10—58) заглубились в осадки Критского трога более чем на 400 м. По желобу Плиний проходит граница Эгейской и Африканской плит. Даже только рассмотрения рис. 62 достаточно, чтобы убедиться в том, что осадки современных желобов по характеру стратификации и литологии очень напоминают флишевую цикличность. На рисунке приведены три разреза типичного флиша олигоцен-миоценового возраста, который обнажается в сицилианской части Магребнанской горной цепи. И современные осадки желобов, и флиш—это типичные турбидиты.

Данное исследование кроме наглядной актуалистической иллюстрации палеогеографических и палеотектонических условий флишевого циклогенеза лишней раз подтвердило мысль, которую мы уже высказывали: флишевый седиментогенез консервативен в отношении палеогеографических обстановок осадконакопления в том отношении, что сходный вид цикличности формируется и в глубоководных желобах, и в пределах подводных дельтовых систем. Следовательно, для реализации флишевого циклогенеза определяющим является механизм процесса транспортировки и разгрузки кластических осадков плотными потоками и лишь в очень незначительной мере влияя физиография зон аккумуляции. Этот вывод существенно осложняет решение обратной задачи: по имеющимся разрезам флиша реконструировать обстановку его образования.

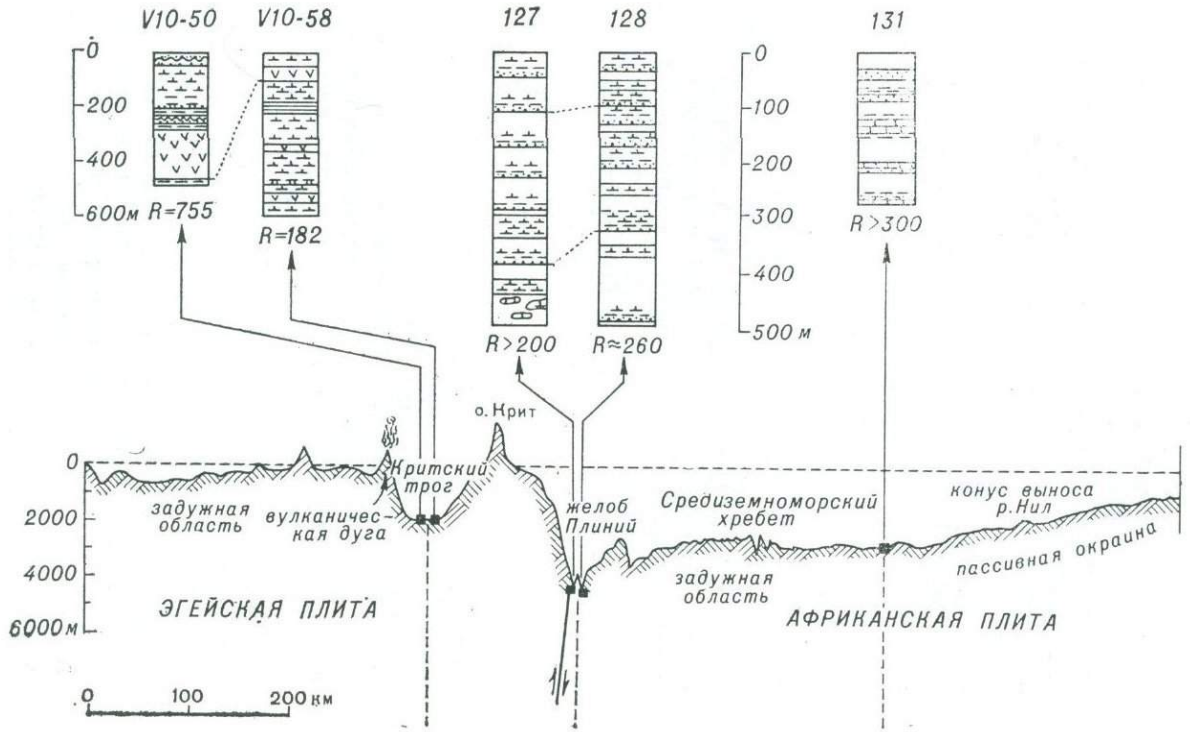
В вулканогенно-осадочных отложениях, а также в разрезах вулканогенного флиша встречаются циклы (точнее, многометровые последовательности циклов), сложенные продуктами вулканических извержений, которые доставлялись в зону аккумуляции плотными потоками. Это так называемые *туфовые турбидиты* или *тефротурбидиты*, т. е. вулканические туфы с текстурами типичных турбидитов. В современных морских отложениях они встречаются в осадках Тирренского, Адриатического и других морей [4]. На

рис. 63 показаны наиболее типичные виды туфовых турбидитов. Различие в их строении обусловлено двумя факторами: разным расстоянием от вулканического очага и несходством вещественного состава продуктов вулканических извержений. Но то, что в зону аккумуляции они доставляются тефровыми мутьевыми потоками, несомненно. Несомненно также и то, что многие тефровые турбидиты, участвующие в строении флишевых разрезов, являются глубоководными образованиями. Ископаемые тефротурбидиты описаны в работах О. Г. Эпштейна [1970 г.], Л. Н. Котовой [1972 г.] и др. Большое внимание им уделила также Л. Н. Ботвинкина [4], выделившая несколько генетических типов и подтипов отложений тефровых мутьевых потоков.

Турбидиты, описанные в скважинах, пробуренных по международному проекту глубоководного бурения, могут сыграть важную роль при реконструкции тектонической истории многих регионов и при восстановлении режима инъективного циклогенеза ряда циклически построенных формаций, характеризующихся слоистостью мутационного типа, — флиша и нижней молассы. По турбидитам, в частности, удается восстановить периоды воздымания и вулканической активности островных дуг в центральной части Тихого океана [Kelts K., Arthur M. A., 1981 г.]. В ранее опубликованной монографии автора [43] приведены многочисленные примеры широкого распространения турбидитов в самых разных зонах современных океанов. Там же было показано, что наиболее вероятным гомологом флишевых трогов прошлого являются глубоководные желоба зон субдукции.

Мы не будем останавливаться здесь на детальном описании процессов, происходящих в зонах субдукции. Они известны из опубликованных книг по тектонике плит [Абрамович И. И., Клушин И. Г., 1978 г.; Городницкий А. М. и др., 1978 г.; Зоненшайн Л. П. и др., 1976 г.; Ле Пишон К. и др., 1977 г.; Унксов В. А., 1981 г.]. Отметим лишь, что условия залегания, текстуры и состав осадков в желобах являются чуткими индикаторами прежде всего процессов, происходящих в самих желобах и в подводных каньонах, и в меньшей мере — режима поддвижения плит в зонах Беньофа. Это связано с несоизмеримостью масштабов и с различным механизмом процессов затягивания плит на глубины порядка 700 км и процессов осадконакопления на дне желобов. Процесс поглощения океанических плит в зонах субдукции непрерывный, идущий со скоростью до 10 см/год, тогда как океанические осадки накапливаются со скоростями 0,1—0,2 мм/год.

Кроме того, огромную роль, как мы уже отметили, играют плотностные потоки, которые возникают эпизодически, без какой бы то ни было правильной периодической повторяемости и, сбрасывая огромные порции кластического материала по системе подводных каньонов на дно желоба, формируют осадочные циклы (турбидиты) инъективного режима. Этот процесс является функцией многих переменных, главными из которых можно считать скорость накопления кластики в седиментационных ловушках, сейсмическую



Three stratigraphic columns (I, II, III) are shown, with a vertical scale from 0 to 1200 meters. Column I is approximately 850m high, Column II is approximately 750m high (R≈170), and Column III is approximately 640m high (R≈640). A legend on the right identifies 12 lithological units: 1 (conglomerates), 2 (fluxoturbidites), 3 (turbidites), 4 (contourites), 5 (volcanic ash), 6 (clay slate), 7 (shale), 8 (pelites), 9 (limestones), 10 (chaotic layering), 11 (olistostromes), and 12 (crystalline basement).

Рис. 62. Сравнение разрезов флиша (I—III) с керном скважин глубоководного бурения (V 10—50, V 10—58, 127, 128, 131) в желобах Средиземного и Эгейского морей [95].

Флиш: I — Рейтано-Капо д'Орландо, II — Тройна-Туза, III — неброднианский. 1 — конгломераты; 2 — флюксотурбидиты; 3 — турбидиты; 4 — контуриты; 5 — вулканический пепел; 6 — глинистый сланец; 7 — мергель; 8 — пелиты; 9 — известняки; 10 — хаотическое наложение; 11 — олистостромы; 12 — кристаллический фундамент; R — скорость седиментации, м/млн. лет.

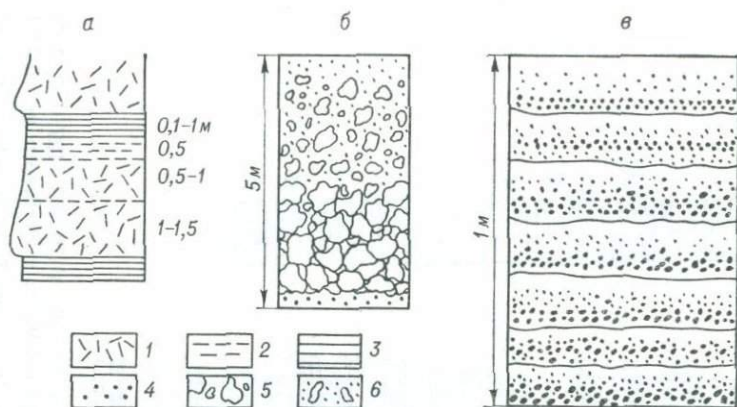


Рис. 63. Строение турбидитов тэфровых мутьевых потоков.

a — тэфровый турбидит улдутауской свиты Южного Урала [62]; *б* — тэфротурбидит ирендьской свиты на Урале [61]; *в* — последовательность нескольких циклов тэфротурбидитов из девонского разреза, Тарбагатай (зарисовка Л. И. Котовой) [4].
Породы (на рис. *a, б*): 1 — тэф, внизу более грубый, 2 — тэф тонкозернистый, 3 — тэфопелит, 4 — тэф нижележащего цикла, 5 — грубообломочный агломерат, 6 — мелкообломочный агломерат с обильной тэфровой связующей массой.

активность района и морфологию океанического рельефа. Процесс этот развивается самостоятельно и практически независимо от режима поддвигания плит. Именно этим можно объяснить тот факт, что современные осадки, выполняющие дно желобов, имеют горизонтальное, практически не нарушенное залегание с хорошо видимыми текстурными знаками донных течений и жизнедеятельности глубоководной фауны.

Ранее же полагали [Isaks В. а. о., 1968 г.], что накопление недеформированных осадков в желобах определяется отношением скорости аккумуляции к скорости поглощения литосферных плит в зонах субдукции. Чем больше скорость поглощения, тем более вероятны коробление и смятие осадков. Однако даже данные по тихоокеанским желобам, где скорости поддвигания плит наиболее высокие, противоречат этому выводу. Данный аргумент привлекали в своих целях противники тектоники плит [Scholl D. W. а. о., 1968 г.] на ранних стадиях развития этой теории. Они использовали факты, которые, как им казалось, «лежат на поверхности». Одним из них был факт спокойного залегания осадков на дне желобов, что по их твердому убеждению, противоречило не только режиму поддвигания плит в зонах субдукции, но и самому существованию этих зон. Однако не все то, что лежит на поверхности, оказывается глубоким аргументом.

Пока, разумеется, нет достаточных данных, чтобы нарисовать детальную и физически обоснованную модель седиментогенеза в желобах, но имеется ряд независимых и вполне достоверных фактов, говорящих за то, что циклогенез в глубоководных желобах следует рассматривать не как функцию режима поглощения плит,

а как процесс, идущий на этом фоне и развивающийся независимо от глубинных геофизических характеристик зон субдукции. Эти характеристики, и прежде всего глубина заложения очагов глубокофокусных землетрясений, влияют лишь на сейсмическую активность в районе системы «дуга—желоб» и определяют частоту поступления обломочного материала на дно желоба вместе с плотными водными потоками.

В целом можно заключить, что зоны субдукции имеют различное строение в зависимости от скорости поглощения, природы и мощности поглощаемой плиты; однако и это практически не влияет на циклогенез в самих желобах [82]. Так, зона субдукции Сикоку представляет собой пример медленно конвергирующей границы плиты с относительно мощным чехлом осадков. Она формировалась вдоль Нанкайского прогиба, в месте, где Филиппинская плита поддвигается под Азиатскую. Ближний к суше борт прогиба состоит из параллельных друг другу хребтов и бассейнов северо-восточного простирания. На ближнем к суше подводном хребте скважина глубоководного бурения прошла 525 м осадков четвертичного возраста в нормальном стратиграфическом залегании.

Опыт палеотектонических реконструкций показал, что глубоководные желоба и в геологическом прошлом фиксировали зоны субдукции океанической коры и заполнялись флишевыми осадками. В частности, при реконструкции единого позднепалеозойского материка Пангея было установлено [Nozomu D, Masachi Y., 1973 г.], что подавляющее большинство глубоководных желобов приурочено к его краям и их положение как бы трассирует зоны субдукции океанической литосферы того времени. Последующая миграция некоторых глубоководных желобов имела место, но она не была столь существенной, чтобы изменить общую закономерность.

На о. Хоккайдо (Япония) выявлены две пары относительно синхронных (юрско-третичных) систем «дуга—желоб» [Okada H., 1974 г.]. Зона одного желоба занимает часть юрско-меловой системы Эдзо, где пояс метаморфических пород Камункотан представляет зону палеосубдукции, падающую в западном направлении. Зона желоба более молодой пары структур приурочена к верхнемеловым—нижнетретичным образованиям региона. В обоих желобах последовательность осадков (снизу вверх) следующая: а) радиолариевые кремнистые породы или роговиковые славцы и подушечные лавы, б) флиш, в) нижняя моласса (шлиры), г) мелководные образования. К югу от Курильской гряды расположен современный Курило-Камчатский желоб, из чего можно заключить, что зоны субдукции в данном случае последовательно мигрировали в сторону океана. Как уже говорилось, положение зон палеосубдукции может быть достаточно надежно восстановлено по положению, которое занимают в непрерывном разрезе осадочных образований толщи турбидитов. Дж. Лергет [Leggett J. K., 1980 г.] описал турбидиты Англии позднеордовикского—среднесилурийского

времени, являющиеся образованиями древнего океана Япетус, и восстановил палеогеографию зоны субдукции того времени.

Однако мы уже знаем, что глубоководные желоба — пусть и весьма важная, но не единственная зона, где формируется флиш. Мы знаем также, что для образования флишевых толщ важно сочетание двух факторов: устойчивое сохранение во времени условий, необходимых для зарождения плотностных потоков, и наличие морфологически выраженной области их разгрузки. Известно также, что каждой флишевой свите свойственны определенный набор пород с их типичными структурами и текстурами, свой характер цикличности, различающийся в основном количественными соотношениями элементов цикла, тафоценоз и т. д.

Очевидно, механизм формирования флишевых свит, оставаясь принципиально одним и тем же, в каждом конкретном случае осложняется специфическими, присущими лишь данной свите генетическими особенностями, которые как бы наследуются каждым вновь образующимся седиментационным циклом. Иными словами, инъективный режим циклогенеза характеризуется передачей *генерационной функции* [Бобров В. А., Романовский С. И., 1970 г.] от цикла к циклу. При этом действие такой функции распространяется на всю область седиментации и продолжается в течение всего периода формирования флишевой свиты. Существо задачи, таким образом, заключается в том, что необходимо выявить наиболее вероятный механизм процесса, обеспечивающий устойчивую реализацию генерационной функцией структурно-литологических признаков флиша. Таким механизмом, точнее его своеобразным вещественным носителем, и являются плотностные водные потоки. Принципиальное их отличие от обычных донных течений заключается в том, что донные течения лишь переносят муть, а мутьевые потоки порождают мутью.

Детально механизм флишевого циклогенеза разобран в специально посвященной этому вопросу монографии автора [43]. По этому остановимся вкратце только на самом существенном.

Раньше даже сторонники гипотезы мутьевых потоков расходились в том, каким путем доставляется обломочный материал в зону аккумуляции — через борта трога или через его горловину. Такое разночтение возникло из-за гипноза первой схемы флишеобразования Н. Б. Вассоевича [1940 г.], в которой бассейн седиментации рисовался в виде узкого моря, обрамленного с двух сторон цепью островов — кордильерой. Для осцилляционной гипотезы такая интерпретация трога была необходимой, ибо она давала возможность объяснить снос терригенного материала с кордильер и образование за счет этого материала небольших по мощности флишевых циклов при мелких осцилляциях дна трога.

Впоследствии, однако, стали возникать справедливые вопросы: какой же высоты должны быть эти гипотетические кордильеры, чтобы хватило материала для накопления многокилометровых флишевых толщ; почему такие мелкие осцилляции характерны только для узкой зоны флишенакпления; почему, наконец, отсутствуют

фациальные переходы между флишевыми и синхроничными им нефлишевыми осадками? В частности, М. Г. Леонов [1972, с. 46] отсутствие переходных фаций назвал даже «одной из загадок геологии флиша».

Ответы на все эти и многие другие вопросы пришли сами собой, как только геологи отказались от устаревшей схемы флишевого циклогенеза. Стало ясно, что хотя зачастую флишевый трог и ограничен с одной стороны цепью островов в системе «дуга—желоб», но они не играют практически никакой роли в поставке в трог кластического материала, который доставляется мутьевыми потоками через горловину желоба по системе подводных каньонов. При извержении же вулканов на островах в трог могут осесть лишь частицы вулканического пепла, а в подходящей ситуации — образоваться пачки тефротурбидитов. Кроме того, при такой морфологии флишевых бассейнов не может возникать вопрос и о фациальных переходах между флишем и нефлишевыми отложениями. Отсутствие таких переходов — не «загадка геологии флиша», а очевидная интерпретация его палеогеографии.

Резюмируя все изложенное, подчеркнем, что если еще 15—20 лет назад флиш считался одним из самых таинственных геологических образований, по поводу генезиса которого возникали жаркие дискуссии, то в настоящее время флишевый циклогенез является наиболее изученным с точки зрения и его тектонической позиции, и механизма флишевого осадконакопления, и детального анализа современных гомологов флишевых трогов геологического прошлого. Это, конечно, не означает, что вопросы однозначно решены и флишевые толщи более не могут представлять интереса для геологов. Много еще есть неясного, масса вопросов еще продолжает дискутироваться в геологической литературе. Но они уже не касаются того, что является предметом нашего обсуждения, — режима флишевого циклогенеза.

Циклы нижней (морской) молассы

Отметим сразу, что этот вид седиментационных циклов рассматривается нами в большей мере благодаря сложившейся геологической традиции, чем исходя из существа дела, ибо циклы нижней молассы ничем примечательным не отличаются от только что описанных флишевых циклов: формируются они в тех же палеогеографических обстановках, имеют тот же литологический состав и строение. Единственные отличительные признаки циклов морской молассы: более крупнозернистый (в сравнении с флишем) состав и большие мощности элементарных циклов в конкретных разрезах — выражены столь нечетко, что эти отложения с равным успехом относят и к циклам аспидной формации, и к флишу, и к нижней (морской) молассе. У нас еще будет повод убедиться в справедливости этих слов.

Термин «нижняя моласса» предложил В. Е. Ханн в 1954 г. как синоним западноевропейскому «гельветскому флишу» Ж. Терсье

[Хаин В. Е., 1954 г.]. То, что в нашей литературе называют «нижней молассой», за рубежом именуют «флишевой фацией моласс» [14]. Иногда эти же циклы называют у нас «шлирами». Как видим, уже из самих названий явствует, что циклы морской молассы весьма схожи с флишевыми, и, возможно, самым точным их названием было бы не «флишевая фация моласс», а «молассовая фация флиша», поскольку морская моласса часто продолжает давно выявленный геологами генетический ряд толщ, начинающийся образованием разрезов аспидных отложений, которые сменяются флишем и завершаются морской молассой. Эту закономерность установил Н. Б. Вассоевич [1948 г.] в процессе многолетних исследований кавказского флиша.

Б. М. Келлер [1949 г.] подтвердил ее на материале девонских и каменноугольных разрезов Зилаирского синклинория на Южном Урале. По Б. М. Келлеру, в Зилаирском синклинории последовательно формировались: кремнистая формация; аспидная, представляющая собой чередование граувакковых песчаников и сланцев с зачаточной цикличностью флишевого типа (это зилаирский комплекс); флишевая в среднем и верхнем карбоне (разрезы в бассейне р. Сакмара) и, наконец, отложения морской молассы. Эту же закономерность позднее подтвердила И. В. Хворова [1961 г.]. На восточном Сихотэ-Алине нижнемеловые (готерив-альбские) флишевые толщи венчаются грубым флишем и морской молассой [Маркевич П. В., 1970 г.]; в Ануйско-Чуйском синклинории Горного Алтая зелено-фиолетовая аспидная и флишондная (граувакково-сланцевая) формации сменяются черносланцевой (аспидной), за которой следуют субфлишевая толща, затем нижняя моласса и, наконец, осадочно-вулканогенные отложения верхней молассы [8].

Эта эмпирически установленная закономерность требует объяснения. По всей вероятности, последовательно сменяющиеся друг друга близкие по литологическому составу и строению элементарных седиментационных циклов толщи фиксируют не ряд зависящих друг от друга седиментационных процессов, а длительные этапы развития *единого* процесса циклогенеза, который реализуется в инъективном режиме, но вследствие изменения глубины бассейна и интенсивности сноса обломочного материала на разных стадиях развития фиксирует в разрезах циклы, различающиеся мощностями и зернистостью отложений. Однако различия в составе циклов разных формаций не означают различий в режиме циклогенеза.

Еще один вывод, который следует из анализа этой эмпирической закономерности: данный ряд формаций совсем не обязателен для каждого региона. Очень часто наличие флишевых отложений еще не означает, что выше по разрезу они обязательно сменяются отложениями нижней молассы. В качестве примера можно привести флиш таврической серии Крыма, верхнемеловой флиш центрального и северо-западного Кавказа и т. д. В других районах, напротив, нижняя моласса залегает непосредственно на флише.

Следовательно, данный ряд является своеобразной идеализированной последовательностью формаций, фиксирующей наиболее полное развитие процесса циклогенеза. Чаще же он предстает в урезанном виде, причем это урезание происходит не из-за размыва подстилающих или перекрывающих отложений (хотя практически встречаются и такие случаи), а в результате неполного развития циклогенеза инъективного режима в конкретном районе. Иными словами, необратимый характер циклического осадконакопления в данном случае означает, что если не всегда отмечается полный ряд формаций инъективного режима (аспидная формация→флиш→нижняя моласса), то всегда не отмечается обратная последовательность этих формаций.

Бассейны флишенакпления геологического прошлого, и прежде всего наиболее характерные из них — океанические желоба и морские каньоны, представляли собой глубокие депрессии, которые, если и испытывали тенденцию к прогибанию, то оно всегда было ниже темпов осадконакопления. Поэтому их заполнение осадками проходило достаточно быстро, а образованный ряд отложений всегда имел сублационную направленность, т. е. относительно тонкозернистые и тонкоритмичные толщи сменялись более молодыми и более крупнозернистыми (в среднем) образованиями. Таким образом, данное феноменологическое истолкование описанной закономерности вполне логично объясняет сам факт последовательной смены в разрезе формаций инъективного режима и направленность этой смены, хотя все же остается неясным, почему при заполнении депрессии осадками они обязаны «грубеть» вверх по разрезу. Ведь если встать на позиции «геосинклиальной геологии», то, казалось бы, все должно быть наоборот.

Мы уже отмечали, что флишевые циклы формируются, в частности, в зонах субдукции, в которых со стороны океана идет поглощение плит. Процесс этот сопровождается ростом напряжений сжатия и приводит к повышенному разогреву тыловых частей этих зон, благодаря чему происходит изостатическое всплывание окраин континента с сильно расчлененным горным рельефом. Причем важно то, что скорость этого процесса выше, чем скорость эрозии, а это и приводит к постепенному погребению осадков, заполняющих глубоководные желоба. Следовательно, смена формаций в ряду флиш→моласса означает не разные режимы циклогенеза, а изменение условий в источнике сноса обломочного материала, накладывающихся на непрерывный процесс циклического седиментогенеза в желобах. Отложения молассовой фации флиша завершают, таким образом, полную седиментологическую эволюцию желобов.

В процессе глубоководного океанического бурения удалось получить данные, которые фактически подтверждают механизм заполнения желобов обломочными осадками, грубеющими вверх по разрезу. Скважина 298 была пробурена в Нанкайском трого, входящем в ту часть зоны субдукции, в пределах которой происходит медленное поддвижение Филиппинской плиты под Азиатскую.

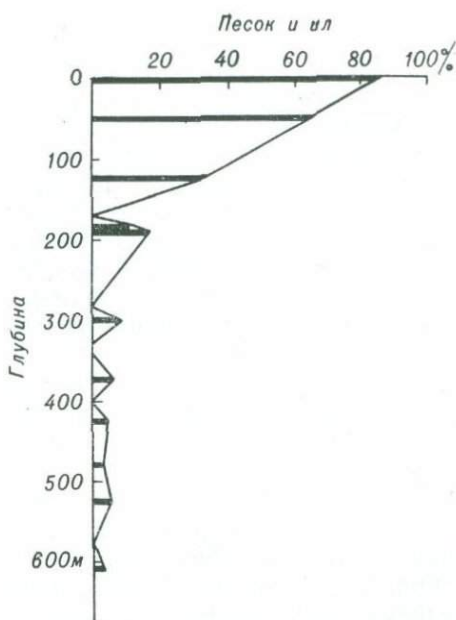


Рис. 64. Распределение по разрезу осадков Нанкайского трога песчаных и глинистых слоев [82].

Скважина прошла 525 м четвертичных осадков, представляющих собой тонкоритмичные дистальные турбидиты терригенного состава. Дж. Мур и Д. Кариг [82], изучившие эти материалы, впервые установили для фаций современных глубоководных желобов увеличение размерности зерен осадков вверх по разрезу (рис. 64). Причем этот факт считается характерным для осадков любых океанических желобов, а для распознавания осадков желобов геологического прош-

лого он даже более информативен, чем текстуры течений и присутствие несомненных турбидитов.

Возвращаясь к нашему тезису о незначительных (в большинстве случаев) литологических различиях флиша и нижней молассы, приведем несколько характерных примеров.

В обнажениях по рекам Тагул и Бирюса (Присяянье) вскрываются разрезы оселковой серии, датированные рифеем [Борукаев Ч. Б., 1967]. Отложения этой серии не имеют точной генетической привязки. Их называют то флишем, то флишоидами, иногда флишеподобными или молассовидными образованиями. Некоторые исследователи делят оселковую серию на две части: нижнюю (флишеобразную) и верхнюю (молассоподобную). Общая мощность серии 900 м. Ч. Б. Борукаев разделил весь разрез на три толщи: нижнюю, которую назвал удинской свитой, среднюю и верхнюю (нижне- и среднеайсинская подсвита соответственно). Мощность первой толщи 220 м. Мощность единичного цикла здесь 45—95 см. Цикл двучленный, в котором наиболее развит нижний элемент — илестаник. Мощность второй толщи 350 м. Она представляет собой правильное ритмичное чередование всех компонентов седиментационного цикла, но наиболее крупнозернистый из них часто отсутствует. Средняя мощность единичного цикла всего 22—30 см. Третья толща имеет мощность около 300 м. Для нее также характерно ритмичное чередование всех элементов седиментационного цикла, но в отдельные циклы включены мощные (100—370 см) пласты грубозернистого песчаника.

Характерный цикл оселковой серии имеет типично флишевое строение и набор пород (снизу вверх): грубозернистый песчаник→

→ мелко- и крупнозернистый алевролит → алевропелит → аргиллит. Ч. Б. Борукаев также считает, что такой состав цикла в равной мере близок аспидной, терригенно-флишевой и нижнемолассовой формациям. В разрезах оселковой серии отсутствуют породы хемогенного и хемо-биогенного ряда, нет также кремнистых пород, характерных для аспидной формации. С учетом этих оговорок Ч. Б. Борукаев условно отнес образования оселковой серии рифея к нижней молассе.

С равным успехом можно отнести к флишу и к нижней молассе разрезы, описанные в Горном Алтае И. А. Вылцаном [8]. Действительно, характерный цикл так называемой зелено-фиолетовой граувакково-сланцевой формации, стратиграфическим аналогом которой является чарышская свита горноалтайской серии, датированной кембрием — ордовиком, имеет вид: среднезернистый песчаник → мелкозернистый песчаник → песчаный алевролит. Иногда цикл более тонкозернистый: мелкозернистый песчаник → песчаный алевролит → алевритистый сланец. Отложения горноалтайской серии несогласно перекрываются песчано-сланцевыми отложениями бугрышихинской свиты среднего ордовика. Типичный седиментационный цикл этой свиты имеет вид: песчаный алевролит (или песчаник) → тонкослойный прослой алеврита и алевропелита → глинистый сланец. Средняя мощность цикла от 10—15 до 20—30 см.

В разрезах канхаринской (средний ордовик) и чакырской (верхний ордовик) свит вскрываются циклы, напоминающие карбонатный флиш. Единичный цикл здесь следующий: обломочный известняк → глинистый известняк. Мощность цикла не превышает 30 см. В отложениях ябаганской, верхов булуктинской и таарлаганской свит верхнего ордовика и подчагырской свиты нижнего силура роль грубозернистого материала в составе циклов усиливается. Наиболее характерными породами здесь являются мелкозернистые песчаники и песчаные алевролиты. Глинистые разности пород встречаются не во всех циклах и имеют незначительную мощность. Средняя мощность цикла в этих свитах до 50 см. Таким образом, И. А. Вылцан дал детальный ритмолитологический анализ осадочных формаций Горного Алтая, из которого следует, что только некоторые из них можно уверенно соотносить с флишем; в остальных же случаях они могут с равным успехом относиться и к флишонам и к молассонам. Однако проанализированный материал позволяет и в данном случае отметить общее «погрубление» разреза снизу вверх, ибо отложения подчагырской свиты уже отличаются и более грубым составом обломочного материала, и более мощными (в среднем) седиментационными циклами.

К морской молассе И. В. Хворова [1961 г.] отнесла среднекаменноугольные отложения по р. Алимбет на Южном Урале. Седиментационный цикл этой молассы имеет вид: конгломерат → грубозернистый песчаник → крупнозернистый песчаник. Песчаники грауваккового состава, косослойчатые. Мощность базальных конгломератов достигает здесь 1—8 м. М. М. Бежаев [1978 г.] описал

морскую молассу в пермских отложениях Предуральяского краевого прогиба; О. С. Вялов [1965 г.] — в неогеновых разрезах флишевой зоны Карпат, которые подстилаются флишевыми отложениями. Нижняя моласса здесь включает воротыщенскую, стebníцкую и боличскую серии. Единичный цикл воротыщенской серии состоит из светлых гипсоносных и соленосных глин с тонкими прослойками серых песчаников и сланцев «экзотических» конгломератов. Очень детально литологию молассовых комплексов Предкарпатья описал также Д. В. Гуржий [1969 г.].

Таким образом, типичные отложения нижней молассы при наиболее полном развитии процесса завершают флишевый седиментогенез. Непрерывная эволюция процесса приводит к тому, что и его реализации, т. е. разрезы флиша и нижней молассы, непрерывно переходят друг в друга, а так как механизм циклогенеза даже на молассовой фазе его развития остается прежним, то и циклы нижней молассы сохраняют типично флишевый облик. Это чрезвычайно затрудняет надежное выделение данного типа отложений. Очень часто одни и те же разрезы разные исследователи диагностируют неодинаково. Наиболее разительный пример таких разночтений представляют отложения уже упоминавшегося нами зилаирского комплекса Южного Урала. Б. М. Келлер [1949 г.] отнес их к аспидной формации, И. В. Хворова [1961 г.] — к нижней молассе, а И. В. Хворова и М. Н. Ильинская [63] — к «флишондам зилаирского типа», т. е. посчитали его уникальным, не похожим ни на один из известных типов отложений.

Вероятно, можно заключить, что хотя отложения морской молассы и имеют самостоятельное литологическое и формационное значение, но с позиций *механизма циклогенеза* они ничем не отличаются от типичного флиша. И те и другие в седиментологическом отношении представляют собой типичные турбидиты, образованные в результате инъекций терригенного материала в зону седиментации; только во время накопления морской молассы эти инъекции были более интенсивными, а материал — более грубозернистым. Молассовая фаза инъективного циклогенеза часто замыкала зоны субдукции.

ИНЪЕКТИВНО-ХРОНОГЕННЫЙ РЕЖИМ

Все рассмотренные нами выше режимы циклогенеза можно разбить на две группы. К первой относятся режимы давно известные и изучаемые геологами, за ними стоят и столь же хорошо изученные генетические типы отложений. Это седиментационные циклы миграционного класса режимов: трансгрессивного, регрессивного и трансгрессивно-регрессивного. Ко второй группе можно отнести циклы хроногенного и инъективного режимов. И хотя сами генетические типы осадочных образований — ленточные циклы, флиш и нижняя моласса — также хорошо известны геологам, но трактовка их формирования, данная в нашей работе, еще не является общепризнанной, а само выделение этих режимов

впервые предпринято в данной книге. Правда, ранее [Романовский С. И., 1978 г.] хроногенный режим нами не совсем удачно был назван конгруэнтным, но трактовка его от этого не изменилась.

Что же касается инъективно-хроногенного режима, то его выделение является принципиально новым, и прежде всего потому, что за ним пока не стоит ни один из известных генетических типов осадочных образований, хотя уже налицо много конкретных примеров, иллюстрирующих данный режим. Из названия этого режима следует, что здесь совмещаются два независимых друг от друга режима циклогенеза: хроногенный и инъективный. Седиментация в хроногенном режиме (осаждение озерных и глубоководных морских илов) рассматривается как непрерывно протекающий процесс, своеобразный фон, на который эпизодически накладываются инъекции терригенного, карбонатного или вулканогенного материала.

Сложность выделения в разрезах отложений, которые бы можно было с достаточным основанием отнести к реализациям данного режима, заключается в том, что литологически они могут быть неотличимы от подстилающих или перекрывающих их отложений, и только детальный текстурный анализ и изучение фациальных переходов данных образований в синхроничные им осадочные толщи дают возможность более или менее уверенно выделять пачки пород, образованных инъективно-хроногенным режимом циклогенеза.

Данный режим реализуется при образовании глубоководных океанических циклов с турбидитами, при формировании некоторых литологических разновидностей карбонатного флиша, при наложении инъекций вулканогенного материала на морскую и озерную седиментацию. Рассмотрим возможные проявления инъективно-хроногенного режима.

Инъекции терригенного материала, накладывающиеся на равномерную седиментацию обломочных частиц

Данный процесс чаще всего реализуется в условиях океанической седиментации. В. Н. Свальнов и др. [1978 г.] проанализировали 200 колонок донных осадков из восточной части Индийского океана, они использовали материалы пяти рейсов н. и. с. «Витязь». В 82 колонках встречены типичные турбидиты терригенного состава на глубинах от 100 до 7000 м. Возраст их не превышает 140 тыс. лет. Турбидитами песчаного, алевритового и глинистого состава расслаиваются мио-, геми- и эвпелагические глины. Образующие при этом седиментационные циклы чаще всего имеют двучленное строение, они начинаются слоем турбидита и венчаются океаническими осадками. Контакты между циклами и внутри циклов резкие, отчетливые, а тела турбидитов характеризуются как текстурными знаками на поверхности наложения, так и градацион-

ной текстурой. Часто кроме терригенных турбидитов на океаническую седиментацию накладываются отложения вулканического пепла (тефра); тогда есть основания говорить о двойной инъекции материала, внедряющегося в относительно равномерную седиментацию пелагических терригенных илов.

В западном секторе Средиземного моря на глубине 1500 м расположена подводная долина Альборан, которая является своеобразной подводной лабораторией циклогенеза инъективно-хроногенного режима. Опробование донных отложений этой долины [Stanley D. J. а. о., 1970 г.] показало, что здесь аккумулируются гемипелагические алевритистые глины, в которых через разные интервалы встречаются тонкие (1—15 см) прослойки песка с градиционной текстурой и тонкой горизонтальной слоистостью. Эти слои являются типичными турбидитами. Не исключено, что в ряде случаев терригенный флиш, который мы отнесли в предыдущем разделе к инъективным образованиям, формируется в инъективно-хроногенном режиме. Д. Стенли и его соавторы полагают, что донные отложения подводной долины Альборан после литификации будут неотличимы от сланцевого флиша Альп. Поэтому вполне возможно, что и песчано-аргиллитовый флиш таврической серии Крыма можно интерпретировать с позиций инъективно-хроногенного режима циклогенеза.

Аналогичным образом сформирована цикличность глинисто-песчаной серии Марнозо миоценового возраста [Ricci-Lucchi F., Valmogi E., 1980 г.]. Общая ее мощность не превышает 200 м, турбидитовые слои песчаного состава занимают 80—90 %, между ними фиксируются тонкие слои глины, являющейся гемипелагическим образованием. То, что эта глина не входит в состав турбидита, т. е. не является пелитовым интервалом полной текстурной модели А. Боума [Booth A. H., 1962 г.], доказывается контактом между слоями, который в данном случае является отчетливым и резким.

По мнению геологов, изучавших эти образования, они являются частью подводного конуса выноса, в котором в направлении с северо-запада на юго-восток прослеживается смена проксимальных, промежуточных и дистальных турбидитов. Тонкослойные дистальные турбидиты обычно не распространяются за пределы подводного конуса, для них характерны низкие значения песчано-глинистого отношения, а зачастую они являются полностью глинистыми, и тогда только детальные микроскопические исследования позволяют отличить их от типичных гемипелагических глин, которые имеют как раз наибольшие мощности в зоне развития дистальных турбидитов. Песчаные турбидиты проникают на абиссальную равнину на 40—50 км, постепенно утоняясь и насыщаясь глинистым материалом.

По мнению М. Бентона и Д. Грэя [Benton M. J., Gray D. I., 1981 г.], в инъективно-хроногенном режиме образовалась пачка верхнелландоверийских глинистых пород Хугхлеу, обнажающаяся на территории Уэльса. Она состоит из зелено-серых известкови-

стых песчаников, переслаивающихся с зелено-серыми и красновато-пурпурными аргиллитами. Присутствие следов и остатков донных организмов и общая палеогеографическая ситуация указывают на глубоководную обстановку их формирования. Тонкие прослойки песчаников (1—20 см) образовались в результате седиментации из плотностных потоков, которые возникали при штормах и уносили поднятый со дна волнением тонкий песчаный материал. Песчаные слойки имеют также следы колонизации сверлящих и ползающих организмов, тогда как аргиллиты, мощность которых изменяется от 2 до 50 см, хорошо выдержаны по простиранию, содержат многочисленную фауну брахиопод и кораллов и по всем признакам образовались в спокойных морских условиях.

Следовательно, инъекции терригенного материала, накладывающиеся на относительно равномерную седиментацию обломочных частиц, приводят к появлению в разрезе двучленных терригенных циклов, в основании которых залегают слои турбидита, а вторым элементом является слой нормального морского генезиса, чаще всего это слой гемипелагической глины.

Инъекции терригенного материала, накладывающиеся на равномерную седиментацию карбонатных частиц

Данный процесс также характерен для зон флишенакопления, где формируются разрезы карбонатного или терригенно-карбонатного флиша. Очень часто резкие контакты между песчаником или алевролитом первого элемента цикла и известняками второго элемента, а также типично турбидитовые текстуры песчаного слоя дают основание считать, что песчаники поступали в зону седиментации карбонатов в виде эпизодических инъекций терригенного материала, доставлявшегося плотностными водными потоками.

На северо-западном и центральном Кавказе развит терригенно-карбонатный флиш. Это, в частности, свиты керкетская и маргалитис-кльде туронского возраста. Флишевые отложения керкетской свиты повсеместно подстилаются ананурской свитой силицитов, которая является идеальным маркирующим горизонтом в верхнемеловых отложениях флишевой зоны Кавказа. Керкетская свита распространена на южном склоне северо-западного Кавказа и в пределах рек Абин, Шибик и Баканка. В литологическом отношении она представлена типичным терригенно-карбонатным флишем, т. е. строго ритмичным чередованием известковистых песчаников (иногда алевролитов), известняков, мергелей и глин. Условия образования цикличности терригенно-карбонатного флиша этих свит рисуются следующим образом [Романовский С. И., 1969 г.]. Флиш керкетской свиты и свиты маргалитис-кльде формировался в узких глубоких трогах, глубина которых, однако, не превышала уровень карбонатной компенсации. Известняки осаждались физико-химическим путем относительно равномерно — в режиме хроногенного процесса, на который эпизодически накла-

дывались инъекции терригенного материала, доставлявшегося в трог плотностными водными потоками.

Такая трактовка режима циклогенеза терригенно-карбонатного флиша приводит к тому, что в иных терминах этот процесс должен интерпретироваться как аperiodический и нестационарный [Романовский С. И., 1971 г.], поскольку интервалы времени между образованием первого элемента циклов (собственно флишевая седиментация) могут значительно различаться, что выражается в различии мощностей второго элемента циклов (нормальная хомогенная седиментация). Скорость же хомогенного осадконакопления, по крайней мере в период образования конкретной флишевой свиты, можно считать в первом приближении постоянной. При строго периодическом процессе флишенакпления, реализующемся по этой же схеме, мы наблюдали бы постоянные мощности второго элемента циклов (известняков) при отличающихся друг от друга мощностях первого элемента циклов (песчаников или алевролитов), чего в реальных разрезах не отмечается. Если же в терригенно-карбонатном флише известняк обломочного происхождения, то циклогенез реализуется в инъективном режиме, в котором образуется цикличность терригенного флиша.

Французская исследовательница М. Реч-Фролло [Rech-Frollo M., 1970, 1973 г.] детально изучила текстуры и микрофауну известняков терригенно-карбонатного альпийского флиша. Она установила, что микрозернистая масса известняков составлена в большей части целыми раковинами или обломками кокколитов. Размеры отдельных составляющих в микрозернистой фракции известняков колеблются между 7 и 17 мкм, причем наиболее распространены частицы с размерами 9 мкм. Почти все обломки кокколитов подверглись в разной степени деформации и растворению под влиянием прежде всего растущего давления, обусловленного весом накапливающейся толщи. Очень важным результатом проведенных исследований явился вывод об одинаковом составе всех проанализированных известняков флиша, из чего М. Реч-Фролло справедливо заключила, что они осаждались относительно равномерно в хроногенном режиме (в нашей терминологии), а на этот процесс накладывались инъекции терригенного материала, который эпизодически вносился в зону накопления карбонатов.

В неокоме Воконтского бассейна (между Роной и Альпами) отмечается ритмичное чередование известняков и мергелей. Отложения очень устойчивы по простиранию, они прослежены и скоррелированы между 18 разрезами на площади около 6000 км². Проведенный детальный анализ микрофауны и изотопного состава пород позволил высказать предположение [Cotillon P. e. a., 1979 г.], что пелагические карбонатные осадки накапливались между континентальной окраиной и океанической глубоководной областью, куда вследствие колебаний климата поступали разные порции терригенного материала, как бы разбавлявшие карбонатную седиментацию и формировавшие мергели верхнего элемента цикла.

Пока мы можем привести лишь один генетический тип осадочных образований, сформированных данной разновидностью инъективно-хроногенного режима. Это отложения карбонатных турбидитов, чередующихся с пелагическими глинами терригенного состава.

В слоях Марбл-Клиф в районе Падстоу (на севере Корнуэлла) фиксируется около 80 пластов девонских карбонатных турбидитов. Турбидиты мощностью от нескольких сантиметров до метра разделяются прослоями черных пиритизированных сланцев такой же мощности [Tucker M. E., 1969 г.]. Турбидиты на 78 % состоят из фрагментов криноидей, частично измененных до микрита. Терригенная примесь (кварц) составляет менее 1 %. Обычны хорошо сохранившиеся конодонты. Состав карбонатных турбидитов определяет и их текстурные особенности. Контакт турбидитов и сланцев чаще всего ровный, резкий, и лишь у наиболее мощных пластов подошва неровная, с промоинами. Контакты с перекрывающими сланцами всегда резкие. Хорошо видна горизонтальная слойчатость в центральной части слоя карбонатного турбидита. Карбонатный детрит из мелководных сублиторальных обстановок доставляя в глубоководную часть бассейна, где и откладывался, расслаивая монотонную толщу пелагического терригенного ила.

Во флишевой зоне Восточных Альп и в гелминтоидном флише Западных Альп и Апеннин распространены мощные толщи карбонатных турбидитов позднемелового возраста [Sagri M., 1979 г.]. Снизу вверх здесь отмечается следующее чередование пород: песчаники и известковые песчаники (10—100 см) → пелитовые мергели темно-серого цвета (до 200 см) → светло-серые, желтые или с ржавой корочкой выветривания кальцилутитовые известковые мергели (10—60 см). Эти породы образуют крупные тела карбонатных турбидитов с характерными текстурами и поверхностями наслаения. Они переслаиваются с гемипелагическими аргиллитами черного цвета, практически полностью свободными от карбонатной примеси. Мощность аргиллитов 5—30 см, в них содержится лишь микрофауна агглютированных бентосных фораминифер и радиолярий, в то время как в мергелях присутствуют в большом количестве известковые бентосные и планктонные фораминиферы. Все это свидетельствует о формировании аргиллитов ниже уровня компенсации кальцита, который в позднемеловое время располагался на глубинах 3500—5000 м. Описанные отложения, по мнению М. Сагри, формировались в глубоководных желобах, связанных с зоной субдукции или с трансформными разломами.

В Северных Апенниннах на территории Италии обнажается свита Монте-Антола, являющаяся частью серии Антола-Альбиурола позднемелового возраста [89]. Эта свита представляет собой толщу мощных карбонатных турбидитов, перемежающихся с глинистыми прослоями незначительной мощности. Мощность отдельных

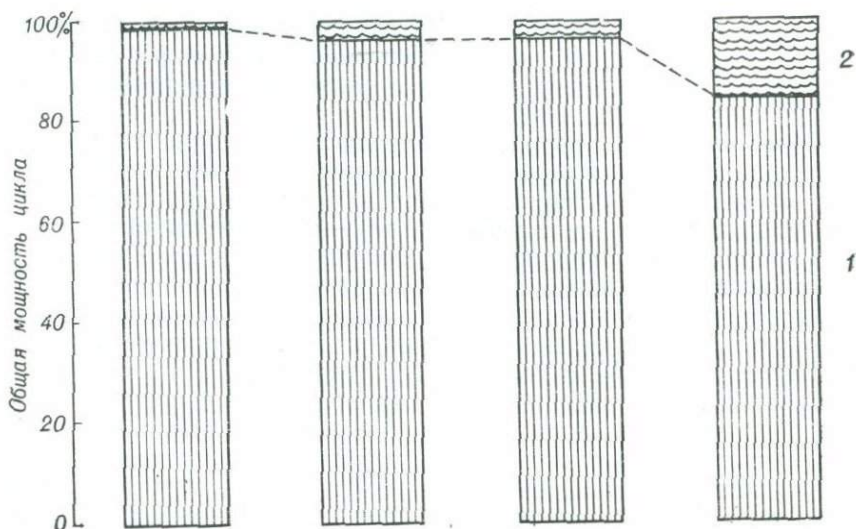


Рис. 65. Двучленная цикличность инъективно-хроногенного режима, свита Монте-Антола, Италия [89].

1 — карбонатные турбидиты; 2 — пелагические терригенные глины.

слоев турбидита до 1 м, а встречаются и тела мощностью до 28 м. Карбонатные турбидиты — это переотложенные мутьевыми потоками оолитовые пелагические осадки с кокколитами, планктонными фораминиферами, спикулами губок и остатками иглокожих. По гранулометрическому составу значительная часть карбонатного материала имеет размерность меньше алевритовой. По совокупности текстурных признаков известняки являются типичными дистальными турбидитами, отлагавшимися на большой глубине, где шло «фоновое» накопление пелагических терригенных илов. Характерные циклы свиты Монте-Антола показаны на рис. 65.

Приведенные нами примеры инъекций карбонатного материала в глубоководные зоны терригенного осадконакопления опираются на детальные литологические и фациальные исследования, а потому отнесение циклов к инъективно-хроногенному режиму представляется достаточно обоснованным. Вообще же говоря, интерпретация механизма терригенно-карбонатного циклогенеза чаще всего оказывается затруднительной, если слои имеют незначительную мощность и нечетко выраженные текстурные признаки. Более того, даже при соотношении таких циклов с инъективно-хроногенным режимом не всегда удается доказательно обосновать, какой именно элемент цикла образуется в результате наложения инъективной компоненты процесса на «фоновую» (хроногенную) седиментацию. П. Дафф и др. [14] приводят в этой связи следующий характерный пример.

В толще синего лейаса Южной Англии и Уэльса наблюдается тонкоритмичное чередование слоев известняка мощностью 5—30 см, разделенных слоями мергелей и глинистых сланцев. Известняки содержат большое количество фауны. По всем признакам это мелководноморские отложения. По поводу их генезиса были высказаны самые разнообразные предположения. Одни геологи считали, что известняки имеют диагенетическое происхождение. Однако, обнаружив ходы илоедов в известняках, признали их первично-седиментационный генезис. П. Дафф и др. [14, с. 176] отмечают, что «если циклическое чередование глинистых пород и известняков обуславливалось пульсирующим поступлением в осадок терригенного материала, наложенным на «фоновое» равномерное осаждение карбоната кальция, можно было бы ожидать увеличение содержания глинистой составляющей по направлению к береговой линии палеобассейна. Такой характер изменений разрезов в плане противоположен наблюдаемому в Южной Англии и Уэльсе». Е. Зейбольд, описав похожие разрезы верхней юры юго-западной части ФРГ, предположил, что циклическое переслаивание карбонатных и терригенных пород образовалось в результате пульсирующей скорости осаждения CaCO_3 , наложенной на равномерное накопление глинистого материала.

Подобные разноречивые толкования циклогенеза чаще всего возникают тогда, когда отсутствуют доказательства принадлежности одного из элементов седиментационного цикла к турбидитам, а весь разрез интерпретируется как прибрежно-морские образования. В этом случае, действительно, высказать обоснованное суждение по поводу механизма образования циклического наслоения терригенных и карбонатных пород наиболее трудно.

Инъекции карбонатного материала, накладывающиеся на равномерную седиментацию карбонатных частиц

Теоретически данная реализация инъективно-хроногенного режима должна встречаться ничуть не реже уже описанных. Однако практически сколько-нибудь достоверные ее примеры чрезвычайно редки. Вероятно, геологи еще не научились распознавать данную разновидность циклического переслаивания в геологических разрезах, ибо слои карбонатных турбидитов в таком случае должны чередоваться с нормальными морскими известняками, которые и по цвету и по зернистости визуально почти неотличимы от турбидитов.

На юге Франции между оксфордскими и валанжинскими мергелями залегает осадочная серия, сложенная в значительной части известняком [Beaudouin V., 1970 г.]. Мощность ее чрезвычайно изменчива — от 50 до 500 м. На всех уровнях в разрезе этой серии среди хомогенных известняков встречаются обломочные карбонатные породы: калькарениты и кальцирудиты, структуры и текстуры которых заставляют отнести их к карбонатным турбидитам.

Обломочные компоненты этих пород представлены известковыми обломками с пелагической микрофауной, фораминиферами и остатками организмов бентосного типа, которые встречаются только в прослоях обломочных известняков. Появление такой необычной цикличности в известняках связывается с равномерной пелагической седиментацией карбонатного материала, на которую накладываются инъекции обломочных известковых осадков. Для турбидитов характерны градационные текстуры слоев и разного рода механоглифы на поверхности наслоения.

Современные гомологи данного типа циклической стратификации описаны в Калифорнийском заливе [Schlanger S. O., Johnson C. J., 1969 г.]. Авторы показали, что водорослевые банки и коралловые рифы района Ла-Пас являются источником органично-обломочного материала, сносимого в глубоководную (до 800 м) часть Калифорнийского залива. Основным агентом переноса служат суспензионные потоки. Карбонатные турбидиты наслаиваются на глубоководные известковые илы, образуя специфическую двучленную чисто карбонатную цикличность, весьма напоминающую карбонатный флиш палеоцена и эоцена Швейцарских Альп. Следовательно, данная зона Калифорнийского залива может служить удовлетворительной моделью флишевого бассейна.

Инъекции вулканогенного материала, накладываемые на равномерную седиментацию терригенных и (или) карбонатных частиц

Вообще говоря, инъекции вулканогенного материала могут накладываться на осадочный процесс, протекающий в самых разнообразных обстановках и реализующий седиментационные циклы как миграционного, так и мутационного класса режимов. Однако в данном случае мы ограничимся рассмотрением только хроногенного режима циклогенеза. Наиболее характерными обстановками, где реализуется такое совмещение процессов, оказываются глубоководные зоны океанов и крупные озерные водоемы. Инъективная компонента чаще всего выражена аэрально-морским пеплопадом, который в ископаемом состоянии фиксируется в виде туфовых прослоев среди осадочных образований: терригенных, биогенных или хемогенных. Л. Н. Ботвинкина [1968 г.] считает, что одной из характерных разновидностей циклов инъективно-хроногенного режима являются ритмиты — особая текстурная разновидность пород, представляющая собой очень тонкоритмичное чередование осадочного и вулканогенного материала. Масштаб этого чередования весьма мал: слои имеют мощность от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Л. Н. Ботвинкина [1968, с. 249] связывает такого рода цикличность «с какой-то периодичностью в вулканическом процессе». Однако, скорее всего, причины ее появления неоднозначны и не всегда связаны с периодичностью вулканической деятельности, а в большей мере зависят от палеогео-

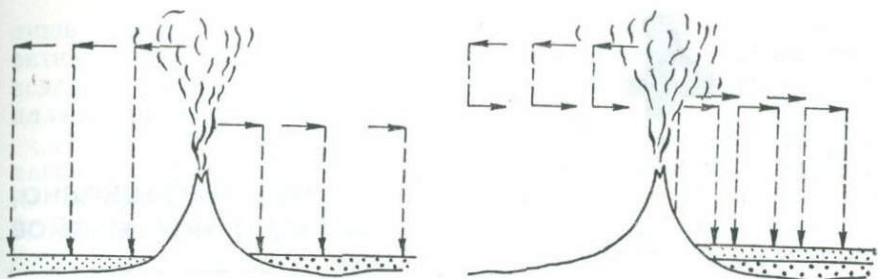


Рис. 66. Разнос воздушными течениями вулканического пепла и его сортировка [4].

графической обстановки циклогенеза со свойственными ей факторами локального характера.

На рис. 66 показано, какими путями вулканический пепел падает в осадок. Выброшенное вулканом облако пепла подхватывается воздушными течениями, которые заставляют на разных высотах направлены в противоположные стороны, и разносится на сотни, а иногда и на тысячи километров от источника. Сначала частицы пепла сортируются по крупности еще в воздухе, а затем, попадая в водную среду, оседают на дно, вновь дифференцируясь по размерам. Т. Н. Кременецкая [1972 г.] описала циклы инъективно-хроногенного режима в неогеновых континентальных отложениях Камчатки. В них инъективная компонента представлена вулканогенными осадками, а хроногенная — озерными илами.

Иногда усиление вулканической активности на окраинах континентов продуцирует и более интенсивный разнос эолового материала, что также прослеживается в колонках океанических осадков. Д. Риа и Т. Янечек [Rea D. K., Janesek T. R., 1981 г.] проанализировали керн скважин глубоководного бурения в центре северной части Тихого океана. В результате на основе выделения и количественного определения компонентов эоловой пыли им удалось восстановить процесс эолового осадконакопления в позднемеловое время в этой части океанской акватории. При бурении был получен почти непрерывный разрез апт-маастрихтской серии пелагических осадков, которые отражают ход эоловых процессов за отрезок времени 112—66 млн. лет назад. Кроме выделения седиментационных циклов инъективно-хроногенного режима в океанических осадках авторам удалось сформулировать важную закономерность: скорость накопления эолового материала, а значит, и частота инъекций возрастают в периоды интенсивной аридизации климата и усиления вулканической активности.

4

Глава

ЦИКЛЫ МИГРАЦИОННО- МУТАЦИОННЫХ РЕЖИМОВ

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЖИМ

В качестве самостоятельного класса миграционно-мутационные режимы циклогенеза выделены потому, что ряд циклически построенных генетических типов толщ формируются под действием неразрывно связанных между собой процессов эрозии и аккумуляции осадков, что может приводить к фиксации в единичном цикле и миграционной и мутационной слоистости. Такие факторы, как тектонический режим территории и колебания климата, влияют на темпы протекания процессов и определяют вещественный состав образующихся циклов, но последовательность наложения пород, прямо зависящая от внутреннего механизма процесса, их мощность определяются главным образом соотношением в фиксированный момент времени темпов эрозии и аккумуляции осадков.

В классе миграционно-мутационных режимов нами выделяются два независимых режима образования единичных циклов: *флювиальный*, связанный с накоплением циклов поверхностными потоками, и *ледниковый*, в котором решающим фактором циклогенеза являются механизм отступления ледника и резкие климатические колебания в разные фазы оледенения и межледниковья.

Во флювиальном режиме образуются два типа седиментационных циклов: аллювиальные и верхней (континентальной) молассы.

Аллювиальные циклы

Один из ведущих специалистов по континентальному литогенезу Е. В. Шанцер [64, с. 175] отмечал, что «широко распространенное до сих пор резкое противопоставление фаз эрозии и аккумуляции в истории речных долин во многом весьма односторонне. В действительности эрозия и аккумуляция теснейшим образом взаимосвязаны и в той или иной форме всегда сопутствуют друг другу. Поэтому и аллювий образуется на любой стадии развития речной долины. В зависимости от хода движения земной коры, рельефа, климата и режима водных потоков несколько меняется

лишь динамика процесса аккумуляции, а тем самым степень развития и особенности строения аллювиальной толщи». Этим справедливым указанием мы и будем руководствоваться при описании аллювиальных циклов.

Наибольший вклад в познание процессов образования аллювиальных толщ внесли работы Л. Н. Ботвинкиной, Г. И. Горецкого, Ю. А. Жемчужникова, Ю. А. Лаврушина, А. А. Лазаренко, В. В. Ламакина, Н. И. Маккавеева, Н. И. Николаева, Е. В. Шандера, В. С. Яблокова и многих других геологов. Из зарубежных ученых выделим Дж. Р. Л. Аллена, Р. К. Фанстока и Дж. С. Хармса. Некоторые идеи названных ученых, не потерявшие своей актуальности, будут использованы и в нашей работе.

Аллювиальные толщи представляют основной интерес для четвертичной геологии, где они являются одним из основных объектов изучения, от понимания строения и условий образования которых во многом зависят стратиграфическое расчленение четвертичных толщ, а также палеоклиматические и палеотектонические реконструкции. Однако изучение аллювиального циклогенеза дает дополнительную важную информацию и применительно к древним осадочным образованиям — угленосным, верхней (континентальной) молассы, в строении которых активную роль играют аллювиальные отложения.

Доступность для изучения, хорошая сохранность разрезов, возможность непосредственного наблюдения осадкообразующей роли русловых потоков — все эти благоприятные факторы дали возможность не только в деталях изучить строение аллювиальных толщ, но и обосновать механизм циклоседиментогенеза, по поводу трактовки которого у геологов нет серьезных разногласий, хотя, разумеется, нельзя сказать, что достигнута ясность и однозначное толкование всех сторон флювиального процесса. По-прежнему нет единого мнения по поводу роли тектоники и климата в накоплении аллювия, по-прежнему идут споры о диагностике аллювиальных отложений в древних толщах иного генезиса; но в главном — как выделять и как интерпретировать аллювиальные циклы — геологи, повторяем, придерживаются единого мнения.

Полный аллювиальный цикл всегда трехчленный: он включает отложения русловых, пойменных и озерно-болотных фаций. Однако часто встречаются циклы, в которых ряд отложений отсутствует. Эти циклы бывают усечены лишь структурно, а с генетических позиций они также должны трактоваться как полные, фиксирующие завершённый цикл развития речной сети, который зависит от климатической зоны и не всегда поэтому обязан завершаться фиксацией в разрезе озерно-болотных осадков.

Многолетние споры по поводу примата тектонических колебательных движений в образовании аллювиальных циклов отражали общую ситуацию, сложившуюся в литологии несколько десятилетий назад, когда литологи еще не располагали сведениями о механизме аллювиального седиментогенеза, а потому все многообразие седиментологических процессов, как уже неоднократно нами

отмечалось, «списывали» на счет тектоники. Какова же все-таки роль тектоники в образовании аллювиальных циклов? Вот как сегодня отвечают на этот вопрос специалисты по континентальному литогенезу. «Не тектонические движения определяют развитие гранулометрического и фациального спектра отложений аллювиального цикла и его принципиальных особенностей... Тектоникой определяется полнота развития тех или иных фациальных единиц... но не сама возможность возникновения аллювиального цикла» [38, с. 68]. Аллювиальная цикличность «не имеет прямого отношения к пульсации тектонических движений или изменениям климата, а образуется при непрерывно развивающемся процессе аллювиального осадконакопления» [51, с. 11].

Со сходных позиций трактует условия аллювиального циклогенеза и американский геолог Д. Бирбауэр [Beerbower J. R., 1964 г.]. Он считает, что причины цикличности надо искать не во внешних факторах, а в самом процессе возвратно-поступательной миграции русла по пойме в сочетании с повышением ложа бассейна из-за увеличивающейся массы осадочного материала. Иными словами, при таком подходе развитие речной системы само генерирует аллювиальные циклы, и в терминологии Д. Бирбауэра их следует отнести к категории *автоциклических*.

Авторы монографии [1], детально изучившие аллювиальную цикличность палеогеновых и неогеновых образований Западной Сибири, решающую роль в ее образовании отводят климатическому фактору. Они полагают, что отложение аллювиального цикла начиналось в условиях более мягкого и теплого климата (межледниковье, межстадиальная фаза) и заканчивалось в обстановке резкого похолодания (ледниковье, стадиальная фаза). Как видим, полный аллювиальный цикл в точности должен соответствовать полному циклу изменения климата — как теплой, так и холодной его стадиям.

Приведенные интерпретации, кажущиеся на первый взгляд противоречивыми, на самом деле отражают лишь смещение акцентов в сторону того или иного фактора и разную глубину изучения аллювиального осадконакопления. Нам представляется, что и в данном случае при анализе именно режима циклогенеза акцент должен делаться на механизм собственно флювиального процесса, а не на анализ причин, его вызывающих. Если происходит поднятие территории или изменение климатической обстановки, то это вызывает начало (или завершение) аллювиального цикла, но его образование происходит *между* этими фазами тектонического или климатического режима и определяется внутренними законами развития речной системы. Большое значение во флювиальном циклогенезе имеют скорости латеральной миграции русел и темпы накопления осадков разных фациальных комплексов, но еще важнее не сами значения скоростей, а временные интервалы их действия. Если скорость латеральной миграции русла ниже темпов аккумуляции осадков, то река быстро переходит на более высокий гипсометрический уровень, а на следующем этапе (при неустойчи-

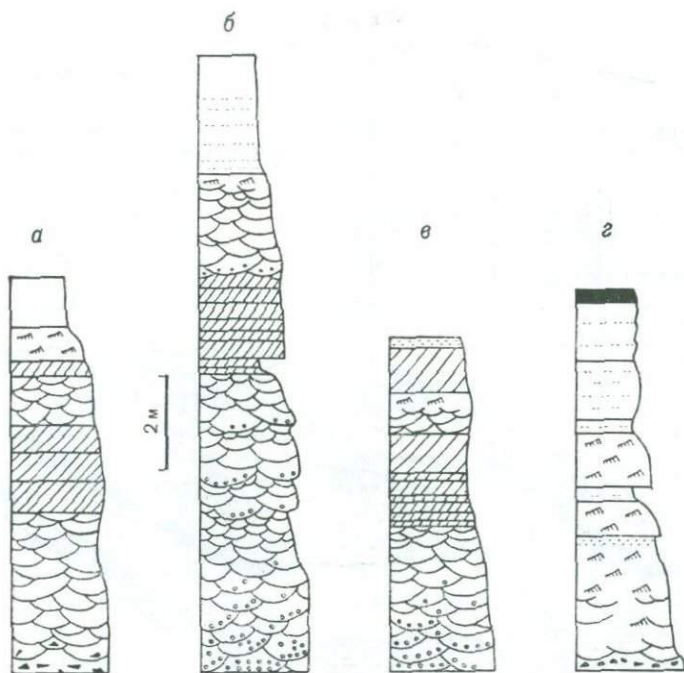


Рис. 67. Модели аллювиальных циклов [81].

а — формация Баттери-Поинт девонского возраста (Квебек, Канада); *б* — формация песчаника Кастисент эоценового возраста (Испания); *в* — аллювиальный цикл р. Амите (Луизиана, США); *г* — верхнекаменноугольная угленосная формация (Северная Испания).

вом сохранении этого соотношения) накопившиеся осадки могут частично или полностью размываться. Аллювиальный цикл наиболее полно выражен только тогда, когда развитие речной системы осуществляется в условиях устойчивого равновесия во времени скорости накопления осадков и скорости блуждания реки по пойменной равнине.

А. Милл [81] считает, что можно выделить четыре основных морфологических типа речных русел: ветвящиеся, меандрирующие, сетчатые (анастомозные) и прямолинейные; им соответствуют и разные типы аллювиальных циклов. Основные их разновидности, привязанные к конкретному региональному материалу, показаны на рис. 67.

Однако строение аллювиального цикла зависит не только от морфологии русла и динамики его развития; во многом оно определяется и климатическими условиями района, и рельефом местности. Очень часто седиментационный цикл флювиального режима состоит только из аллювиального комплекса осадков, но нередко циклы, в которых к аллювиальным отложениям добавляются озерные осадки. По этому принципу среди аллювиальных циклов можно различать: а) собственно аллювиальные, б) озерно-аллюви-

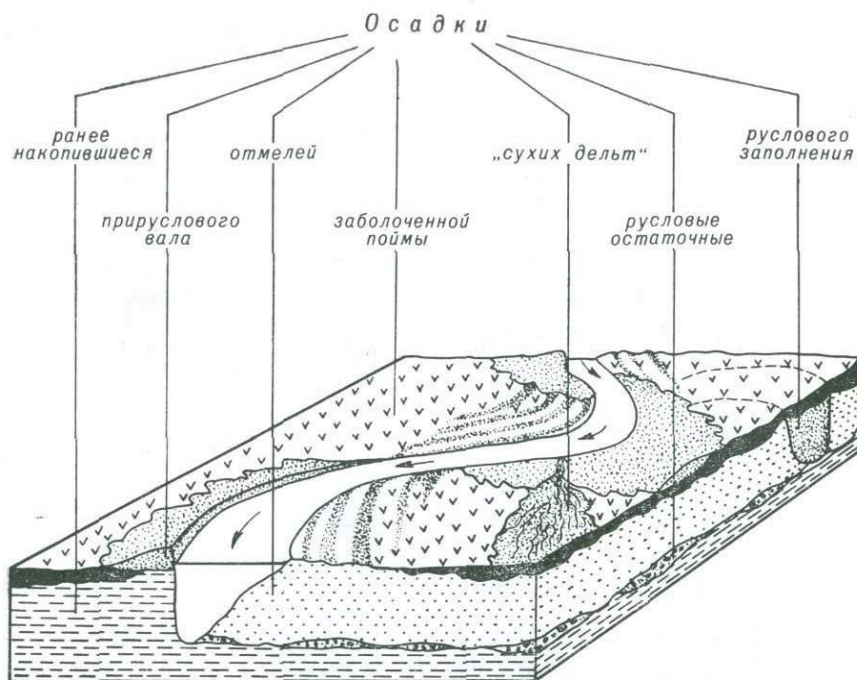


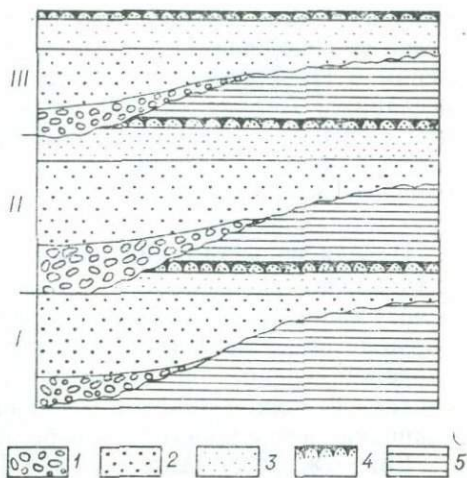
Рис. 68. Блок-диаграмма, иллюстрирующая формирование различных типов осадков пойменной равнины в зависимости от положения меандрирующего русла [14].

альные, в) аллювиально-озерные. Наиболее сложно построенным оказывается аллювиальный комплекс осадков, в котором фиксируются отложения прируслового вала, руслового заполнения, отмелей, заболоченной поймы, различающиеся преимущественно текстурными признаками и положением в разрезе. Как изменяется состав аллювиального цикла в пределах широкой пойменной равнины, дает представление рис. 68, составленный известным английским геологом Дж. Р. Л. Алленом [14].

В ископаемых отложениях различать все фациальные модификации аллювиальных циклов значительно сложнее, чем в разрезах современных речных долин, поскольку постседиментационные изменения осадков зачастую нивелируют те незначительные текстурные и гранулометрические различия, которые имели место во время их образования. Поэтому в древних аллювиальных толщах только детальные площадные исследования дают возможность выделить полные аллювиальные циклы, которые при единичных наблюдениях можно принять за различные элементы одного цикла. Л. Н. Ботвинкина [3] на материале детально ею описанных угленосных свит среднего карбона Донецкого бассейна показала, как сложно бывает отличить аллювиальный цикл, образованный в течение одного полного эрозионно-аккумулятивного этапа, от сложно

Рис. 69. Сложное строение аллювиальной толщи [3].

1—III — циклы.
Речные отложения: 1 — конгломерат, 2 — песчаник, 3 — алеврит; 4 — ископаемая почва; 5 — алеврито-глинистые отложения разных генетических типов.



построенного (полициклического) аллювиального комплекса, возникшего в результате наложения речных осадков нескольких циклов (рис. 69). Л. Н. Ботвинкина утверждает даже, что в последнем случае нижний горизонт аллювия, который на самом деле является само-

стоятельным седиментационным циклом, может оказаться более тонкозернистым в сравнении с вышележащим горизонтом, соответствующим циклу с более интенсивной эрозией и соответственно с более крупнозернистыми образованиями.

Можно заключить, что флювиальный режим является, с одной стороны, наиболее простым для изучения, поскольку он протекает практически «на глазах» исследователя, а с другой — наиболее сложным, ибо, как уже указывалось, он приводит к накоплению осадков на всех этапах развития речной системы и эти осадки не всегда отличимы друг от друга. Это дало основание предположить, что аллювиальные осадки образуются в любую фазу процесса и одновременно в каждую из этих фаз могут формироваться различные типы осадков [70]. Кроме того, на основе общей феноменологической схемы образования полного цикла флювиального режима, начиная от зарождения реки и кончая ее отмиранием и превращением в систему изолированных заболачивающихся озер, можно наметить и основные этапы аллювиального осадконакопления, поскольку известна общая тенденция смены гранулометрии осадков от основания цикла к его вершине. Эти этапы, связанные с разными динамическими состояниями системы флювиальной седиментации, были справедливо названы *динамическими фазами* [Ламакин В. В., 1948 г.].

Приведем несколько характерных примеров аллювиальных циклов. Предварительно только заметим, что их строение существенно зависит от сочетания двух факторов: климата и рельефа. Поэтому наиболее полно выражены аллювиальные циклы равнинных рек гумидной зоны; в их строении нередко участвуют пласты угля (механизм образования таких циклов подробно описан в главе 2). Эти циклы развиты в нижнепермских отложениях системы Дамуда (Индия), серии Экка (Южная Африка) [14], в ряде свит среднего карбона Донецкого бассейна [3] и во многих других

районах. Чаще, однако, даже полноразвитые аллювиальные циклы углей не содержат. Наиболее детально они изучены Дж. Р. Л. Алленом и П. Френдом в девонских отложениях (древнем красном песчанике) Аппалачей, Англии, на Шпицбергене. Причем и в данном случае наиболее уязвимым местом остается режим повторяемости в разрезе аллювиальных циклов. Р. К. Селли [46, с. 251] справедливо заметил, что «причины повторения циклов являются предметом споров».

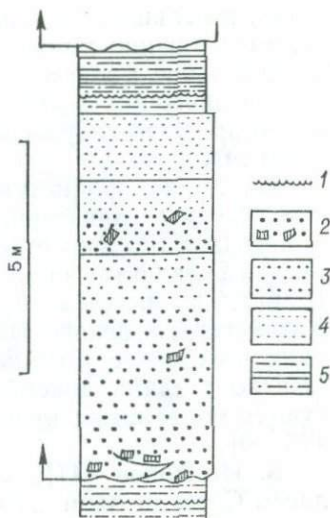
Исходя из механизма развития речной системы, можно наметить последовательность осадков в полном аллювиальном цикле (снизу вверх): поверхность размыва → грубозернистые горизонтально-слоистые осадки (конгломерат или песчаник) → горизонтально-слоистые средне- и тонкозернистые песчаники → косослойчатые средне- и тонкозернистые песчаники и (или) алевролиты → переслаивание косослойчатых алевролитов и глин → озерные глины.

Еще Дж. Р. Л. Аллен [Allen J. R. L., 1964 г.] отмечал то общее, что должно фиксироваться в аллювиальных циклах, а именно: разрыв в основании циклов, базальная пачка грубозернистых пород над поверхностью размыва, пачка тонкозернистых отложений, венчающих цикл. Это необходимые признаки структурной общности циклов, а неизбежные их литологические различия объясняются местными климатическими и палеогеографическими особенностями реализации флювиального режима циклогенеза. Так, характерные аллювиальные циклы в древнем красном песчанике Шотландии, по Б. Блакку [Bluck B. J., 1980 г.], имеют вид: эрозионная поверхность → косо- и линзовиднослойчатые конгломераты с линзами песчаников и аргиллитов → косослойчатые песчаники с линзами конгломератов → горизонтально-слоистые песчаники и аргиллиты → эрозионная поверхность. Автор полагает, что циклы такого вида образовались в результате меандрирования русел и латеральной аккреции песчаных баров. Очень схожие по строению аллювиальные циклы отмечаются в верхнедевонских отложениях Земли Виктории в Антарктиде [Pherson J. G. Mc., 1979 г.].

В пределах Обь-Томского междуречья обнажается таганский аллювиальный цикл миоцен-плиоценового (?) возраста [1]. Мощность его около 11 м. Он с размывом залегает на киреевском аллювиально-озерном цикле миоценового (?) возраста. Разрез таганского цикла следующий (снизу вверх): на поверхности размыва фиксируется галечник небольшой мощности, на который ложатся полого-косослойчатые пески с уменьшающейся кверху размерностью зерен. Они переслаиваются с супесями, суглинками и глинами. Затем идет пачка крупнозернистых косослойчатых песков с прослоями серовато-коричневых глин. Венчает цикл пачка переслаивания среднезернистых косослойчатых песков с суглинками и супесями. Авторы полагают [1], что данный аллювиальный цикл фиксирует фации руслового аллювия и старичные; фрагментарно представлены пойменные и пойменно-озерные фации. Цикл, таким образом, оказывается неполноразвитым.

Рис. 70. Строение аллювиального цикла петрозаводской свиты, Каменноборский карьер, г. Петрозаводск [51].

1 — поверхность размыва; песчаник: 2 — крупнозернистый с внутриформационными конгломератами и брекчиями аргиллитовых обломков, 3 — среднезернистый, 4 — мелкозернистый; 5 — переслаивание алевритов и аргиллитов.



А. В. Сочава [51, с. 61] подчеркивает ту же мысль, на которой мы уже останавливались, что определяющим в структуре аллювиальных циклов является режим процесса, однотипный для отложений разного возраста; по этой именно причине отмечается «значительное сходство красноцветных и метакрасноцветных формаций докембрия и фанерозоя»; аллювиальный цикл петрозаводской свиты докембрия показан на рис. 70. Большое число примеров аллювиальных циклов содержится в монографиях [1, 14, 37, 38, 46, 51], поэтому в нашей работе мы ограничились лишь выборочными иллюстрациями.

Очень схожи с аллювиальными циклы *вадей*, представляющие собой отложения пустынных, периодически пересыхающих рек и ручьев. В этих циклах наблюдается чередование песчаного материала, отложенного водой и ветром; слои различаются главным образом текстурами, поскольку в эоловых осадках отсутствует мелкомасштабная рябь течения, зато типична косая слойчатость барханного типа. Г.-Э. Рейнек и И. Б. Сингх [42] отмечают, что циклы *вадей* напоминают отложения катастрофических паводков, когда в период дождей русло быстро заполняется водой и она перемещает на небольшое расстояние эоловый песок. Вскоре русло вновь пересыхает и на речные осадки ложится слой эоловых накоплений. Затем процесс повторяется. Это своеобразный случай предельного состояния флювиального режима, вырожденного до двучленного чередования аллювиальных и эоловых осадков. К. Гленни [Glenni K. W., 1970 г.] установил, что циклы *вадей* наиболее характерны для флювиальных периодов плейстоцена.

Циклы верхней (континентальной) молассы

Под этим названием выделяются циклы существенно обломочных пород, образованные в континентальной обстановке, в условиях межгорных аккумулятивных равнин под действием флювиального режима циклогенеза. От аллювиальных циклы верхней молассы отличаются более грубым (в среднем) составом, почти повсеместным отсутствием озерных отложений, меньшими мощно-

стями и большей «похожестью» (в пределах свиты) элементарных седиментационных циклов. О. А. Мазарович [30] считает, что континентальное моласонакопление фиксирует контрастные тектонические движения в истории развития определенных участков земной коры и оно же разграничивает смежные отдельные этапы этого развития.

Так же как флиш и нижняя моласса, отложения континентальной молассы характерны для всех периодов фанерозоя и докембрия. Известны они в позднем кембрии (Забайкалье и Алтае-Саянская складчатая область), в позднем ордовике (Северный Тянь-Шань), в позднем ордовике — раннем силуре (Центральный Казахстан), в девоне (Шотландия и Англия), а также в отложениях всех более молодых периодов [Мазарович О. А., 1980 г.]. Однако поздний докембрий, девон и конец палеозоя характеризуются более интенсивным накоплением континентальной молассы [13, 30].

В. И. Попов [41], детально изучивший континентальные молассы Средней Азии, на большом фактическом материале показал, что наиболее характерные структурно-текстурные признаки этих отложений тесно связаны с режимом моласонакопления. Прежде всего это касается слоистости. Если во флише и в нижней молассе, т. е. в типично морских образованиях, слои хорошо выдержаны на площади и уверенно прослеживаются на десятки, а в ряде случаев и на сотни километров, то для континентальной молассы более типичны линзообразное залегание слоев и их сравнительно быстрое выклинивание по простиранию. Для песчаных разностей характерна косая слоистость, зато знаки ряби более редки. Столь же редко встречается макрофауна. В сравнении с флишем менее четко выражены в молассе и гиероглифы — механо- и биоглифы. Мощности циклов в кайнозойской среднеазиатской молассе измеряются дециметрами, реже метрами. Однако встречаются отдельные циклы, мощность которых превышает 10 м. По В. И. Попову [41], в Приташкентской депрессии элементарные циклы кайнозойской молассы имеют вид: галечник (часто с валунами) → гравелит, или галечник → гравийный паттум. Мощность циклов до 10 м и более.

На Южном Урале, в обнажениях левобережья р. Айдаралаша, И. В. Хворовой [1961 г.] описаны циклы континентальной молассы артинского яруса нижней перми. Единичный цикл здесь имеет вид: конгломерат → гравелит → песчаник. В основании цикла фиксируется размыв. И. В. Хворова связывает эту молассу с фациями русел горных рек и временных водотоков.

Очень интересную трактовку генезиса континентальной молассы группы Сивалик миоцен-раннеплейстоценового возраста дали Б. Паркаш, Р. Шарма и А. Рой [Parkash B., Sharma R. P., Roy A. K., 1980 г.]. Моласса группы Сивалик общей мощностью более 5000 м формировалась в бассейне, вытянутом с востока на запад. В бассейне впадали реки, текущие с юга — со стороны Гималаев, выносившие громадные порции обломочного материала, который откладывался в пределах обширных конусов выноса

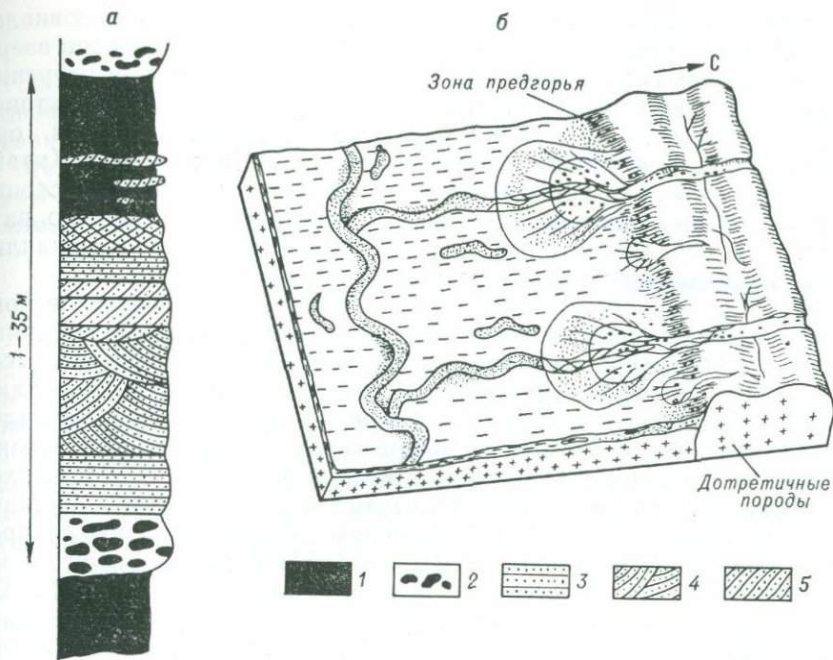


Рис. 71. Строение единичного цикла континентальной молассы группы Сивалик (а) и седиментологическая реконструкция условий образования молассы группы нижний Сивалик (б) [Parkash B., Sharma R. P., Rey A. K., 1980 г.].

1 — глина; 2 — конгломерат; песчаник: 3 — горизонтально-слоистый, 4 — косослойчатый; 5 — алевролит.

(рис. 71). В пределах группы Сивалик выделяются два крупных мегацикла, различающихся в основном литологически. Нижний мегацикл включает более мелкие циклы, состоящие из переслаивающихся песчаных и глинистых пород. В верхнем мегацикле наблюдается большое количество более грубозернистых песчаников, переходящих к вершине группы в конгломераты. Таким образом, отмечается общее погрубение материала вверх по разрезу, из чего можно заключить, что вся молассовая толща группы Сивалик образована в сублационном режиме. Элементарный цикл нижней половины группы Сивалик начинается конгломератом, лежащим на поверхности размыта в кровле предшествующего цикла; над ним — слой крупнозернистого горизонтально-слоистого песчаника, переходящего вверх по разрезу в песчаник с косой слоистостью трогового типа; еще выше — переслаивание тонкозернистого песчаника и алевролита; завершается цикл переслаиванием косослойчатых алевролитов и глин буровато-красного цвета с включением единичных углистых прослоев. Мощности единичных циклов варьируют от 1 до 35 м.

Циклы нижнего Сивалика напоминают по строению аллювиальные. Однако общая тенденция в изменении литологии циклов вверх по разрезу, их грубозернистый состав позволили авторам уверенно отнести их к континентальной молассе. Опираясь на палеотектонические региональные реконструкции домиоценового времени, они предположили, что благодаря столкновению Индийской и Китайской плит северная часть Индийской плиты была сильно дислоцирована; ее приподнятые участки в последующем интенсивно разрушались, осадки сносились к горному подножию, где и накапливалась континентальная моласса группы Сивалик.

Итак, основными бассейнами, в которых идет накопление континентальных моласс, являются предгорные и межгорные впадины. Морфология этих бассейнов и латеральная изменчивость молассовых толщ определяются действием изостатических сил, включающих тектонические нагрузки и смещение фронта осадконакопления, а вариации скоростей поднятия горных сооружений и эрозии в области питания в сочетании с темпом погружения и накопления осадков в самой впадине вызывают в конечном итоге цикличность молассовых комплексов. В целом эти процессы имеют прерывистый характер [Miall A. D., 1978 г.]. Один из крупнейших специалистов по молассе Ф. Ван Хаутен [Van Houten F. B., 1973 г.] считает, что наиболее характерными латеральными заместителями молассовых толщ являются паралические и мелководноморские карбонатные образования.

Одним из характерных признаков континентальной молассы является цвет пород, из-за чего в ряде работ она описывается как «красноцветная или пестроцветная формация». Для наших целей окраска пород не может играть существенной роли, поскольку, не влияя на режим циклогенеза, она не отражается и на структуре седиментационных циклов. В отношении циклического строения моласс окраска пород — признак второстепенный, хотя она и указывает на влажный аридный климат в период молассонакопления. О. А. Мазарович [1980, с. 28] справедливо отметил, что «противопоставлять молассы красноцветным формациям не следует, так как часто это одно и то же». Так, толщу девонских континентальных моласс Центрального Казахстана мощностью до 3000 м он справедливо отнес к образованиям флювиального режима циклогенеза, интерпретируя эту толщу как пестроцветную вулканогенную молассу. К молассе, скорее всего, можно отнести и отложения «древнего красного песчаника» Англии и Шотландии [14], хотя это уже не столь очевидно.

Таким образом, активный горный рельеф в сочетании с влажным аридным климатом определял те оптимальные условия, в которых формировалась основная масса красноцветных моласс [30]. Точнее, этими условиями предопределялось накопление моласс как генетического типа континентальных отложений. Что же касается режима циклогенеза, то его трактовка с позиций модели «блуждающего русла», наиболее обоснованна; она, как писали П. Дафф и др. [14, с. 44], «привлекает своей простотой и рациональностью».

С ледниковым режимом циклогенеза связано образование собственно ледниковых циклов и циклов лёсса. Причем если формирование ледниковых циклов управляется механизмом становления и отступления материкового оледенения, то лёссовые циклы связаны с ледниковым режимом опосредованно — через колебания климата, сопутствующие периодам оледенения и межледниковья.

Ледниковые циклы

Наиболее полно они выражены в четвертичных отложениях. Здесь удается доказательно проследить связь строения отдельных элементов цикла с разными фазами оледенения. В дочетвертичных разрезах древние ледниковые циклы трактуются как тиллиты. Позднедокембрийские тиллиты встречаются в Канаде, Гренландии, Норвегии, Северной Ирландии, Шотландии и в других районах; тиллиты пермско-каменноугольного возраста — в Южной Америке, Австралии, Южной Африке, Индии [46]. Мы рассмотрим механизм образования ледниковых циклов на материале наиболее хорошо изученных разрезов четвертичного возраста. Теория ледникового циклогенеза достаточно глубоко развита в работах Ю. А. Лаврушина [26] и Е. В. Рухиной [45].

Основным типом осадков, переносимых и откладываемых материковыми льдами, является морена (диамиктиты — в терминологии американских геологов). Морена составляет главным образом среднюю часть цикла, фиксируя максимальную стадию оледенения. Начинает же формироваться ледниковый цикл вместе с ростом ледникового покрова. Понижения доледникового рельефа заполняются водно-ледниковыми отложениями: образованиями ледниковых озер, флювиогляциальными осадками и мореной. Взятые вместе, они составляют нижний элемент ледникового цикла. Центральный элемент цикла представлен ледниковой мореной, что свидетельствует о полном покрытии данной территории ледником. Венчают цикл осадки, фиксирующие начало потепления климата и отступления (постепенного таяния) ледника. Они представлены флювиогляциальными осадками, переходящими вверх по разрезу в озерно-ледниковые. Таким образом, ледниковый цикл отражает полный период колебания климата: постепенное похолодание в начальную фазу оледенения, дальнейшее понижение температуры в период максимального оледенения и, наконец, медленный рост температуры при потеплении климата. Через некоторое время этот процесс вновь повторяется.

Исходя из описанного механизма развития материкового оледенения, казалось бы, можно предполагать, что каждый новый ледниковый цикл должен быть идентичным предшествующему. Однако из повторения режима циклогенеза в каждый период оледенения не следует структурная, а тем более литологическая, тождественность каждого ледникового цикла. Все они сильно индивидуализи-

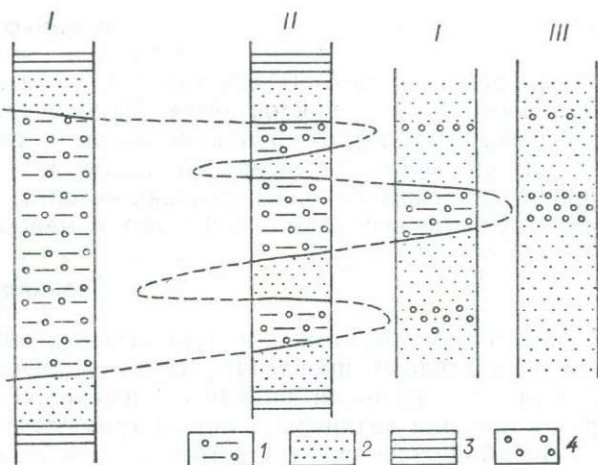


Рис. 72. Схематические разрезы простого (I) и сложного (II) ледниковых циклов, а также отложений перигляциальной зоны (III) [45].

1 — морена; 2 — флювиогляциальные отложения; 3 — озерно-ледниковые отложения; 4 — конгломераты.

рованы и являются основой стратиграфической шкалы четвертичных отложений в зонах развития ледниковых осадков. Объясняются эти различия достаточно просто, ибо ледниковые циклы формируются на месте доледникового рельефа и поэтому их структура и полнота литологического состава полностью определяются «аккумулятивным потенциалом» рельефа. В резко выраженных понижениях доледникового рельефа мощности ледниковых и водноледниковых отложений достигают сотен метров [45]. В таких разрезах и удастся проследить все фазы жизни ледника. На возвышенных участках, сложенных коренными породами, ледниковый цикл представлен чаще всего только отложениями морены. Схематически зависимость структуры и состава ледникового цикла от рельефа местности и интенсивности развития оледенения показана на рис. 72.

Морена зачастую имеет своеобразную полосчатую текстуру — в виде ложной слоистости, выклинивающейся в направлении движения ледника. Е. В. Рухина [1972 г.] полагает, что это связано с послойным движением льда по песчано-глинистым породам, которые как бы затягиваются в нижние горизонты морены, образуя ложную слоистость центрального элемента цикла. Надвигающийся ледник часто эродировывает водноледниковые отложения нижней части цикла, поэтому даже в понижениях доледникового рельефа ледниковый цикл может быть выражен неполно. В целом же известна одна устойчивая закономерность: наиболее полные циклы соответствуют наиболее молодым оледенениям. Что же касается древних, дочетвертичных, тиллитов, то хотя они встречаются сравнительно

редко, но тем не менее, как остроумно заметил Р. К. Селли [46, с. 183], «представляют собой плодотворный материал для академических споров в масштабах, не соответствующих частоте встречаемости этих пород».

Циклы лёсса

Если циклы лёсса выделяются практически единообразно всеми геологами, то споры по поводу его генезиса не прекращаются около 150 лет. За это время нарождались и последовательно отмирали самые разнообразные гипотезы, которых, по оценке Н. И. Кригера [24], насчитывается более двух десятков. Однако к настоящему времени сохранили научную значимость только три гипотезы: золовая, водно-аккумулятивная и почвенно-элювиальная, авторами которых соответственно можно считать Ф. Рихтгофена, А. П. Павлова и В. В. Докучаева. В решение проблемы лёсса большой вклад внесли работы В. А. Обручева, В. В. Докучаева, П. Я. Армашевского, Г. Н. Танфильева, А. П. Павлова, С. С. Неустроева, Л. С. Берга, А. Д. Архангельского, И. П. Герасимова, К. К. Маркова, В. Н. Павлинова, К. И. Лукашева, Н. И. Кригера, М. Ф. Веклича, Ю. А. Лаврушина, Б. П. Булавина, М. П. Лысенко и других отечественных геологов.

Чем же интересен и своеобразен лёсс как осадочное образование? Он является единственной породой однородной гранулометрически (частицы лёсса имеют обычно алевритовую размерность) и практически неслоистой на громадном протяжении по площади и на всю мощность разреза [24]. Лёсс к тому же характеризуется макропористостью и недоуплотненностью, что порождает одно из неудобных в инженерно-геологическом отношении его свойств — просадочность. Это свойство, как считает Н. И. Кригер [1980 г.], есть следствие образования лёсса в условиях аридного климата, при недостатке влаги. Думается, однако, что одним климатом своеобразие свойств лёсса объяснить нельзя, ибо в тех же климатических условиях формируются и другие осадочные породы, ничего общего с лёссом не имеющие.

Цикличность лёсса в структурном отношении проста. В первом приближении единственный цикл состоит из двух элементов: погребенной почвы и собственно лёсса. Из режима циклогенеза не вытекает способ установления границы цикла лёсса, условно его начинают с подошвы погребенной почвы. Мощности отдельных лёссовых циклов измеряются метрами, реже — первыми десятками метров, а время их образования четко коррелируется с периодами оледенения и оценивается в 20—40 тыс. лет. Не обсуждая в данной книге проблему генезиса самих лёссов, ибо это специальная и очень сложная проблема, остановимся на режиме лёссового циклогенеза и прежде всего поясним, почему формирование циклов лёсса связывается с ледниковым режимом.

Начнем с того, что лёссы и морена являются наиболее распространенными образованиями антропогенного периода. У них обна-

руживается наиболее тесная связь с колебаниями климата. Но если морена формируется в месте развития ледникового покрова, то лёсс является характерным образованием перигляциальной зоны. В широтном направлении ледниковая формация сменяется лёссовой, а та в свою очередь — красноцветной [Веклич М. Ф., 1968 г.]. Лёсс занимает строго определенное положение среди перигляциальных фаций, обрамляя границы оледенений. Кроме того, он образует мощные толщи во внутренних частях материков. Можно считать, таким образом, что лёсс формировался в условиях весьма сухого и холодного климата, а горизонты погребенной почвы — в условиях теплого и относительно влажного. Поэтому каждый цикл лёсса фиксирует и эпоху ледниковья и эпоху межледниковья. Именно потому, что главным регулятором циклогенеза в данном случае являются климатические колебания, а также в связи с тесной пространственной сопряженностью ледниковой и лёссовой формаций мы трактуем режим образования лёссовых циклов как ледниковый.

Большинство зарубежных геологов полагают, что лёсс образуется эоловым путем, посредством переноса частиц алевритовой размерности пылевыми облаками [46, 58]; некоторая часть наших отечественных специалистов по лёссу придерживаются водно-ледниковой гипотезы [Булавин Б. П., 1972 г.]. И все же большинство специалистов утверждают, что лёсс представляет собой полигенетическое субаэральное образование, формирующееся под действием эоловых, элювиальных и почвенных процессов [Лукашев К. И., 1961 г.; Веклич М. Ф., 1965, 1980 г.].

Лёссовая цикличность чрезвычайно широко распространена, она зафиксирована во многих районах Северной и Южной Америки, а также на территории ГДР, ФРГ, Франции, Венгрии, Чехословакии, Польши, Румынии, Югославии, Китая, на Украине и на Кавказе, в Белоруссии, Прикарпатье и в других областях. В частности, на Украине лёссовые циклы являются наиболее распространенной литолого-генетической группой четвертичных отложений. В лёссовой толще Украины М. Ф. Веклич [1965 г.] выделяет девять стратиграфических горизонтов лёсса и восемь горизонтов ископаемых почв, причем четыре горизонта лёссов залегают ниже морены и водно-ледниковых отложений днепровского оледенения. Единичный лёссовый цикл здесь двучленный. Начинается он слоем почвы (подзолистой, серой лесной, оподзоленным черноземом, черноземом и другими видами почв), над ним залегают лёсс разного литологического состава (крупнопылеватые суглинки, супеси и глины; мелкопесчаные суглинки и супеси; крупнопылеватые суглинки с линзами песка; крупнопылеватые лёссовидные суглинки и т. д.). Мощность единичного цикла — первые метры. Аналогичные по строению, но большие по мощности циклы фиксируются в китайской провинции Шаньси [Веклич М. Ф., 1965 г.].

Лёссовые циклы во внеледниковой области Сибири являются перигляциальными образованиями. Они также состоят из пылеватых супесей и суглинков. Однако в большом числе случаев, вклю-

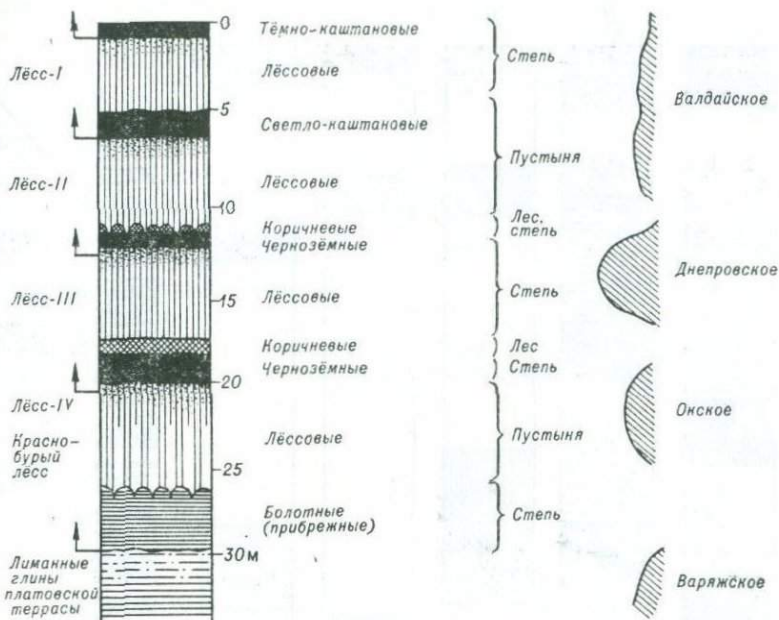


Рис. 73. Последовательное формирование лёссовых циклов Приазовья [Добродеев О. П., 1970 г.].

чая и самые южные горные и равнинные районы (Забайкалье, Саяны, Алтай), среди лёссовых отложений здесь встречены криогенные деформации, сингенетичные осадконакоплению, что свидетельствует о суровом климате и о существовании многолетней мерзлоты [Равский Э. И., 1965 г.].

На территории Приазовья в плейстоцене также зафиксированы лёссовые циклы. Причем «сумма признаков, характеризующих лёссы Приазовья, таких как покровное залегание, одновременное налегание того или иного лёсса на автоморфные и гидроморфные варианты погребенных почв без размыва последних, отсутствие признаков оглеения, макро- и микропористости, биогенных пор... рассеянного гумуса, определенно указывает на субэаральное происхождение лёссов» [Добродеев О. П., 1970 г., с. 195]. И в данном случае в эпохи оледенений почвообразование сингенетически лишь сопровождает накопление лёссового материала и нормальный почвенный профиль не формируется, тогда как в межледниковые эпохи почва образуется эпигенетически по отношению к материнской лёссовой породе, что ведет к оформлению завершеного почвенного профиля. На рис. 73 показаны характерные циклы лёсса Приазовья, вещественный состав которых хорошо увязывается и с изменениями ландшафта, и с эпохами оледенений на Русской равнине.

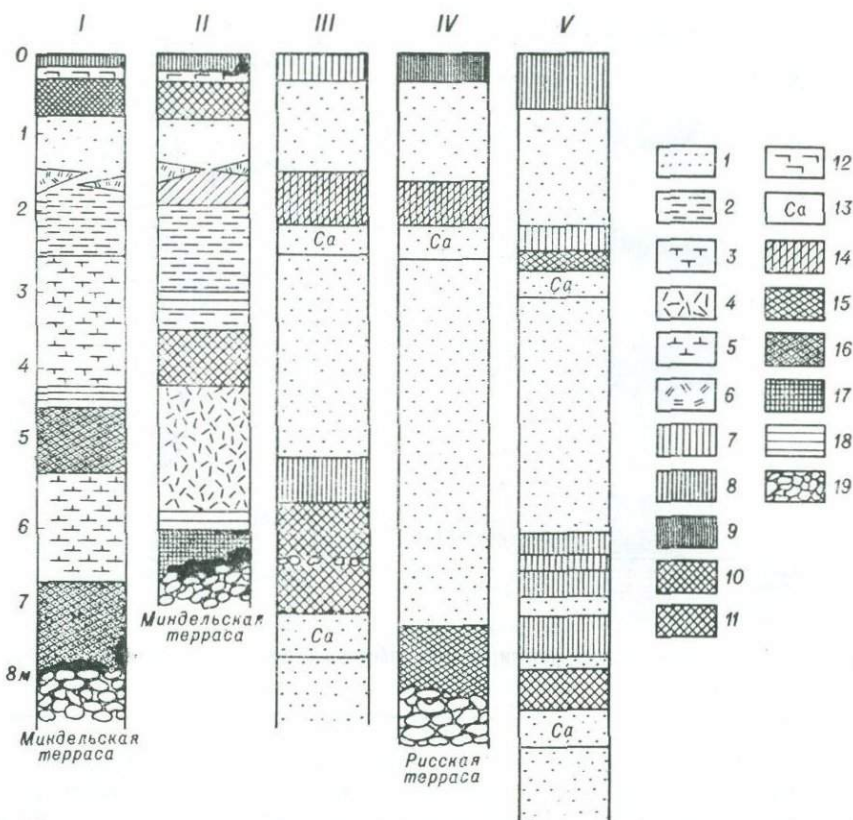


Рис. 74. Лёссовые циклы из различных фациальных областей Австрии [58]. Районы: I — Мессендорф, II — Фейлендорф, III — Паудорф, IV — Готтвейг (Айген), V — Штиллфрид.

Лёсс: 1 — типичный, 2 — пластинчатый структурный, 3 — с ходами червей, 4 — глеевый; 5 — пылеватые глины; 6 — зона глеевых пятен (Nassboden); почва: 7 — слабогумусированная (черноземовидная), 8 — гумусированная (черноземовидная), 9 — сильногумусированная (тирзонидная), 10 — слаборазвитая бурая, 11 — бурая; горизонт: 12 — элювиальный, 13 — иллювиальный известковый, 14 — черный и коричневый пятнистый; 15 — горизонт «Parabraunerde»; 16 — то же, оглеенный; 17 — коричневая глина; 18 — слабогумусированный солифлюкционный материал; 19 — щебень.

Еще один пример последовательности лёссовых циклов содержится в работе австрийского геолога Ю. Финка [58]. Для сухой лёссовой области Северо-Восточной Австрии (район Штиллфрид) характерно залегание так называемого типичного лёсса, который разделен на циклы горизонтами слабогумусированной (черноземовидной), сильногумусированной (тирзонидной), бурой почв и горизонтом «Parabraunerde». Здесь фиксируется наибольшее расчленение лёссовой толщи, а сами лёсы (вюрмские) достигают наибольшей мощности. В других районах Австрии разрезы лёсса имеют иную последовательность элементарных циклов (рис. 74).

Не загромождая изложение описанием других примеров лёссовых циклов, отметим, что независимо от трактовки генезиса самого лёсса цикличность в данном случае определяется горизонтами погребенных почв, они формируются в плювиальную фазу оледенения, причем накапливаются *in situ* на кровле нижележащего лёсса.

Данный вид цикличности — единственный, который, строго говоря, не является седиментационным в том смысле, что в режиме циклогенеза активное участие принимают не подвижные факторы среды, а те, которые при рассмотрении иных генетических видов циклов мы отнесли к седиментационному фону, — чередование разных климатических эпох. В данном случае именно этот фактор оказывается решающим при реализации ледникового режима циклогенеза, формирующего цикличность лёссового типа.

5

Глава

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЦИКЛОВ

КЛАССИФИКАЦИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ТИПОВ ЦИКЛОВ

Предлагаемая классификация обобщает введенные нами понятия о режимах формирования единичных циклов и режимах их повторяемости в разрезах. Она, как и всякая естественнонаучная классификация, играет вспомогательную роль, позволяя лишь с единых позиций систематизировать громадный и очень разнородный фактический материал. Следует, правда, заметить, что другие исследователи не делали попыток систематизации собственно седиментационных циклов, а классифицировали обстановки их формирования, привязывая к ним описания генетически различных циклов. Так, английские геологи П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон [14] различали континентальную обстановку, подразделяя ее на флювиальную и озерную, морскую с выделением эпиконтинентальной и геосинклинальной обстановок, а также группу переходных обстановок седиментогенеза. Они полагали, что такая привязка седиментационных циклов позволяет легко переходить от их описания к генетической интерпретации, но в то же время ясно видели и недостатки своего подхода: с одной стороны, появление ряда «граничных случаев», когда нет достаточных оснований для соотнесения того или иного вида цикличности с определенной обстановкой, и с другой — очевидное попадание некоторых циклов (например, варв) сразу в несколько классов обстановок.

В данной работе мы классифицируем собственно седиментационные циклы, преследуя одну цель — упорядочить многообразие конкретных реализаций циклов, которое естественно возникает из-за палеогеографических и фациальных различий обстановок седиментации. Цель эта наилучшим образом достигается, если элементарные циклы соотносить с режимами процесса, управляющими именно циклическим наложением пород. А это в свою очередь можно сделать, опираясь на разработанные в литологии схемы, трактующие условия образования генетически различных типов толщ: угленосных, соленосных, флишевых и т. д. Иными словами, привязка к определенному режиму циклогенеза осуществляется с учетом всей совокупности сведений о генезисе данного типа отло-

жений, которых, как правило, оказывается достаточно, чтобы уверенно соотносить с конкретным режимом седиментационные циклы, принадлежащие целому ряду разнообразных в генетическом отношении осадочных образований. Важнейшим следствием такого подхода является то, что седиментационные циклы, попадающие на одну позицию в нашей классификации, схожи *конструктивно*, хотя они и образовались в разных обстановках седиментации в палеогеографическом смысле. Это лишний раз подтверждает известную мысль о том, что в природе реализуется ограниченное — и очень небольшое — число режимов циклогенеза, каждый из которых приводит к образованию циклов сходного строения, но различного породного состава.

Классификация, которую мы предлагаем, построена в виде таблицы. Ее строками являются восемь режимов формирования единичных циклов, а столбцами — три режима повторяемости этих циклов в разрезе. При определении места, которое в этой классификации должен занять тот или иной вид седиментационных циклов, учитывается принятая на сегодня геологами (или предлагаемая автором) трактовка генезиса данного вида циклов и условий накопления всей толщи в целом, которые и дают основания для соотнесения циклогенеза с конкретным режимом повторяемости элементарных циклов.

Сам принцип построения классификации подсказывает, что все виды седиментационных циклов, попадающие в одну клетку таблицы, объединяются в единый *динамический тип*, хотя в него и входят циклы, принадлежащие толщам разного генезиса и состоящие из разнообразного парагенеза пород. Так, инъективный режим в сочетании с неперIODическим режимом повторяемости элементарных циклов приводит к динамическому типу, включающему циклы флишевого вида (аспидные, собственно терригенного флища и тефротурбидитов) и нижней молассы. На пересечении хроногенного режима со сложнопериодическим режимом повторяемости оказывается динамический тип в составе ленточных глин (варв), галогенных сезонных циклов, ритмитов и глубоководных океанических циклов (без турбидитов).

Понимаемый таким образом динамический тип седиментационных циклов оказывается в чем-то сродни понятию о «генетическом типе отложений», традиционно развиваемому применительно к континентальным осадочным образованиям. Е. В. Шанцер [65, с. 7] отмечает, что «генетический тип отложений — это совокупность осадочных или вулканогенных накоплений, возникающих в ходе одной из наблюдаемых в природе своеобразных по динамике развития форм аккумуляции, особенности которой определяют общность главных черт их строения как закономерных сочетаний (парагенезов) определенных осадков и (или) горных пород». Иными словами, генетический тип — это отложения определенного «геологического агента». Здесь важны не столько динамика процесса и даже не его механизм, сколько то, что реализации такого процесса оказываются *сходными по строению*. Это-то и роднит поня-

Классификация динамических типов седиментационных циклов

Режимы формирования единичных циклов		Режимы повторяемости единичных циклов		
		Сложнопериодический	Непериодический	Непериодический, наложенный на сложно-периодический
Миграционные	Трансгрессивный	Терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные, сланцевосные		Вулканогенно-осадочные
	Регрессивный	Терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные		
	Трансгрессивно-регрессивный	Терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные, ватты, угленосные, галогенные (соленосные)		
Мутационные	Хроногенный	Ленточные (варвы), галогенные сезонные, ритмы, океанические (без турбидитов)		
	Инъективный		Флишевого типа, нижней (морской) молассы	
	Инъективно-хроногенный			Вулканогенно-осадочные, карбонатного флиша, глубоководные турбидит-содержащие
Миграционно-мутационные	Флювиальный	Аллювиальные, верхней (континентальной) молассы		Верхней (континентальной) молассы
	Ледниковый	Ледниковые, лёсса		Вулканогенно-осадочные

тие о генетическом типе отложений в том смысле, в каком его трактовал еще А. П. Павлов, с введенным нами понятием о динамическом типе седиментационных циклов. Это же обстоятельство вселяет уверенность, что избранный подход не лишен смысла.

Разные динамические типы седиментационных циклов, объединяемые общностью режимов образования элементарных циклов, составляют *динамические ряды*. Они должны явиться базой для построения в дальнейшем гомологических рядов изменчивости циклов миграционных, мутационных и миграционно-мутационных режимов циклогенеза.

Из принципа построения нашей классификации следует, что внешнее сходство элементарных циклов (по строению) не доказывает их одинаковое происхождение в генетическом смысле, но свидетельствует об их образовании в условиях единого режима циклоседиментогенеза и, как следствие этого, принадлежность к одному динамическому ряду. Например, циклы карбонатного флиша и вулканогенно-осадочные (когда осадочная компонента представлена продуктами озерной седиментации или осаждения взвеси из плотного потока) конструктивно схожи: и те и другие состоят из нижнего терригенного или вулканогенного элемента цикла с градиционной текстурой (инъективная составляющая) и верхнего, представленного породами карбонатного или глинистого ряда (хроногенная составляющая). И циклы карбонатного флиша, и данная разновидность вулканогенно-осадочных циклов образованы инъективно-хроногенным режимом, что и предопределило общие черты их строения и попадание в один динамический ряд, хотя условия образования этих циклов — и тектонические и фациальные, — конечно, различны.

С другой стороны, цикличность генетическая, т. е. циклы, выделенные на основании представлений об условиях образования данного типа отложений, в целом понятие более широкое, чем цикличность «режимная», поскольку, несмотря на то что в ряде случаев эти понятия совпадают, например, применительно к ленточным, угленосным и флишевым циклам, в общем случае элементарный седиментационный цикл одного генетического вида осадочных образований может включать несколько «режимных» циклов. Так, полный галогенный (соленосный) цикл включает циклы трансгрессивно-регрессивного и хроногенного режимов, а элементарный цикл прибрежно-морских терригенно-карбонатных образований может включать циклы трансгрессивного (или трансгрессивно-регрессивного) и инъективно-хроногенного режима. Морские терригенные циклы зачастую состоят из циклов или трансгрессивного и хроногенного, или регрессивного и инъективного режимов и т. д. Многочисленные фактические примеры таких циклов содержатся в предшествующих главах книги.

По какому принципу выделять седиментационные циклы в разрезах, зависит от задач, решаемых геологом. Если эти задачи требуют воссоздания механизма циклогенеза (пусть и на чисто описательном уровне), то выделяемая цикличность, безусловно, должна

быть привязана к режимам процессов. Если же седиментационная цикличность выделяется для целей расчленения и последующей корреляции разрезов, то не имеет смысла интерпретировать ее в терминах режимов циклогенеза.

Естественно, что различные динамические типы циклов, но принадлежащие к одному динамическому ряду, имеют и много отличительных черт, которые, с одной стороны, позволяют более уверенно восстанавливать палеогеографические и фациальные условия их образования, а с другой — дают возможность оценивать конкретные факторы их своеобразной «седиментологической эволюции».

Учет в классификации всех режимов образования единичных циклов и наличие полной группы режимов повторяемости циклов в разрезе гарантируют *теоретическую полноту* динамических типов циклов. Практическая же полнота классификации, т. е. число конкретных видов циклов, принадлежащих одному динамическому типу, зависит от материала, которым мы располагаем, и от той его интерпретации, которой мы придерживаемся. Поэтому наличие «белых пятен» в классификации чаще означает, что данный динамический тип цикличности не существует принципиально; иногда же это может быть следствием неверного соотношения конкретного седиментационного цикла с режимом его формирования. Одним словом, предлагаемая нами классификация допускает корректировку заполнения ее клеток в пределах неизменной типизации режимов формирования единичных циклов и режимов их повторяемости в разрезе.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЦИКЛОВ

Предложенная нами классификация динамических типов циклов интересна еще тем, что допускает конкретизацию закономерностей *структурной изменчивости* циклов как в пределах одного генетического типа отложений, так и применительно к циклам конкретного режима циклогенеза, а также класса режимов. Кроме того, она дает возможность рассмотреть связь известных литолого-тектонических закономерностей смены по разрезу разных генетических типов толщ с направленными изменениями режимов циклогенеза. И наконец, данная классификация позволяет подойти к вопросу о построении *гомологических рядов* изменчивости динамических типов циклов. Все эти вопросы мы и обсудим в заключительном разделе книги.

Под структурной изменчивостью циклов мы понимаем прежде всего изменения их морфологического облика, выражающиеся в порядке следования пород, в направленности гранулометрического фона, в непрерывности или урезанности гранулометрической кривой. Изменчивость, связанная с вариациями литологического состава пород, как, впрочем, и изменчивость фациальная, фиксирующая изменения в составе циклов в зависимости от положения

разреза в бассейне осадконакопления, играют важную роль при изучении циклов конкретных генетических типов толщ, но они лишь в очень малой степени связаны с изменениями режима циклогенеза в том смысле, в каком он понимается в данной работе.

Действительно, на основе фациального закона Н. А. Головкинского, рассмотренного нами в главе I, можно утверждать, что в пределах седиментационных циклов миграционного типа происходит смена латеральной зональности осадков вертикальной последовательностью слоев в разрезе. Фациальная же зональность осадков зависит как от гидродинамики бассейна, так и от расстояния до источника сноса. Именно по этой причине один и тот же режим циклогенеза, например трансгрессивно-регрессивный, в разных зонах бассейна будет представлен циклами с неодинаковой последовательностью пород. Это *фациально-литологическая изменчивость* седиментационных циклов, которая лежит в основе выделения разных их фациальных типов в пределах одного генетического вида отложений. Так, угленосный цикл в разрезах, наименее удаленных от области сноса, может начинаться аллювиальным комплексом осадков, с размывом лежащих на подстилающие отложения; тот же цикл в другом разрезе начнется осадками лагунной фации.

Геологи-угольщики на основе фациально-литологической изменчивости выделяют несколько типов циклов: бассейновый, аллювиально-бассейновый, аллювиальный. Иногда эта типизация выглядит еще более дробной. При детальном прослеживании синхроничных циклов всегда наблюдается постепенный переход одного фациального типа цикла в другой, что является следствием фациальной изменчивости циклов в пределах бассейна осадконакопления; режим же циклогенеза при этом не изменяется, что и дает возможность уверенно идентифицировать циклы одного динамического типа и одновременно выявлять характерные закономерности их фациально-литологической изменчивости. Применительно к угленосным циклам эти закономерности изучены достаточно детально.

Аналогичные закономерности фациально-литологической изменчивости циклов устанавливаются и при анализе соленосных циклов трансгрессивно-регрессивного режима циклогенеза. При этом соленосные циклы по латерали чаще замещаются карбонатными с постепенным выпадением из состава циклов пластов соли и сульфатных пород. Э. И. Чечель [1969 г.] детально изучил взаимоотношения соленосных и карбонатных циклов на юго-востоке Иркутского амфитеатра. Для соленосных разрезов амгинского яруса среднего кембрия, занимающих всю центральную часть Иркутского амфитеатра, характерен цикл следующего вида: доломит→ангидрит→каменная соль→ритмит. Прослой песчаников и глины приурочены к ритмитам. При приближении к борту Илгинской впадины ритмитовые пачки постепенно переходят в пачки сульфатных пород: гипсы и ангидриты. Еще далее доломиты фациально замещаются известняками. Наибольшей фациальной устойчивостью в соленосных циклах отличаются слои карбонатных пород.

На юге Иркутского амфитеатра наблюдается постепенный переход карбонатно-галогенных циклов в красноцветные, который удастся проследить по отдельным слоям верхоленской свиты и верхней подсвиты литвинцевской свиты [Машович Я. Г., 1970 г.]. Так, слой массивных ангидритов с включением водорослевых образований к западу замещается водорослевыми доломитами мощностью 1,6 м, которые постепенно выклиниваются. В южном направлении ангидриты замещаются каменной солью. Мощность слоя здесь превышает 17 м. Еще дальше к югу каменная соль переходит в тонкое переслаивание ангидритов и аргиллитов (ритмит), которое затем сменяется доломито-ангидритами и ангидритами и далее доломитами.

Разрез верхоленской свиты начинается слоем, который в разных зонах Иркутского амфитеатра представлен глинистыми ангидритами, гипсовыми глинами, доломитовыми мергелями или аргиллитами. На юге амфитеатра этот слой выражен известняками и мергелями. Я. Г. Машович [1970 г.] отмечает, что именно в пределах этого слоя наиболее нагляден переход по простиранию красноцветных существенно терригенных пород в сероцветные, преимущественно хемогенные. В районе Илгинской впадины повышается роль сульфатных пород: ангидрита и гипса. К востоку красноцветные терригенные породы выклиниваются, а в районе р. Лена этот слой представлен главным образом сероцветными хемогенными породами: ангидритами, гипсами и доломитами. Итак, от Присаюнья через зону ангарских дислокаций и верхнее течение Лены к Прибайкалью устанавливается следующая тенденция фациальных переходов: красноцветные терригенные породы → красноцветные терригенно-сульфатные породы → сероцветные сульфатные породы → известняки. В данном случае фациальная изменчивость тесно связана с изменениями и режима циклогенеза: трансгрессивно-регрессивный режим, характерный для галогенных (соленосных) циклов, сменяется регрессивным при формировании терригенно-карбонатных и карбонатных циклов.

Карбонатные и терригенно-карбонатные циклы трансгрессивного и регрессивного режимов также отличаются резкой фациально-литологической изменчивостью. П. Дафф и др. [14, с. 187] резонно заключают, что фациальная пестрота циклов в большей мере говорит о местных, локальных выражениях изменений глубины моря, вероятно, вне зависимости от контура бассейна. «Такие изменения, насколько можно судить по фауне аммонитов, в большинстве случаев, очевидно, происходили по существу синхронно. Эти факты наводят на мысль, что основным фактором, контролирующим изменения глубины моря, служат эвстатические поднятия и падения его уровня, наложенные на локальные эпейрогенические движения земной коры, которые обуславливают дифференцированное погружение седиментационных бассейнов». Ясно поэтому, что фациально-литологическая изменчивость циклов оказывается всегда вторичной по отношению к режиму циклогенеза. Часто она

вообще возникает на фоне неизменного режима образования единичных циклов.

Наиболее устойчивой по отношению к режиму циклогенеза является тенденция в порядке следования пород в пределах единичного цикла, которой в значительной степени определяется и морфологический облик самих циклов. В этом отношении разнообразие циклов невелико. Можно выделить всего три их категории: циклы с трансгрессивной направленностью в изменении гранулометрического фона пород, циклы с обратной (регрессивной) тенденцией и, наконец, циклы трансгрессивно-регрессивные. По отношению к режимам циклогенеза в состоянии взаимно однозначного соответствия находятся лишь циклы с трансгрессивно-регрессивной и регрессивной тенденцией в изменении гранулометрического состава пород. Что касается «трансгрессивных» циклов, то они могут соотноситься как с собственно трансгрессивным режимом, так и с режимами мутационного класса: хроногенным и инъективным. Об этом подробно говорилось в соответствующих разделах книги. Из этих же соображений следует, что предложенная А. А. Трофимук и Ю. Н. Карогодиным [1974 г.] морфологическая классификация седиментационных циклов, включающая четыре их разновидности, вне связи с режимами циклогенеза не имеет познавательного смысла, а в случае установления такой связи эта классификация претерпит существенные изменения.

Возникает вопрос: если конкретные генетические виды осадочных толщ занимают вполне определенную позицию в классификации динамических типов циклов, то не будет ли это означать, что в пределах одного динамического типа должна фиксироваться и своеобразная «генетическая преемственность» в их образовании? Это относится по крайней мере к тем видам осадочных толщ, которые формируют разрезы значительной мощности в условиях длительной реализации определенного режима циклогенеза. На эмпирическом уровне такую тенденцию геологи подметили давно, установив генетическую преемственность в образовании рядов формаций: угленосная→соленосная→красноцветная или аспидная→флиш→нижняя моласса. Теперь эти ряды получают теоретическое обоснование с позиций развитой в данной работе теории режимов циклогенеза.

Прежде всего, как уже отмечалось, попадание в одну клетку классификации циклов, принадлежащих толщам самого разного генезиса, означает, что эти толщи формировались в условиях единого режима циклической седиментации, а следовательно, их единичные циклы должны обладать максимальной структурной общностью. Смена же по разрезу одних отложений другими происходит не благодаря изменению режима циклогенеза, а вследствие перемены сопутствующих циклогенезу факторов. Для миграционных режимов таким фактором оказывается, в частности, климат, для мутационных — интенсификация размыва области сноса и постепенное повышение базиса седиментации при заполнении осад-

ками депрессионных впадин в условиях сублацционного развития процесса осадконакопления.

Г. Ф. Крашенинников [1957 г.] для Донецкого бассейна привел следующий генерализованный ряд осадочных толщ, образованных при непрерывном накоплении осадков начиная с позднего карбона и кончая поздней пермью: угленосная толща позднего карбона→медистые песчаники ранней перми→известняковая толща того же возраста→соленосные отложения ранней перми→красноцветная терригенная толща поздней перми. Л. Н. Ботвинкина [1963 г.] также считает, что параличские угленосные и меденосные отложения формировались в условиях устойчивого трансгрессивно-регрессивного режима циклогенеза (в нашей терминологии), но в разных климатических зонах. Детально изучив Бахмутскую котловину и ее западное обрамление (северо-западная часть Донецкого бассейна), А. П. Феофилова [55] проследила на непрерывных разрезах переход от угленосных циклов к соленосным (на этой работе мы уже останавливались в главе 2).

А. А. Иванов и Ю. Ф. Левицкий [16, с. 393] отмечают характерные случаи плавных переходов по разрезу соленосных отложений в образования иного состава, утверждая, что «галогенные отложения залегают согласно на подстилающих породах иного фациального профиля, постепенно сменяя их в вертикальном разрезе». Вслед за У. С. Крамбейном [Krumbein W. C., 1951 г.] они фиксируют четыре наиболее характерных варианта таких переходов: 1) морские, преимущественно карбонатные отложения→галогенные→карбонатные; 2) карбонатные→галогенные→красноцветные; 3) красноцветные→галогенные→карбонатные; 4) красноцветные→галогенные→красноцветные. Эти ряды являются обобщением большого регионального материала. Наш вывод относительно генетической преемственности в строении циклов, образованных единым режимом циклогенеза, в данном случае относится к усеченным рядам: галогенные отложения→красноцветы и красноцветы→галогенные отложения. Что касается карбонатных циклов, то они могут фиксировать весь класс миграционных режимов циклогенеза и лишь в частности—режим трансгрессивно-регрессивный (см. главу 2).

Непрерывную последовательность циклов разных генетических типов толщ, сформированных инъективным режимом циклогенеза, впервые установил Н. Б. Вассоевич [1948 г.]. Аспидные отложения→флиш→нижняя моласса—такой ряд вывел Н. Б. Вассоевич. Причем он не просто констатировал последовательность залегающих этих толщ в вертикальном разрезе земной коры, но и доказал последовательное их образование и даже пытался обосновать временные рубежи, наиболее характерные для каждой из этих толщ. Позднее на материале верхнепалеозойских отложений западного склона Южного Урала этот ряд подтвердила И. В. Хворова [1961 г.], а на материале нижнепалеозойских образований Горного Алтая—И. А. Вылцан [8]. В настоящее время эмпирически установленная Н. Б. Вассоевичем последовательность циклов является

общепризнанной и сомнений не вызывает [Рухин Л. Б., 1969 г.; Хаин В. Е., 1973 г.].

Итак, мы установили, что каждому режиму циклогенеза свойственна *генетическая преемственность* в строении циклов, принадлежащих одному динамическому типу (см. таблицу)*. Это в свою очередь означает, что их изменчивость можно оценивать не сравнением разных фациально-литологических модификаций циклов одного генетического вида осадочных образований, а путем сопоставления циклов одного динамического типа со своеобразным эталонным циклом данного режима циклогенеза. Такой эталонный цикл мы считаем *гомологичной* реализацией соответствующего режима. Несколько перефразируя определение цикла, которое мы привели в начале книги, можно сказать, что элементарный седиментационный цикл — это *реализованный* в разрезе парагенез пород определенного режима циклогенеза. *Парагенез пород будем называть гомологичным этому режиму, если он полностью соответствует той последовательности пород, которая вытекает из георетической трактовки этого режима.*

Ранее, вслед за другими геологами, мы использовали понятие об идеальном цикле определенного генетического вида отложений, в соответствующих разделах книги приводили строение идеальных циклов угленосных, соленосных, флишевых толщ. Оно было удобно при описании конкретных видов циклов, ибо базировалось на обобщении большого фактического материала по региональному проявлению циклической седиментации. Теперь же для суждения об изменчивости циклов определенных режимов циклогенеза это понятие не годится, поскольку, как уже отмечалось, идеальный цикл соотносится с фиксированным генетическим типом отложений, а нас в данном случае интересуют понятия более широкие: режимы циклогенеза и соответствующие им динамические типы седиментационных циклов. Именно с целью изучения закономерностей изменчивости циклов конкретных режимов нами и привлекается понятие о гомологе цикла данного режима.

Геолог всегда сталкивается с большим разнообразием — морфологическим и вещественным — изучаемого им объекта. Вариации структуры и состава объекта определяются и временем его формирования (не абсолютным, а относительным — в пределах стратиграфической шкалы), и комплексом сопутствующих условий, и тем, что принято называть «местными особенностями среды». Для того чтобы не запутаться в этом разнообразии, увидеть в отдельных частных отклонениях общие закономерности и через них попытаться восстановить режим процесса, геологи ищут возможности искусственного ограничения природного разнообразия. Наи-

* Мы не рассматриваем в этой главе циклы миграционно-мутационных режимов, поскольку для них не характерна главная отличительная особенность всех седиментационных циклов — их повторяемость в пределах, например, свиты. Каждый цикл и флювиального и ледникового режимов резко индивидуализирован и чаще всего соответствует свите местной шкалы. Исключение составляют только циклы верхней (континентальной) молассы.

более распространенной из них является выбор нескольких «основных», или «ведущих», характеристик с целью классифицирования объекта по степени отклонения от заданных значений этих характеристик. Так появились многочисленные ранжирующие классификации: обломочных пород по размерности частиц и вещественному составу; осадков по размеру слагающих их частиц; терригенно-карбонатных пород по соотношению глинистого и известкового материала и т. п.

Этой же цели служат и *гомологические ряды* изменчивости объекта по одному из выбранных признаков. Строго говоря, и гомологические ряды являются одной из разновидностей классифицирования. Однако от традиционного подхода к данной процедуре отличия весьма существенные. Если обычно, выбрав основание классификации, весь диапазон изменчивости объекта разбивают на классы и затем всех классифицируемых представителей этого объекта разносят по заранее готовым позициям классификации, то при построении гомологических рядов главная цель — изучить изменчивость объекта по выбранным признакам — достигается тогда, когда, во-первых, в распоряжении исследователя имеется большое число представителей этого объекта и, во-вторых, введено предварительное ограничение на их «видовое» разнообразие. Это означает, что наибольшего успеха в изучении изменчивости можно добиться применительно к объектам какого-либо одного или структурного, или структурно-вещественного, или, наконец, генетического вида. Так академик Н. И. Вавилов [6] строил, в частности, гомологические ряды изменчивости разных видов пшеницы по признаку остистости; Ю. К. Советов [49], используя тот же подход, изучал ряды изменчивости состава песчаников с использованием трехкомпонентной диаграммы. Он выделил и описал полные завершенные ряды изменчивости, полные незавершенные ряды и неполные ряды изменчивости. При этом в основу такого подхода к классификации положено представление о непрерывности спектров состава песчаников, а различные соображения об исключительности или «естественности» отдельных группировок справедливо не учитывались.

Сразу отметим, что построение и анализ гомологических рядов изменчивости седиментационных циклов всех выделенных нами режимов циклогенеза является самостоятельным сложным исследованием, требующим монографического описания. В этом автор убедился, предприняв первые, не во всем удачные попытки построения таких рядов [Романовский С. И., 1980 г.]. Поэтому в данной работе представляется более целесообразным ограничиться постановкой вопроса и наметить принципиальные пути его решения.

Прежде всего следует сказать несколько слов об объектах, изменчивость которых надлежит изучить, и об их характеристиках, по которым должна оцениваться изменчивость. Мы полагаем, что такими объектами должны быть *модели* каждого динамического типа цикла, иными словами, гомологи циклов всех восьми выделенных нами режимов. С ними должны сопоставляться циклы, задокументированные на конкретных разрезах. Циклы, в максималь-

ной мере соответствующие модели (гомологу), будут, естественно, отличаться наименьшей изменчивостью; циклы, лишь отдаленно напоминающие модель, будут обладать максимальной изменчивостью. Ранжированные по росту численной меры изменчивости циклы образуют гомологический ряд, фиксирующий изменчивость определенного динамического типа циклов по выбранным признакам.

В настоящее время уже выделены и тщательно изучены десятки типов седиментационных циклов, различающихся и морфологически (по строению) и генетически. Они варьируют и по видам переслаивающихся пород, и по числу пород в цикле, и по мощностям отдельных слоев, и по устойчивости породного состава в повторяющихся циклах, и по характеру контактов с выше- и нижележащими циклами, и по контактам между слоями в пределах цикла, и по целому ряду других признаков. Какие же из них выбрать для изучения изменчивости циклов определенных режимов циклогенеза? Вероятнее всего, те, которые в наибольшей мере различают циклы, образованные разными режимами, т. е. признаки, фиксирующие прежде всего морфологические отличия цикла, а не литологию слагающих их пород.

Действительно, терригенные циклы трансгрессивного или регрессивного режимов циклогенеза и терригенные циклы инъективного режима литологически практически идентичны (см. примеры в главах 2 и 3), и тем не менее они уверенно отличаются друг от друга: по характеру контактов между слоями в пределах цикла (в миграционных циклах контакты резкие, а в мутационных — постепенные); по изменению гранулометрического фона (в миграционных циклах каждый слой гранулометрически индивидуализирован, а в мутационных наблюдается постепенный переход от слоя более крупнозернистого к слою, характеризующемуся меньшей размерностью зерен); часто — по мощностям циклов (циклы трансгрессивного и регрессивного режимов в среднем более мощные, чем терригенные циклы инъективного режима)*. Одним словом, для суждения об изменчивости седиментационных циклов должны быть выбраны такие признаки, которые определяют принцип группирования слоев, а он существенно различен, по крайней мере для классов режимов циклогенеза: миграционных, мутационных и миграционно-мутационных.

Если строить гомологические ряды изменчивости седиментационных циклов для каждого генетического типа осадочных образований отдельно, то, вероятно, удастся выявить характерные черты фациально-литологической изменчивости циклов при рассмотрении представительной выборки разрезов из разных бассейнов осадко-накопления, различающихся и тектонической позицией и возрастом.

* Этот пример мы привели, имея в виду «немые» циклы. Если они содержат макрофауну хорошей сохранности, то принадлежность циклов к миграционным режимам устанавливается по изменениям видового состава фауны без привлечения опосредованных характеристик.

Такой подход окажется безусловно полезным для уточнения генетических схем, трактующих условия образования данного типа отложений, например угленосных, соленосных, флишевых и т. д. Однако для суждения о механизмах циклогенеза он не годится, ибо, вскрывая специфику формирования определенного вида циклов, такой подход не в состоянии выявить общие черты режима, характерные для циклического наслоения пород безотносительно к генетическому типу толщи.

Хорошо известно, что, несмотря на большое разнообразие характерных парагенезов осадочных пород, геологи используют всего две схемы слоеобразования, которые удовлетворительно описывают механизм формирования слоев независимо от их породного состава (см. главу I). Следовательно, два принципиально разных механизма процесса приводят к образованию всего двух различных видов слоистости: миграционной и мутационной, тогда как разнообразие осадочных пород, имеющих слоистое залегание, чрезвычайно велико. Мы показали также, что и режимов, приводящих к циклическому наслоению пород, всего восемь, тогда как генетических видов циклически построенных толщ значительно больше. Отсюда и следует, что для изучения специфики изменчивости именно седиментационных циклов необходимо отталкиваться не от их генетической привязки, а от режимов циклогенеза.

В качестве иллюстрации рассмотрим циклы трансгрессивно-регрессивного режима. В один динамический тип (одна клетка предложенной нами классификации) попадают циклы прибрежно-морские терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные, а также циклы угленосные и соленосные. С позиций традиционной трактовки условий их образования циклы эти существенно различны. И тем не менее они обнаруживают своеобразное «режимное родство», что и предопределило их принадлежность к одному динамическому типу. Они гомологичны трансгрессивно-регрессивному режиму циклогенеза и обнаруживают поэтому общие черты морфологического строения. Сравнение же конкретных циклов с гомологом (моделью) цикла данного режима позволит выявить и изменчивость в строении циклов, которая окажется наиболее существенной для циклов разных генетических типов толщ [Современные идеи теоретической геологии, 1984 г.].

Иными словами, гомологические ряды циклов каждого режима циклогенеза дадут возможность выявить *направленную изменчивость* циклов и установить признаки, которые ее определяют. Тенденция направленной изменчивости признаков в пределах гомологического ряда означает, что режим циклогенеза, оставаясь постоянным в своих принципиальных чертах, предопределяющих механизм группирования слоев в циклы, при изменении тектонических и фациальных условий осадконакопления реализуется в точном соответствии с этими изменениями. По этой причине перечисленные выше типы седиментационных циклов трансгрессивно-регрессивного режима, с одной стороны, генетически индивидуализированы, а с другой — обнаруживают общие черты

строения, что в совокупности и позволяет выявить их направленную изменчивость в пределах гомологического ряда. В будущем, когда будут построены гомологические ряды изменчивости всех режимов циклогенеза, возможно, удастся выявить и общие черты направленной изменчивости циклов для целого класса режимов, в данном случае — для миграционного.

Гомологические ряды седиментационных циклов неизбежно выявят и конкретизируют изменчивость признаков у генетически близких циклов одного динамического типа, поскольку генетическая близость означает прежде всего однотипность реализации режима циклогенеза. Такие признаки должны поэтому характеризоваться схожими векторами изменчивости. Рассмотрим, к примеру, циклы хроногенного режима (ленточные и галогенные сезонные) и инъективного режима (циклы флишевого типа и морской молассы). Наиболее рельефно изменчивость ленточных и сезонных галогенных циклов выявляется при анализе минерального состава сезонных слоев, обнаруживающего тесную корреляцию с колебаниями температуры в разное время года и с солевым режимом бассейна. Если построить ряды изменчивости минерального состава слоев ленточных циклов при постепенном переходе от пресноводных озер перигляциальной зоны с резкими различиями температуры воздуха в осенне-зимние и весенне-летние месяцы к солонатоводным озерам аридного климата и далее — к океаническим бассейнам с зонами пониженного содержания кислорода в придонном слое, то, безусловно, выявится направленная изменчивость состава ленточных циклов, хотя их строение (морфологический облик) претерпит минимальные изменения. То же относится и к галогенным сезонным циклам. Однако формирование и того и другого генетического типа циклов в условиях хроногенного режима циклогенеза приведет к общим закономерностям направленной изменчивости признаков, характеризующих строение и минеральный состав циклов, хотя, безусловно, для каждого типа циклов эти ряды будут индивидуализированы.

Для циклов флишевого типа и нижней (морской) молассы более характерны иные признаки, по которым можно судить о направленной изменчивости строения циклов, образованных в разных палеотектонических условиях: от долинно-веерных систем подводных дельт до каньонов и глубоководных желобов. Такими признаками здесь могут служить зернистость пород (проксимальные и дистальные турбидиты) и мощности отдельных элементов и циклов в целом. Общность признаков, по которым оценивается морфологическая изменчивость этих циклов, кроме выявления векторов направленной изменчивости для каждого генетического типа отложений предопределяет и максимальную близость рядов морфологической изменчивости циклов флиша и морской молассы. Это, безусловно, связано с тесным режимным родством этих циклов, которые накапливаются в едином бассейне, но в разные этапы его тектонической истории (см. главу 3). Происходит как бы наследование признаков, фиксирующих генетическую близость мор-

фологически сходных циклов единого режима циклогенеза. Отсюда ясно, что чем ближе генетически разные виды осадочных образований, тем большее сходство обнаруживается в рядах изменчивости единичных циклов. Вполне вероятно, что когда будут выстроены гомологические ряды изменчивости седиментационных циклов для всех режимов циклогенеза, то удастся на основании сходства векторов направленной изменчивости генетически близких циклов (в пределах одного режима) предсказывать наличие морфологических разновидностей циклов и целенаправленно выявлять их в конкретных разрезах осадочных толщ.

Приведенный в книге фактический материал дает возможность выявить и общие черты морфологической изменчивости циклов динамически далеких друг от друга режимов циклогенеза: трансгрессивного и инъективного, трансгрессивно-регрессивного и флювиального и т. д. Такую изменчивость целесообразно, по-видимому, назвать *параллельной*. Она выражается в согласованном изменении признаков у циклов, различных и генетически и по режиму образования. Например, для циклов трансгрессивного режима (прибрежно-морских терригенных) и инъективного (нижней молассы и отчасти флиша) характерны общее утонение гранулометрического состава от основания к вершине цикла и усеченное строение, т. е. отсутствие осадков регрессивных фаций. Эти признаки, не затушевывая индивидуальных различий генетически разных циклов, указывают на то, что в определенном смысле режимы циклогенеза (трансгрессивный и инъективный) реализуются сходным образом, хотя они управляются разными причинами и протекают в разных тектонических и палеогеографических условиях.

Тенденция направленной изменчивости циклов разных режимов циклогенеза указывает на то, что хотя и есть достаточно оснований для выделения восьми самостоятельных режимов циклической седиментации, но в определенных отношениях эти режимы взаимозависимы. Скорее всего, это связано с внутренней общностью *механизмов* процессов, управляющих циклическим наложением пород, хотя эти процессы и трактуются как самостоятельные режимы циклогенеза. Эта очень сложная и интересная проблема еще ждет более глубокой проработки. Однако уже сейчас ясно, что из факта параллельной изменчивости седиментационных циклов следует, что если циклы порождены одним режимом циклогенеза, то они должны обнаруживать общие черты строения. Но обратное утверждение в общем случае неверно. Именно по этой причине мы не в состоянии в большинстве случаев только по морфологии седиментационных циклов судить об их генезисе и о принадлежности к определенному режиму циклогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Седиментационная цикличность изучается геологами давно. Но до последнего времени чаще всего ограничивались выделением, описанием и интерпретацией условий образования конкретных видов циклов. В обобщающих работах по циклической седиментации [14, 38 и др.] делались попытки систематизации накопленных результатов. Они заключались в привязке циклов к определенным обстановкам осадконакопления и в установлении причин их образования: тектонических, климатических, астрономических и седиментологических. Однако причины эти неоднозначно связываются с конкретными видами циклов и не всегда проясняют условия, при которых реализуются разные режимы циклического наслоения пород. В связи с этим в данной работе акцент сделан не на причинах и первоисточниках циклического строения генетически различных осадочных толщ, а на режимах циклогенеза, в трактовке которых центральную роль играет механизм процесса.

Выделенные нами восемь самостоятельных режимов образования единичных циклов охватывают все известные на сегодня виды седиментационной цикличности и дают возможность с единых позиций не только подойти к описанию и объединению в одну группу, казалось бы, генетически различных циклов, но и получить целостное представление о реализации именно циклического наслоения пород, которое имеет много общих черт в толщах разного генезиса. Тесная связь процессов слоенакопления и циклогенеза выражается в том, что характерные черты процесса при образовании единичных слоев наследуются и при формировании седиментационных циклов. Это и дало нам основание выделить три самостоятельных класса режимов циклогенеза — класс миграционных, класс мутационных и класс миграционно-мутационных режимов.

Однако при реализации именно циклического седиментогенеза обнаруживаются и существенно различные черты механизма процессов, приводящих к появлению циклов разного морфологического облика и внутреннего строения. По этой причине в классе миграционных режимов как самостоятельные нами рассмотрены трансгрессивный, регрессивный и трансгрессивно-регрессивный режимы, в классе мутационных — хроногенный, инъективный и

инъективно-хроногенный, а в классе миграционно-мутационных — ледниковый и флювиальный режимы циклогенеза.

Кроме того, нами выделены режимы повторяемости элементарных циклов в разрезе, на что ранее совершенно не обращалось внимания. Между тем повторяемость циклов — это важнейшее свойство циклической седиментации, оно по-разному проявляется в генетически различных толщах и вызывается разными причинами, далеко не всегда тесно связанными с теми причинами, которые управляют процессами образования единичных циклов. Нами выделено три режима повторяемости: сложнопериодический, непериодический; непериодический, наложенный на сложнопериодический. Такой подход кроме вскрытия новых свойств циклогенеза позволяет, в частности, обосновать существенно меньший класс возможных моделей восстановления скрытых периодичностей в строении разрезов. И отсюда же следует, что не всегда выявленные характеристики периодичности в циклическом чередовании парагенезов пород в разрезе будут соответствовать периодическим свойствам исходного процесса циклогенеза.

Совместное рассмотрение режимов образования единичных циклов и режимов их повторяемости в разрезах привело к построению классификации динамических типов седиментационных циклов, которая (при данных основаниях классификации) гарантирует теоретическую полноту учета всех возможных типов седиментационной цикличности. Эта же классификация лежит в основе анализа изменчивости циклов определенных режимов, как направленной, так и параллельной. Как мы полагаем, такой подход должен привести к построению гомологических рядов изменчивости седиментационных циклов всех выделенных режимов циклогенеза, что и завершит разработку теории седиментационной цикличности.

Дальнейший путь совершенствования этой теории, несомненно, будет заключаться в более тесной увязке выделенных режимов циклогенеза с геодинамическими моделями тектоники литосферных плит. Установленные в ее рамках устойчивые закономерности, связанные с латеральным перемещением плит, с характером распределения разных литологических типов осадков в различных зонах Мирового океана, с оценкой доли биопродуктивности в общем балансе осадконакопления, с тенденцией изменения глубины поверхности карбонатной компенсации, с процессами, происходящими в зонах растяжения (в рифтах) и сжатия (в местах поддвига литосферных плит), дадут возможность существенно конкретизировать и детализировать режимы циклогенеза. Ясно, что в рамках тектоники плит с иных позиций будут классифицированы и осадочные бассейны, а значит, и по-иному будут трактоваться происходящие в них процессы.

Уже сейчас понятно (и на это мы обращали внимание в книге), что если морфологическое разнообразие циклов существенно меньше числа продуцирующих их режимов циклогенеза, а тех в свою очередь значительно меньше, чем генетических видов циклически построенных осадочных толщ, то это может означать

только одно: механизмы процессов циклической седиментации приводят к однотипно построенным циклам вне зависимости от разнообразия фациальных и палеогеографических обстановок накопления осадков. А это может быть только в том случае, если эти механизмы реализуются по своим собственным законам, не зависящим от названных внешних факторов. Факторы эти в совокупности влияют на литологический (породный) состав циклов, не изменяя их структурных и морфологических особенностей. Более конкретно эти закономерности общего характера могут быть выявлены только при разработке геодинамических моделей циклоседиментогенеза.

Не исключена и обратная связь: создание конструктивных моделей циклогенеза даст возможность внести ясность и в ряд вопросов самой тектоники плит, в частности позволит конкретизировать механизм процессов субдукции океанической коры.

Как уже отмечалось в Предисловии, одной из задач будущих исследований процессов циклогенеза станет разработка формализованных моделей разных режимов циклической седиментации, с тем чтобы оценить вес каждого из учтенных на качественном уровне факторов и научиться прогнозировать реализации процесса при изменениях этих факторов. Это, однако, задача будущего. Формализованные модели только тогда смогут принести реальную пользу, если они будут опираться на важнейшие (в геологическом отношении) признаки и описывать механизм процесса, достаточно глубоко изученный на качественном уровне. Именно эта последняя задача и являлась основной в предпринятом нами исследовании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья*/Мизеров Б. В., Черноусов С. И., Абрамов С. П. и др. Новосибирск, Наука, 1971. 212 с.
2. *Балуховский Н. Ф.* Геологические циклы. Киев, Наукова думка, 1966. 167 с.
3. *Ботвинкина Л. Н.* Методическое руководство по изучению слонности. М., 1965. 259 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 119).
4. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., 1974. 318 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 263).
5. *Будников В. И.* Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы. Новосибирск, 1976. 136 с. (Труды СНИИГГИМС, вып. 183).
6. *Вавилов Н. И.* Закон гомологических рядов в наследственной изменчивости. М.—Л., 1935. 56 с.
7. *Вассович Н. Б.* Условия образования флиша. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
8. *Вылцан И. А.* Осадочные формации Горного Алтая. Томск, 1974. 189 с.
9. *Гаврилов Ю. О.* О диагенетическом ритмообразовании.—Литология и полезные ископаемые, 1979, № 4, с. 132—143.
10. *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.* Т. 11. Горючие сланцы СССР. М., Недра, 1968. 607 с.
11. *Головкинский Н. А.* О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб, 1868. 143 с.
12. *Горючие сланцы.* Пер. с англ. Л., Недра, 1980. 262 с.
13. *Гриднев Н. И.* Кайнозойские молассы Ферганской депрессии. Ташкент, Фан, 1971. 264 с.
14. *Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М., Мир, 1971. 284 с.
15. *Жарков М. А., Жаркова Т. М.* Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования.—Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1969, вып. 83, с. 7—79.
16. *Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.* Геология галогенных отложений СССР. Л., 1960. 424 с. (Труды ВСЕГЕИ, т. 35).
17. *Иванов Г. А.* Угленосные формации. Л., Наука, 1967. 407 с.
18. *Иванов Г. А., Македонов А. В.* Ритмичность (цикличность) осадконакопления и закономерности размещения углей и горючих сланцев. Новосибирск, Наука, 1975. 30 с.
19. *Иностранцев А. А.* Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. СПб., 1872. 179 с.
20. *Иностранцев А. А.* Геология. Т. 1, СПб, 1885. 494 с.
21. *Карпышев В. С.* Литология и условия образования карбонатных отложений бельской свиты нижнего кембрия Юго-Восточного Прибайкалья.—В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методики их выделения. Новосибирск, Наука, 1977, с. 115—144.
22. *Клиге Р. К.* Уровень океана в геологическом прошлом. М., Наука, 1980. 112 с.

23. *Корреляция* разнофациальных толщ при поисках нефти и газа/Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовской И. Т., Ульмишек Г. Ф. М., Недра, 1976. 296 с.
24. *Кригер Н. И.* О происхождении лёсса.— В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., Наука, 1966, с. 105—119.
25. *Лаврушин Ю. А.* Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., Наука, 1965, с. 91—103.
26. *Лаврушин Ю. А.* Четвертичные отложения Шпицбергена. М., Наука, 1969. 178 с.
27. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 438 с.
28. *Логвиненко Н. В., Сузюмов А. Е.* О специфике внутриокеанического осадконакопления.— Сов. геология, 1975, № 3, с. 130—135.
29. *Лунгерсгаузен Г. Ф.* О периодичности геологических явлений и изменении климатов прошлых геологических эпох.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Гостеолтехиздат, 1963, с. 7—49.
30. *Мазарович О. А.* К образованию палеозойских красноцветных моласс.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 2, с. 27—38.
31. *Мак-Ки Э.* Фациальные изменения на Колорадском плато.— В кн.: Осадочные фации в геологической истории. М., ИЛ, 1953, с. 63—81.
32. *Максимов С. П., Кунин Н. Я., Сардонников Н. М.* Цикличность геологических процессов и проблемы нефтегазоносности. М., Недра, 1977. 280 с.
33. *Максимов С. В.* Некоторые особенности каменноугольного осадкообразования в областях незавершенной каледонской складчатости.— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., Наука, 1971, с. 92—99.
34. *Мельников О. А.* О явлении миграции фаций на Сахалине.— Геология и геофизика, 1975, № 10, с. 18—29.
35. *Монин А. С., Шишков Ю. А.* История климата. Л., Гидрометеониздат, 1979. 407 с.
36. *Найдин Д. П.* Эпейрогенез и эвстазия.— Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 2, с. 3—16.
37. *Обедянцева Г. В.* Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М., Наука, 1977. 239 с.
38. *Периодические процессы в геологии/Логвиненко Н. В., Айнемер А. И., Ритенберг М. И. и др. Л., Недра, 1976. 264 с.*
39. *Перфильев Б. В.* Микрозональное строение иловых озерных отложений и методы его исследования. Л., Наука, 1972. 215 с.
40. *Печи М.* Склоновые лёссы Венгрии и условия их образования.— В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., Наука, 1966, с. 48—59.
41. *Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, т. 1, 1954. 524 с.; т. 2, 1956. 312 с.
42. *Рейнек Г.-Э., Синх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М., Недра, 1981. 439 с.
43. *Романовский С. И.* Динамика формирования флиша. Л., Недра, 1976. 175 с.
44. *Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977. 408 с.
45. *Рухина Е. В.* Литология ледниковых отложений. Л., Недра, 1973. 176 с.
46. *Селли Р. К.* Введение в седиментологию. М., Недра, 1981. 370 с.
47. *Семенович Н. И.* Донные отложения Ладожского озера. М.—Л., Наука, 1966. 124 с.
48. *Семенович Н. И.* Донные отложения Онежского озера. Л., Наука, 1973. 103 с.
49. *Советов Ю. К.* Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1977. 295 с.
50. *Созанский В. И.* Соленакпление в свете идей новой глобальной тектоники.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 52—57.
51. *Сочава А. В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л., Наука, 1979. 208 с.

52. *Страхов Н. М.* О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6, с. 70—111.
53. *Уилсон Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980. 464 с.
54. *Федорова Г. Г.* О структуре глинистых суспензий и ее значении для объяснения некоторых сторон процесса осадкообразования.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 1, с. 19—32.
55. *Феофилова А. П.* Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе. М., 1966. 167 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 140).
56. *Феофилова А. П., Левенштейн М. Л.* Особенности осадко- и угленакпления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. М., 1963. 174 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 73).
57. *Фивег М. П.* Палеогеографические проблемы соленакопления и формирования калийных пород.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, 1977, с. 25—33.
58. *Финк Ю.* Заметки к вопросу о лёссе.— В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., Наука, 1966, с. 35—47.
59. *Фролов В. Т.* О происхождении ритмичности дельтовых угленосных толщ.— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972, т. 47, № 4, с. 111—124.
60. *Фэйрбридж Р. В.* Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 1. М., Мир, 1970, с. 357—386.
61. *Хворова И. В., Ильинская М. Н.* Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 78—87.
62. *Хворова И. В., Елисеева Т. Г.* Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 1, с. 53—69.
63. *Хворова И. В., Ильинская М. Н.* Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования.— Литология и полезные ископаемые, 1980, № 4, с. 55—67.
64. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966. 239 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161).
65. *Шанцер Е. В.* Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М., Наука, 1980, с. 5—27.
66. *Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950. 564 с.
67. *Эйгенсон М. С.* Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеоздат, 1963. 273 с.
68. *Яншин А. Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3—15.
69. *Яншин А. Л.* О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2, с. 9—44.
70. *Allen J. R. L.* Fining-upwards cyclic in alluvial successions.— Geol. J., 1965, v. 4, N 2, p. 229—246.
71. *Bork K. B., Malcuit R. J.* Paleoenvironments of the Cuyahoga and Logan formations (Mississippian) of central Ohio.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1979, v. 90, N 12, p. 1091—1094.
72. *Brenchley P. J., Newall G.* A facies analysis of Upper Ordovician regressive sequences in the Oslo Region, Norway—a record of glacio-eustatic changes.— Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1980, v. 31, N 1, p. 1—38.
73. *Bull. State Geol. Surv. Kans. (Symposium on Cyclic Sedimentation)*, 1964, N 169/1, p. 1—380; N 169/2, p. 381—636.
74. *Chronic J.* Nature and variability in Pennsylvanian sedimentary cycles in Colorado.— State Geol. Surv. Kans., 1964, Bull. 169, v. 1, p. 63—68.
75. *Colacichi R., Passeri L., Piali G.* Evidences of tidal environment deposition in the Calcare-Massiccio Formation (Central Apennineslower Lias).— In: Tidal deposits, Springer-Verlag, 1975, p. 345—353.

76. *Dahanayake K.* Upward regressing energy sequences in a limestone section from the French Jura.— *J. Geol. Soc. India*, 1979, v. 20, N 12, p. 587—597.
77. *Dott R. H. Jr.* Dynamics of Subaqueous gravity depositional processes.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1963, v. 47, N 1, p. 104—128.
78. *Knight R. J., Dalrymple R. W.* Interstitial sediments from the South shore of Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada.— In: *Tidal deposits*, Springer-Verlag, 1975, p. 47—55.
79. *Link M. H.* Matilija Sandstone: a transition from deep-water turbidite to shallow-marine deposition in the eocene of California.— *J. Sediment. Petrol.*, 1975, v. 45, N 1, p. 63—78.
80. *Miall A. D.* Sedimentary structures and paleocurrents in a Tertiary deltaic succession, northern Banks Basin, Arctic Canada.— *Can. J. Earth Sci.*, 1976, v. 13, N 10, p. 1422—1432.
81. *Miall A. D.* Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits.— *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 1980, v. 28, N 1, p. 59—80.
82. *Moore J. C., Karig D. E.* Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, v. 87, N 9, p. 1259—1268.
83. *Moore R. C.* Geological understanding of cyclic sedimentation represented by Pennsylvanian and Permian rocks of northern Mid-Continent region.— In: *R. C. Moore, D. F. Merriam. Kansas Field Conference, Guidebook for Association American State Geologists. Kans. Geol. Surv., Lawrence, Kans., 1959, p. 46—55.*
84. *Mutti E.* Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in Oligocene deposits of Rhodes Islands (Greece).— *Sedimentology*, 1965, v. 5, N 4, p. 265—288.
85. *Read J. F.* Tidal-Flat Facies in Carbonate Cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia.— In: *Tidal deposits*, Springer-Verlag, 1975, p. 251—256.
86. *Ricci-Lucchi F.* Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy).— *J. Sediment. Petrol.*, 1975, v. 45, N 1, p. 3—43.
87. *Rizzini A.* Sedimentary sequences of Lower Devonian sediments (Uan Caza Formation), south Tunisia.— In: *Tidal deposits*, Springer-Verlag, 1975, p. 187—195.
88. *Roep Th. B., Beets D. J., Dronkert H.* A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain.— *Sediment. Geol.*, 1979, v. 22, N 3—4, p. 135—163.
89. *Scholle P. A.* Sedimentology of fine-grained deep-water carbonate turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines, Italy.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, v. 82, N 3, p. 629—658.
90. *Shanmugam G.* Rhythms in deep sea, fine-grained turbidite and debris-flow Sequences, Middle Ordovician eastern Tennessee.— *Sedimentology*, 1980, v. 27, N 4, p. 419—432.
91. *Somerville I. D.* A cyclicity in the early Brigantian (D₂) Limestones east of the Cewydian Range, North Wales and its use in correlation.— *Geol. J.*, 1979, v. 14, N 1, p. 69—86.
92. *Stow D. A. V., Shanmugam G.* Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments.— *Sediment. Geol.*, 1980, v. 25, N 1—2, p. 23—42.
93. *Waage K. M.* Origin of repeated fossiliferous concretion layers in the Fox Hills formation.— *State Geol. Surv. Kans.*, 1964, Bull. 169, v. 1, p. 541—564.
94. *Wagner R. H., Winkler C. F.* Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern Leon, Spain.— In: *The Carboniferous of Northwest Spain, part 2. Trab. Geol. Oviedo, Univ.*, 1971, N 4, p. 603—663.
95. *Wezel F. C.* Diachronism of depositional and diastrophic events.— *Nature*, 1975, v. 253, N 5489, p. 255—257.
96. *Wilson J. L.* Carbonate- evaporite cycles in lower Daperow formation of Williston basin.— *Can. Petrol. Geol. Bull.*, 1967, v. 15, p. 230—312.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ *

- Абрамов С. П. 254
 Абрамович И. И. 197
 Абросов В. Н. 170
 Айнемер А. И. 254
 Архангельский А. Д. 164
- Балуховский А. Н. 19
 Балуховский Н. Ф. 254
 Бауков С. С. 73
 Бежаев М. М. 207
 Белоусов В. В. 14
 Берлин Ю. М. 255
 Бобров В. А. 202
 Богданов Ю. А. 20
 Бойко Н. И. 146
 Борукаев Ч. Б. 206
 Ботвинкина Л. Н. 39, 48—50, 63, 118,
 132, 176, 197, 216, 222, 244, 254
 Будников В. И. 254
 Булавин Б. П. 232
- Вавилов Н. И. 246, 254
 Валеев Р. Н. 151
 Валяшко М. Г. 174
 Васильев Г. А. 158
 Васильковский Н. П. 23
 Вассоевич Н. Б. 12, 39, 65, 184, 185,
 189, 202, 204, 244, 254
 Вахрамеева В. А. 171, 172
 Веклич М. Ф. 232
 Вознесенская Т. А. 195
 Вылцан И. А. 207, 244, 254
 Высоцкий Б. П. 38
 Вышемирский В. С. 134
 Вялов О. С. 208
- Гаврилов Ю. О. 176, 178, 254
 Гайдебурова Е. А. 72
 Гладкова Е. Г. 12
 Головкинский Н. А. 31—35, 43, 254
 Городницкий А. М. 197
- Грачевский М. М. 13, 55, 79, 88, 147,
 151, 255
 Гриднев Н. И. 254
 Груза В. В. 7, 8, 11
 Гурари Ф. Г. 43
 Гуревич А. Б. 144
 Гуржий Д. В. 208
 Гусейнов А. А. 72
- Данбар К. 43
 Данилов И. Д. 165
 Дафф П. 22, 42, 47, 49, 72, 86, 90,
 103, 119, 127, 137—140, 144, 154,
 164, 165, 176, 182, 214, 215, 228,
 236, 242, 254
 Деревягин В. С. 146
 Дзенс-Литовский А. И. 158, 170
 Дмитриев Г. А. 35
 Добродеев О. П. 233
 Долуденко М. П. 164
 Другов Г. М. 147, 158
 Дружинин И. Г. 38
 Дружинин И. П. 19
 Дубовской И. Т. 255
- Елисеева Т. Г. 256
- Жарков М. А. 146, 150, 152, 154, 174,
 254
 Жаркова Т. М. 174, 254
 Желинский В. М. 129
 Жемчужников Ю. А. 3, 48, 131—133,
 162
- Золотов А. Н. 45
 Зоненшайн Л. П. 197
- Иванов А. А. 145, 148, 170, 175, 244,
 254
 Иванов Г. А. 48, 49, 118, 131, 134,
 135, 143, 254

* В указателе приведены фамилии только тех ученых, на чьи работы в книге имеются ссылки. Фамилии иностранных авторов даны в подлинном написании, за исключением тех, чьи работы переведены на русский язык.

Иванов Н. В. 144
Ильинская М. Н. 189, 208, 256
Иностранцев А. А. 35—38, 254
Исакова В. С. 147, 158

Казанский Ю. П. 146
Карасев М. С. 23
Караулов В. Б. 55
Карогодин Ю. Н. 15, 16, 47, 48, 243
Карпышев В. С. 101, 254
Келлер Б. М. 204, 208
Кириков В. П. 148
Клиге Р. К. 254
Клушин И. Г. 197
Коперина В. В. 136
Корневский С. М. 151
Коробицына В. Н. 129
Костин С. И. 19
Косыгин Ю. А. 14
Котова Л. Н. 197, 200
Крашенинников Г. Ф. 14, 15, 62, 136, 244

Кременецкая Т. Н. 217
Кригер Н. И. 231, 255
Кузнецов В. Г. 147
Кулямин Л. Н. 111
Кунин Н. Я. 26, 255
Кучеренко М. Т. 144
Кюнел Ф. 178

Лаврушин Ю. А. 229, 255
Ламакин В. В. 223
Левенштейн М. Л. 49, 121, 256
Левицкий Ю. Ф. 145, 244, 254
Леонов Г. П. 14, 38, 43
Леонов М. Г. 203
Леонтьев О. К. 23, 24
Ле Пишон К. 197
Лисицын А. П. 15, 181, 255
Логвиненко Н. В. 155, 171, 255
Лукашев К. И. 232
Лунгерсгаузен Г. Ф. 26, 255

Мазарович О. А. 226, 228, 255
Македон И. Д. 67, 160
Македонов А. В. 48, 143, 254
Мак-Ки Э. 41, 255
Максимов С. П. 255
Максимова С. В. 255
Маркевич П. В. 204
Машович Я. Г. 242
Мельников О. А. 44, 255
Менард Г. У. 24
Мизеров Б. В. 254
Монин А. С. 19, 255
Морозов Н. С. 35

Найдин Д. П. 21—23, 255
Наливкин Д. В. 14
Николаев С. Д. 20

Обедиентова Г. В. 255
Одесский И. А. 29
Онищенко Б. А. 44
Ошакпаев Т. А. 156

Панаев В. А. 147, 158
Патрунов Д. К. 103, 104
Перфильев Б. В. 162, 167—169, 255
Печи М. 255
Полянский Б. В. 164
Попов В. И. 44, 226, 255
Продветалова Т. Н. 44

Равский Э. И. 233
Рейнек Г.-Э. 225, 255
Ритенберг М. И. 255
Рихтер-Бернбург Г. 171
Роджерс Дж. 43
Романовский С. И. 5, 29, 32, 54, 55, 67, 160, 202, 209, 211, 212, 246, 255
Ронов А. Б. 19
Рухин Л. Б. 14, 245
Рухина Е. В. 229, 230, 255

Сакс В. Н. 165
Салыхов Ю. А. 55
Сардонников Н. М. 26, 255
Свальнов В. Н. 209
Седлецкий В. И. 146
Селли Р. К. 224, 231, 255
Семенович Н. И. 163, 255
Семихатов М. А. 45
Сингх И. Б. 225, 255
Смирнов Г. А. 176
Смирнов Л. С. 111
Советов Ю. К. 45, 246, 255
Созанский В. И. 152, 255
Сократов Г. И. 31, 35, 38
Соловьев Ю. Я. 31, 35, 38
Сорвачев Н. С. 90
Сорохтин О. Г. 24
Сочава А. В. 225, 255
Спикер Э. М. 42
Стенон Н. 34
Степанов Д. Л. 43
Страхов Н. М. 9, 14, 15, 25, 155, 164, 256
Сузюмов А. Е. 255

Тараканов А. С. 67, 160
Таруц Г. М. 72
Трофимук А. А. 15, 243
Тыщенко Л. Ф. 45

Уилсон Дж. Л. 76, 78, 86, 90, 92—94, 147, 158, 256
Ульмишек Г. Ф. 151, 255
Унксов В. А. 197
Уолтон Э. 22, 236, 254

Федорова Г. Г. 176—178, 256

Феофилова А. П. 49, 121, 132, 244, 256
Фивег М. П. 145, 151, 154, 159, 170, 172, 173, 175, 176, 256
Финк Ю. 234, 256
Фролов В. Т. 136, 140, 256
Фэйрбридж Р. В. 25, 256

Хаин В. Е. 14, 204, 245
Халлам А. 22, 236, 254
Халфин Л. Л. 43
Хворова И. В. 189, 204, 207, 208, 226, 244, 256
Хоментовский В. В. 45

Цахновский М. А. 148

Чалышев В. И. 90

Чернов В. К. 162
Черноусов С. И. 254
Чечель Э. И. 241

Шанцер Е. В. 218, 237, 256
Шишков Ю. А. 19, 255
Шостакович В. Б. 162
Шрок Р. 256
Шульга В. Ф. 143

Щербаков Э. С. 60, 75
Щербакова М. Н. 72

Эйгенсон М. С. 256
Элштейн О. Г. 197

Яншин А. Л. 146, 154, 157, 159, 256
Яньшина Н. А. 72

Abjean M. 94
Allen J. R. L. 224, 256
Anderson R. Y. 161
Arthur M. A. 197
Arthurton R. S. 84
Ashton M. 112
Assereto R. 94

Barkel C. A. 148
Beaudouin B. 215
Beerbower J. R. 135, 220
Beets D. J. 257
Benton M. J. 210
Bhattacharya A. C. 70
Birsingh I. 71, 72
Bischoff L. 112
Bissell H. J. 105, 106
Blanc J. J. 94
Bless M. J. M. 128
Bluck B. J. 224
Bork K. B. 256
Bose U. 163
Bouma A. H. 185, 193, 210
Bradley W. H. 164
Branson C. C. 128
Brenchley P. J. 256
Briggs L. I. 149
Brinkmann R. 74
Brough J. 128
Brown L. F. 87
Bruce H. E. 176
Byrne J. V. 166

Carozzi A. 86
Cépek P. 181
Chronic J. 75, 256
Colacichi R. 256
Cotillon P. 212
Crill P. A. 167, 168

Dahanayake K. 257

Dalrymple R. W. 257
Davies T. A. 182
Davies T. E. 22, 23
Dean W. E. 181
De Marino A. 103
Dingle R. V. 22
Dixon E. 94
Donovan D. T. 24
Dott R. H. Jr. 257
Dronkert H. 256
Duff P. Mc. L. D. 129
Dunham K. C. 128

Eden R. A. 129
Edwards W. 129
Emery K. O. 166
Evans Gr. 109

Fichter H. J. 86
Fiege K. 92
Fischer A. 77, 79
Fischer W. L. 95—97
Füchtbauer H. 74
Fuller J. G. C. M. 150

Galloway W. E. 87
Gardner L. V. 181
Garries R. M. 183
Glenni K. W. 225
Goldschmidt H. 74
Gray D. I. 210

Hallam A. 22, 74, 86, 91
Ham W. E. 149
Haney W. D. 149
Harbaugh J. W. 78
Hattin D. E. 98
Herman G. 148

Imbrie J. 107, 127
Isaks B. 200

- Jaanusson V. 78
Janecek T. R. 217
Johnson C. Y. 216
Johnson G. A. L. 128
Jones E. W. 24
- Karig D. E. 257
Kelts K. 197
Kendall C. G. 94
Kerr R. A. 20
Klüpfell W. 86
Knight R. J. 257
Krumbein W. C. 244
Kuenen Ph. H. 12, 189
- Lambert A. 169
Laporte L. F. 107, 127
Larsonneur C. 109
Leggett J. K. 201
Link M. H. 257
- Makkenzie F. T. 183
Malcuit R. J. 256
Männ J. C. 19
Masachi Y. 201
Merriam D. F. 107, 257
Miall A. D. 228, 257
Miller H. 116
Moore D. 128, 136, 140
Moore J. C. 257
Moore R. C. 164, 257
Mountjoy E. 79
Mutti E. 257
- Newall G. 256
Nozomu D. 201
- O'Brien N. R. 186
Okada H. 201
Olansson E. 167
- Parkash B. 226, 227
Passeri L. 256
Patterson J. 86
Pherson J. C. Mc. 224
Phillips J. 116
Pialli G. 256
Pitman W. 23
Porter J. W. 150
Powers R. W. 92
Pruvost P. 133
- Rea D. K. 217
Read J. F. 256
Rech-Frollo M. 212
Ricci-Lucchi F. 210, 257
- Rizzini A. 257
Robertson T. 129
Roep Th. B. 257
Roy A. K. 226, 227
Russell K. L. 24
- Sagri M. 213
Sander B. 76
Sarin D. D. 102
Schlanger S. O. 216
Scholl D. W. 200
Scholle P. A. 257
Schrader H. 166
Seibold E. 164, 165
Shakraborti S. N. 163
Shanmugan G. 257
Sharma R. P. 226, 227
Shepard F. P. 135
Siesser W. G. 22
Slaczka A. 186
Snavelly P. D. 191
Somerville I. D. 257
Soutar A. 167, 168
Stanley D. J. 210
Stewenson I. P. 129
Stow D. A. V. 257
Swan D. H. 135
- Thompson S. 186
Trueman A. E. 129, 144
Tucker M. E. 213
- Udden J. 118
- Valmori E. 210
Van Houten F. B. 83, 85, 228
Van Siclen D. C. 87
Vaughan A. 94
Vella P. 100
- Waage K. M. 71, 257
Wagner R. H. 257
Walker R. G. 186
Walton E. K. 129
Wanless H. B. 86
Wanless H. R. 124, 135
Weller J. M. 119, 124, 131
Weller Y. 191
Westoll T. S. 128
Wezel F. C. 257
White W. A. 177
Wilson J. L. 257
Wilson J. T. 24
Winkler C. F. 257
Worsley T. R. 22, 23

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение. Общие положения	7
Исходные предпосылки	—
Терминология	10
Глава 1. Причины и режимы циклогенеза	14
Трактовка причин седиментационной цикличности	—
Слоеобразование и цикличность	30
Выделение седиментационных циклов	47
Режимы циклогенеза	53
Глава 2. Циклы миграционных режимов	69
Трансгрессивный режим	—
Терригенные циклы	70
Терригенные и терригенно-карбонатные сланцено- зные циклы	72
Терригенно-карбонатные циклы	74
Карбонатные циклы	76
Регрессивный режим	80
Терригенные циклы	81
Терригенно-карбонатные циклы	86
Карбонатные циклы	90
Трансгрессивно-регрессивный режим	95
Терригенные циклы	—
Терригенно-карбонатные циклы	98
Карбонатные циклы	100
Приливно-отливные циклы (ватты)	108
Угленосные циклы	116
Галогенные (соленосные) циклы	145
Глава 3. Циклы мутационных режимов	161
Хроногенный режим	—
Ленточные циклы (варвы)	—
Галогенные сезонные циклы	170
Ритмиты	176
Океанические циклы (без турбидитов)	180
Инъективный режим	183
Циклы флишевого типа	184
Циклы нижней (морской) молассы	203
Инъективно-хроногенный режим	208
Инъекции терригенного материала, накладывающие- ся на равномерную седиментацию обломочных ча- стиц	209
Инъекции терригенного материала, накладывающие- ся на равномерную седиментацию карбонатных частиц	211

Инъекции карбонатного материала, накладывающиеся на равномерную седиментацию терригенных частиц	213
Инъекции карбонатного материала, накладывающиеся на равномерную седиментацию карбонатных частиц	215
Инъекции вулканогенного материала, накладывающиеся на равномерную седиментацию терригенных и (или) карбонатных частиц	216
Глава 4. Циклы миграционно-мутационных режимов	218
Флювиальный режим	—
Аллювиальные циклы	—
Циклы верхней (континентальной) молассы	225
Ледниковый режим	229
Ледниковые циклы	—
Циклы лёсса	231
Глава 5. Закономерности изменчивости седиментационных циклов	236
Классификация динамических типов циклов	—
Изменчивость седиментационных циклов	240
Заключение	251
Список литературы	254
Именной указатель	258

Сергей Иванович
РОМАНОВСКИЙ

**ДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Циклогенез

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
Переплет художника Ю. Б. Осенчакова
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректор М. И. Витис

ИБ № 4851

Сдано в набор 02.07.84. Подписано в печать 23.11.84. М-38255. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 16,5. Усл. кр.-отт. 16,75. Уч.-изд. л. 18,00. Тираж 1850 экз. Заказ. 261/621. Цена 3 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

4676

103
/