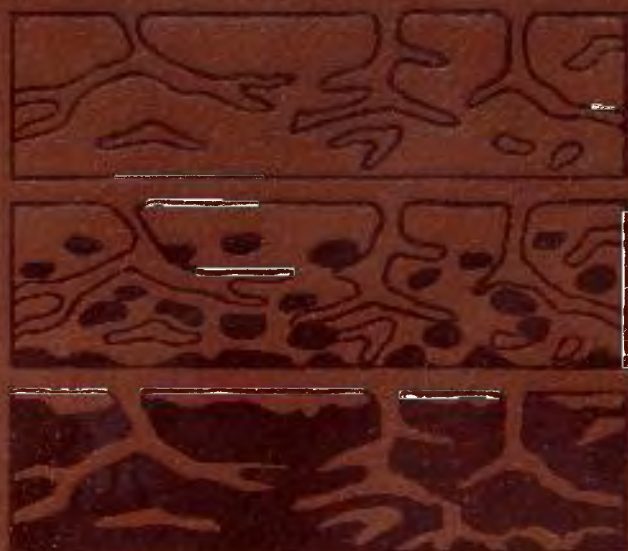


Э. Хэллем

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЦИЙ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ



**FACIES INTERPRETATION
AND THE
STRATIGRAPHIC RECORD**

A. Hallam

University of Birmingham

W. H. Freeman and Company
Oxford and San Francisco

Э. Хэллем

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЦИЙ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук
Б. А. Борисова
и канд. геол.-мин. наук
М. Н. Шапиро

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук
Д. П. Найдина

ББК 26.323

X99

УДК 551.7.022

Хэллем Э.

X99 Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность: Пер. с англ.— М.: Мир, 1983.— 328 с., ил.

Книга известного английского геолога Энтони Хэллеме посвящена вопросам фациального анализа, ставшего особенно актуальным в связи с проведением глубоководного бурения. Четко и сжато изложены основные понятия и положения учения о фациях, а на хорошо подобранных конкретных примерах и иллюстрациях автор наглядно показывает, как решается одна из основных задач геолога — чтение геологического разреза.

Для геологов широкого профиля, стратиграфов, студентов и преподавателей геологических специальностей.

X 1904040000-209
041(01)-83 122-83, ч. I

ББК 26.323

554

Редакция литературы по геологии

© 1981 W. H. Freeman & Co. Ltd.

© Перевод на русский язык, «Мир», 1983

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Автор этой книги — профессор Бирмингемского университета, Англия, Энтони Хэллем — известен своими работами по стратиграфии и палеобиогеографии юры. Автора отличает разносторонний подход к объекту исследования, стремление по-новому осветить, казалось бы, давно уже известное. В частности, изучая материалы разрезов юрских отложений Западной Европы, он подошел к выявлению седиментационных циклов и связал их возникновение с эвстатическими колебаниями уровня океана. В проблеме эвстатизации одной из наиболее сложных задач является установление причин изменения уровня Мирового океана. Объяснить эти колебания можно только привлечением глобально действовавших сил. Поэтому не случайно стремление Хэллему выйти за рамки юры Западной Европы и обратиться к общим проблемам развития Земли в книге «Революция в науках о Земле. От дрейфа континентов к тектонике плит» (*Hallam A. A revolution in the earth sciences. From continental drift to plate tectonics. Oxford Univ. Press, 1973, 128 pp.*).

Что же собой представляет книга, перевод которой предлагается вниманию советских читателей? В названии книги упоминаются и стратиграфия, и фации. Так о чем же она?

Беглый просмотр только одного оглавления покажет, что книга как будто бы распадается на две части. В первой рассматриваются фации и фациальные области, даются основы фациального анализа. Вторая часть книги представляет собой очерки, посвященные характеристике некоторых палеогеографических элементов (эпиконтинентальных морей и океанов), оценке важнейших параметров физико-географических условий прошлого (в частности климата) и эвстатических колебаний уровня моря, описанию условий осадконакопления в докембрии, фаций и биостратиграфии фанерозоя. Причем главы-очерки не связаны друг с другом строгой геохронологической последовательностью.

Таким образом, создается впечатление, что книга в основном о фациях, а вопросы стратиграфии имеют подчиненное значение. Однако это впечатление, основанное на беглом просмотре, неверно.

Автор преследовал две цели, о чем четко сказано в предисловии, и он достаточно последовательно пытался достигнуть их при работе над книгой. Во-первых, вернуть стратиграфии утраченное ею в последние десятилетия место в ряду основных наук о Земле. Сама постановка вопроса представляется совершенно верной и вполне своевременной. Да, стратиграфия в силу ряда причин (о которых идет речь в книге) потеряла свое ведущее положение по мере появления и развития более узких, специальных ветвей геологии. Между тем без возможно более точной временной привязки нельзя решать не только задачи собственно стратиграфические, но и проблемы современной геологии вообще, число которых неудержимо растет по мере накопления фактического материала и появления все новых и новых гипотез и теорий. Вторая цель, которую поставил перед собой автор,— написать учебник стратиграфии, который не сводился бы к перечислению во времени и в иерархической последовательности рангов стратиграфических подразделений и названий, т. е. учебник «стратиграфии без слез», без зубрежки (с. 10), и дать живое представление об истории Земли, о явлениях и событиях, происходивших на земном лице в прошлом. Геологические и биологические явления и события прошлого — вот что составляет предмет той ветви стратиграфии, которую автор называет *динамической стратиграфией*.

Поскольку акцент в историко-геологическом исследовании переносится на явления и события, то особенности палеобιοгеографии, физико-географические обстановки и условия осадконакопления, реконструируемые с помощью фациального анализа, составляют неотъемлемую часть так понимаемой стратиграфии. Так как вся книга пронизана *результатами* фациального анализа, автор предпочел в название ввести понятие «интерпретация фаций», а не просто «фациальный анализ». «В общем для геолога отделять литологию от стратиграфии — все равно что играть в футбол только одной ногой!» (с. 26).

Итак, оказывается, автор писал учебник стратиграфии, но не учебное пособие по курсам «Учение о фациях» или «Фациальный анализ». Конечно, к учебникам в принятом у нас понимании этого вида литературы труд Хэллема никоим образом причислить нельзя. Прежде всего потому, что он абсолютно не отвечает каноническим программам высшей школы по стратиграфии. Однако для преподавателей, ведущих курсы исторической геологии и стратиграфии, эта книга может рассматриваться как весьма актуальный призыв пересмотреть укоренившиеся десятилетиями шаблоны.

Книга начинается с характеристики принципов и методов фациального анализа. Подчеркивается различие между принципом униформизма и методом актуализма. Внимание привле-

кает крайне резкая критика результатов применения математических методов в геологии. В разделе об использовании статистики (с. 29) утверждается (и, по нашему мнению, не без оснований), что применение математических методов в геологии принесло пока более чем скромные результаты.

Глава «Осадконакопление и тектоника», вероятно, уже одним своим названием привлечет внимание читателей. Действительно, глава очень интересна, но из всех глав книги ее выводы и заключения наиболее уязвимы. Первые страницы этой главы посвящены изложению ставших уже традиционными представлений геологов, связывающих осадконакопление с концепцией геосинклиналей. По мнению автора, ныне, после революции в науках о Земле, процессы осадконакопления необходимо объяснять с позиций тектоники плит. В отдельных разделах главы рассмотрены особенности осадконакопления в обстановках, связанных с разрастанием морского дна, субдукцией, трансформными разломами, столкновением континентов. При этом остается совершенно непонятным, что же представляет собой *физико-географически* каждая из перечисленных обстановок.

Стремление связать осадконакопление с тектоникой, минуя палеогеографию, к сожалению, в литературе достаточно обычное явление, не зависящее от исповедуемой исследователем «религии»: фиксизма или мобилизма. В какой-то степени подобное невнимание к физико-географическим условиям прошлого объясняется тем, что некоторые параметры осадочных толщ (например, мощность) непосредственно, т. е. без палеогеографического анализа, включаются в тектонические построения. Не последнюю роль играют и трудности, возникающие при проведении палеогеографических реконструкций. При объяснении процессов осадконакопления с позиций тектоники плит появляется и дополнительное осложнение, на которое, в частности, обратил внимание Хэллем: «Главная трудность при сопоставлении осадочных фаций с тектоникой плит обусловлена тем, что осадконакопление лишь косвенно связано с геофизическими процессами, на рассмотрении которых базируется эта теория» (с. 93).

Весьма важной кажется глава «Древние эпиконтинентальные моря»; в ней приведены характеристики обстановок, в которых образовывались фосфориты, белый писчий мел и оолитовые железняки. Сообщаются новые данные, расширяющие наши представления об условиях формирования этих пород, уже давно привлекающих внимание геологов. Главное внимание уделено освещению до последнего времени малоизвестных особенностей эпиконтинентальных морей: приливно-отливных явлений, стагнации, аномальной солености.

Весьма большой интерес для советских читателей предста-

влияет гл. 6, посвященная проблеме эвстатических колебаний уровня моря (океана), так как у нас до сих пор при истолковании разрезов морских отложений ведущая роль отводится эпейрогении, региональным и локальным тектоническим движениям. Эвстазия либо полностью отвергается, либо роль ее сильно принижается, так как утверждают, что следы ее действия в разрезах почти всегда и почти полностью стираются более энергичными местными тектоническими движениями. Хэллем убедительно показывает значение эвстазии для стратиграфии, ибо метки эвстатических трансгрессий и регрессий запечатлены глобально в разрезах морских осадочных толщ. Эвстазия, по словам автора, «меняет все позиции, с которых мы должны рассматривать эпиконтинентальные морские разрезы» (с. 000). Для доказательств эвстазии среди многих других Хэллем привлекает также данные совсем новой науки — сейсмостратиграфии. В специальном разделе главы оцениваются возможные причины эвстатических колебаний уровня моря (океана), среди которых предпочтение отдается жизни (расширению и спаду объема) системы срединно-океанических хребтов.

В гл. 8 содержатся материалы, полученные главным образом в результате бурения в океане, о мезозойских и кайнозойских океанах. Пожалуй, в этой главе наиболее отчетливо видно стремление автора не упустить самую последнюю, самую свежую информацию, касающуюся циклов изменения органического мира океанов за последние 200 млн. лет; колебаний критической, или компенсационной, глубины накопления карбонатов в мезозое и кайнозое; палеобатиметрии океанов; темпов осадконакопления и перерывов в осадочной толще океанов; «бескислородных событий» (apoxic events), т. е. развития в океанах и морях зон, обедненных кислородом; «мессинского кризиса» солености в позднем миоцене.

В заключение автор пытается увязать данные о фациях с некоторыми особенностями развития органического мира в фанерозое (радиацией, разнообразием организмов и т. п.). Наибольшее внимание уделяется проблеме вымирания организмов. После краткой характеристики основных фаз «массового вымирания» автор останавливается на возможных причинах этого явления. Получают оценку не только давно известные представления о связи вымирания организмов с изменениями климата, с фазами горообразования и т. п., но и суперновые гипотезы. Проблема вымирания в силу самых разнообразных причин привлекает сейчас внимание специалистов самого различного профиля (отнюдь не только геологов и палеонтологов); высказываются самые разнообразные, порой головокружительные суждения. Хэллем разбирает имеющиеся представления критически и объективно. По его мнению, массовые вымирания, ско-

рее всего, были связаны с колебаниями уровня моря (океана) и климатическими изменениями + действие не известных еще причин (X-фактор).

Два достоинства книги должны быть отмечены особо.

1. Краткость и четкость изложения, дополненные очень тщательно подобранными рисунками, среди которых много весьма наглядных профилей и блок-диаграмм. Как на самих рисунках, так и в подрисуночных подписях даны лаконичные и ясные пояснения. Содержание и подбор иллюстративного материала в книге убедительно подтверждают слова автора, что «один хороший рисунок может иной раз оказаться более информативным, чем тысяча слов».

2. Широкое привлечение самых последних и свежих материалов по всем обсуждаемым темам (в списке литературы преобладают названия работ 1975—1979 гг.) в сочетании с изложением концепций и идей основоположников геологии: Ч. Лайеля, А. Гресли, Э. Зюсса и др. В результате в книге многие проблемы получают новое освещение. Отмечаемое достоинство было бы более полным, если бы автор почаще обращался к материалам советских исследователей.

Конечно, при переводе книги возникали трудности, связанные с подысканием наиболее точных терминологических эквивалентов. Помимо затруднений при переводе названий пород и стратиграфических терминов (сетования редакторов и переводчиков по этому поводу стали уже традиционными) мы столкнулись с трудностями при переводе географических и палеогеографических терминов. В ряде случаев в тексте в скобках дается их английское написание.

Книга задумана, по утверждению автора, как учебник стратиграфии и не является, по его же утверждению, научным трактатом. Строго говоря, она, конечно, не является ни тем, ни другим.

Однако дидактическая подача материала, краткость и наглядность изложения позволяют рекомендовать книгу в качестве учебного пособия студентам геологических вузов по отдельным разделам многих курсов: стратиграфии, исторической геологии, палеогеографии, учения о фациях, литологии и др.

Вместе с тем хотя книга и не представляет собой научный трактат, понимаемый как фундаментальная монография, она содержит обзор узловых проблем современной геологии, связанных с развитием палеогеографии земной поверхности. Обзор выполнен на высоком научном уровне и написан очень живо и доходчиво. В книге много интересного, важного и подчас несомненно совершенно нового для геологов самого различного профиля.

Д. Найдин

ПРЕДИСЛОВИЕ

Документальная запись событий, заключенная в последовательности слоев осадочных пород с содержащимися в них ископаемыми,— это настоящая кладовая для тех, кто хочет познать историю Земли. Однако в том, как лучше преподавать предмет, именуемый стратиграфией, существуют значительные разногласия. Некоторые считают необходимым проводить строгое последовательное изучение геологических систем, обращая основное внимание на номенклатуру и корреляцию. Этот путь ведет к сухому перечислению фактов, не подкрепляемому серьезными теоретическими соображениями; скучное штудирование названий горных пород и окаменелостей, педантичное заучивание определений — все это быстро надоедает большинству студентов и вызывает у них умственное оцепенение. Альтернативой может служить преподавание с упором на изучение природных условий геологического прошлого, что можно было бы назвать динамической стратиграфией или «стратиграфией без слез». К сожалению, большая часть самого лучшего фактического материала почему-то считается как бы заранее предназначенной для иллюстрации курсов литологии и палеоэкологии, и на долю стратиграфии остаются только самые широкие и нередко весьма туманные обобщения.

Бытует представление, высказываемое часто в несколько пренебрежительном тоне, что стратиграфия — один из «классических» разделов геологии. В прежние времена стратиграфия занимала в университетских курсах центральное место. Однако с годами она постепенно утрачивала свое главенствующее положение, по мере того как вводились другие, более узкоспециальные, предметы. Современный прогресс в науках о Земле часто связывают с развитием главным образом новых методов исследований. Столь же распространено мнение, что исследование надо считать, так сказать, «научным», если его проведение требует более или менее сложного оборудования. Стратиграфию редко связывают с техникой. Между тем в последние десятилетия роль техники в этой науке непрерывно росла: совершенствовалась аппаратура гамма- и электрокаротажа, использовались магнитометры и масс-спектрометры (для магнитной и изо-

топной стратиграфии), разрабатывалось новое оборудование для бурения и сейсморазведки. И тем не менее по-прежнему верно, что массу полезной работы можно выполнить с помощью таких давно испытанных простых инструментов, как геологический молоток и петрографический микроскоп. Как говорил Самьюэл Батлер, «много добрых мелодий знает старая скрипка». В действительности «научность» того или иного предмета никак не связана со сложностью используемого оборудования, ибо существо науки — это критическая оценка и проверка теоретических моделей.

По моему убеждению, на данной стадии развития геологии мы должны всеми силами противиться угрозе ее чрезмерного дробления. В литологии и палеоэкологии часто надо было фокусировать внимание на решении частных задач. Однако существуют известные пределы такого сужения кругозора, за которыми исследование уже нельзя считать ни оригинальным, ни имеющим сколько-нибудь важное значение. В наши дни, когда научная информация распространяется очень быстро, результаты новых исследований сразу же усваиваются наукой и немедленно проникают в учебные курсы для студентов. Чтобы продвигаться дальше в решении как классических, так и недавно возникших вопросов, имеющих в геологии кардинальное значение, мы должны поступающую информацию направлять в русло стратиграфии. Нет оправдания палеонтологам, безразличным к составу осадочных пород, и литологам, не интересующимся ни органическими остатками, ни стратиграфией. Кроме того, обе эти группы исследователей должны внимательно следить за развитием геотектоники и океанологии.

В сущности, я призываю как следует усвоить уроки, которые преподала нам настоящая революция в науках о Земле, происшедшая в конце 1960-х — начале 1970-х годов. Мы ясно увидели тогда ценность исследований в областях соприкосновения различных наук, когда такие разные по интересам специалисты, как палеонтологи, петрологи и геофизики, сплотились теснее, чем когда-либо раньше, чтобы решить общие задачи.

«Основы геологии» Чарлза Лайеля открываются следующим красноречивым заявлением:

«Геология — наука, изучающая последовательные изменения, происходившие в органическом и неорганическом царствах Природы; она раскрывает причины этих изменений и их влияние на облик поверхности и строение внешней оболочки нашей планеты».

Это определение остается верным и сегодня; в нем подчеркнута центральная роль стратиграфии, которая в широком смысле равнозначна исторической геологии и по самой своей

природе является обобщающей дисциплиной. Способность собрать воедино все нужные сведения, поступающие из разных областей знания, и рассмотреть их в свете изучения истории Земли — отличительное свойство хорошего геолога, включающее помимо профессиональных навыков умение делать правильные оценки и видеть все объекты в том или ином стратиграфическом контексте. Последнее часто не удается тем, кто приходит в геологию из физики, химии или биологии, несмотря на всю искусственность таких специалистов в науках, которыми они занимались ранее.

Эта книга задумана как попытка вернуть стратиграфии ее законное место в ряду основных наук о Земле. Я не стремился, как это обычно делается, заставить студентов усиленно штудировать стратиграфическую колонку, а предпочел выбрать для изучения несколько узловых тем, привлекая примеры как из различных регионов, так и из разных периодов. Книга предназначена в основном для студентов старших курсов и аспирантов, но я надеюсь, что она будет в какой-то мере полезной и специалистам-геологам, которые слишком заняты, чтобы следить за потоком литературы, находящейся вне поля их непосредственных профессиональных интересов. Предполагается, что читатель обладает основными знаниями в осадочной петрологии и палеонтологии и знаком с началами стратиграфии. Названия стратиграфических подразделений представляют собой *lingua franca* (привычный общий язык) всех стратиграфов и часто упоминаются в книге. Поскольку не все они хорошо усваиваются студентами, я даю в приложении перечень наиболее употребительных названий систем и ярусов.

После первой главы, рассказывающей о принципах и методах фациального анализа, в следующих двух главах дается краткий обзор сведений о современных условиях осадконакопления и о соответствующих условиях, проявившихся в характере древних фаций. Далее следуют главы, в которых последовательно рассмотрены семь крупных тем. Каждую главу можно считать самостоятельной, но тем не менее они помещены в определенном порядке и в каждой из глав есть ссылки на другие. Я надеюсь, что в итоге получилось нечто достаточно цельное, причем главное внимание я хотел привлечь к одной из важнейших проблем всех наук о Земле — к проблеме связи эволюции и распространения организмов с физико-географическими условиями. Хотя при детальном изучении конкретных объектов большинство геологов используют термин «фациальный анализ», я предпочел ему в названии книги понятие «интерпретация фаций», поскольку в ней речь идет в значительной мере о синтезе результатов этого анализа.

Преподаватель должен стремиться найти золотую середину между поучением и поощрением. Эта книга — не научный трактат, поэтому я не пытался ошеломить читателя обилием данных, а уделил главное внимание типичным примерам. Однако для тех, кто желал бы подробнее ознакомиться с затронутыми вопросами, дается обширная библиография. Заинтересовать труднее, и каждый знает, что этого часто нельзя добиться без приглашения поспорить с преподавателем. Поэтому в случаях, когда я имею на те или иные вещи определенную точку зрения, я стремлюсь также ясно показать, что существуют вопросы, где ясности пока не достигнуто.

Нечего и говорить, что я не решился бы взяться за такую работу без помощи и поддержки моих друзей и коллег, которые поделились со мной своими идеями, подвергли конструктивной критике мои представления, сообщали мне новые данные и ориентировали в литературных источниках. Особо мне хотелось бы назвать Ника Бадама, Мартина Бредшоу, Рассела Купа, Ала Фишера, Кена Сю, Джона Хадсона, Джона Имбри, Хью Дженкинса, Эрла Кауффмана, Джерри Миддлтона, Брюса Селлвуда, Финна Сурлика, Питера Вейла, Джерри Ван Андела и Джима Валентайна. Должен также отметить, что первым, кто побудил меня написать книгу об интерпретации фаций в стратиграфическом аспекте, был Перс Аллен. Естественно, я один несу ответственность за все здесь написанное и могу только надеяться, что упомянутые лица одобряют то, что у меня получилось. Наконец, я особо признателен Кристине Стерч за подготовку машинописного текста книги.

А. Хэллем

Январь 1980 г.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает свою благодарность перечисленным ниже научным обществам, издательствам и редакциям журналов, а также авторам соответствующих работ (ссылки на них даны в подписных подписях) за разрешение воспроизвести опубликованные ими раньше иллюстрации:

Королевское общество — рис. 4.1, 7.12.

Геологическая служба Гренландии — рис. 4.2.

Лондонское геологическое общество — рис. 5.3, 5.10, 6.1, 6.10, 8.7.

Издательство Cambridge University Press — рис. 6.5, 7.6.

Журнал Nature — рис. 5.5, 10.11.

Издательство Scottish Academic Press — рис. 7.1.

Ассоциация геологов — рис. 4.14, 4.15.

Голландское королевское геологическое и горное общество — рис. 8.6.

Ассоциация по систематике (The Systematics Association) — рис. 10.3.

Издательство Academic Press Inc. — рис. 2.1, 2.3, 2.4.

Журнал Paleobiology — рис. 10.1, 10.8.

Издательство University of Chicago Press — рис. 6.14, 6.15, 10.5.

Журнал Scientific American — рис. 8.1, 9.1.

Журнал American Journal of Science — рис. 7.3.

Американский геофизический союз — рис. 7.10.

Общество палеонтологов и минералогов, работающих в промышленности (The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) — рис. 1.1, 1.2, 3.13, 4.3, 4.10, 8.8, 8.9, 9.2.

Американская ассоциация геологов-нефтяников — рис. 5.2, 5.12, 6.3, 6.7, 6.8, 6.11.

Издательство Blackwell Scientific Publications Ltd. — рис. 2.7—2.10, 2.14, 3.1, 3.2, 3.5, 3.9—3.12, 4.5, 4.7, 4.13, 5.13, 5.14, 8.2, 8.3, 10.10, 10.12.

Геологическое общество Америки — рис. 2.12, 4.8, 4.9, 4.11, 4.12, 6.3, 6.16, 10.4.

Издательство Elsevier Scientific Publishing Company — рис. 1.3, 2.5, 3.6, 5.1, 5.4, 6.6, 7.2, 7.4, 7.5, 7.14, 8.4, 8.10, 10.6.

Издательство Springer-Verlag — рис. 2.2, 2.6, 3.3.

Издательство Prentice-Hall Inc. — рис. 3.4.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

Слово «фация» происходит от латинского *facies*, что означает лицо, внешность, вид, облик или состояние, т. е. какое-то общее представление о предмете. Это слово используется геологами в различном контексте, но мы здесь касаемся только того, как оно употребляется при изучении осадочных пород [463].

В принятом ныне значении, выражающем совокупность литологических и фаунистических признаков данной стратиграфической единицы, слово «фация» впервые (в 1838 г.) было использовано швейцарским геологом Грессли [175] для описания верхнеюрских отложений района Золотурна в горах Юра. К близким понятиям пришел примерно в это же время и француз Прево, но в качестве термина, эквивалентного фации Грессли, он использовал слово «формация». Вслед за ними австрийский геолог Мойсисович предложил называть народы одинаковых фаций изопическими, а породы разных фаций гетеропическими, но эти, казалось бы, полезные термины не получили широкого распространения.

Из геологов XIX в. наиболее подробно обсуждал фациальные связи немецкий ученый Иоганнес Вальтер, известный как автор закона о соотношении фаций (лично я предпочитаю термин «правило»; *законы* чаще всего встречаются в физике, а в геологии оперируют *правилами*; впрочем, шутки ради, можно поискать исключения). Этот так называемый закон (или правило) Вальтера толковался по-разному, поэтому Миддлтон [324] попытался воспрепятствовать возможному смешению понятий, возвратясь к исходному определению, данному Вальтером, Миддлтон привел следующий отрывок из работы Вальтера, вышедшей в 1894 г. ([498], с. 979):

«Различные отложения одной и той же фациальной области, как и совокупность пород разных фациальных областей, формируются рядом друг с другом в пространстве, хотя в разрезе мы видим их лежащими одни на других... Далеко идущее следствие такого утверждения состоит в том, что первично следуют друг за другом только те фации и фациальные области, которые в современных условиях наблюдаются рядом друг с другом».

Это определение обычно толковалось в том смысле, что фации, залегающие в согласной вертикальной последовательности, образовались в условиях, которые существовали в смежных районах. В приведенном определении говорится о необходимости актуалистического подхода. Однако в другом месте своего труда Вальтер указывает, что могут быть и такие фации, которые не имеют близких современных аналогов. Он подчеркивает также, что его «закон» относится только к непрерывным последовательностям отложений, лишенным крупных несогласий, выраженных эрозионными поверхностями и (или) стратиграфическими перерывами.

Несколько десятилетий назад понятие о фациях более активно развивалось в странах Европейского континента, чем в Великобритании или в Северной Америке. Например, Гейм и другие исследователи с большим успехом использовали его для расшифровки сложной структуры Альп: с этой целью выделялись различные фациальные элементы, которые в настоящее время находятся бок о бок друг с другом, но первоначально должны были формироваться в районах, разделенных большими расстояниями. В противоположность этому в солидных стратиграфических курсах, читавшихся в начале нынешнего века Бакманом в Англии и Ульрихом в США, фациальным изменениям очень часто не придавалось значения; считалось почти аксиомой, что породы одного района, относящиеся к различным фациям, надо считать разновозрастными. Замечательный параллелизм мышления этих независимо работавших палеонтологов обнаруживается при сравнении критических замечаний Аркелла [13] о Бакмане и Данбара и Роджерса [113] об Ульрихе; прочитать эти заметки очень полезно.

В настоящее время, конечно, практически все признают важность выявления фациальных изменений, но сам термин «фация» часто еще используется несколько беспорядочно и непоследовательно; например, говорят: геосинклинальные фации, дельтовые фации, глубоководные (батиальные) фации и т. д. В соответствующем контексте это, возможно, не столь уж предосудительно, но тем не менее допускает в какой-то мере субъективное понимание. Поэтому желательно придавать термину более описательный смысл, например фация битуминозных сланцев, фация коралловых известняков и т. п., с последующей интерпретацией обстановки их образования. Полезно различать *литофации* и *биофации*, относя эти понятия соответственно к литологическим и к фаунистическим (или флористическим) характеристикам стратиграфических единиц, хотя, строго говоря, фация и литофация — это синонимы, так как ископаемые органические остатки составляют часть породы.

МЕТОДЫ

Фациальный анализ — это по необходимости обобщающая дисциплина, в которой данные из разных областей знания используются для интерпретации древних обстановок. Ни один из источников информации не имеет здесь доминирующего значения: все они обладают своими достоинствами и недостатками. В каждом отдельном случае какие-то данные могут оказаться важнее и надежнее других.

Неорганические текстуры осадочных пород. Среди наблюдаемых в поле текстурных особенностей многих осадочных пород наибольшее внимание привлекают косая и градационная слоистость, знаки ряби, отпечатки неровностей кровли нижележащих отложений. Как ни странно, тщательное изучение этих особенностей началось только два-три десятилетия назад, хотя первые значительные работы были выполнены Сорби (в Англии) и Гилбертом (в США) еще в прошлом веке. В настоящее время исследования в этой области приобрели важное значение, что совпало с широким признанием *литологии* как самостоятельного раздела геологии и отразилось во многих учебниках и в монографиях, частично или полностью посвященных описанию и анализу осадочных текстур; особенного внимания заслуживают работы Аллена [6], Блатта и др. [35], Поттера и Петтиджона [361], Рэйнека и Сингха [379] и Селли [417].

Ценность изучения таких текстур состоит в том, что мы можем много узнать о движении воды или воздуха, обусловившем перенос и отложение осадочного материала, об уровне энергии, о типах и направлениях течений, а в некоторых случаях — и о скорости осадконакопления и поступления материала (так, «набегающие» знаки ряби обычно считаются признаком большой скорости осадконакопления). Характерный вид текстур тиллитов и их общие литологические особенности — лучшие признаки ледниковых условий. Главный недостаток анализа текстур осадочных пород состоит в том, что он мало говорит нам об общей обстановке осадконакопления, в частности о глубине, температуре и солености воды. Не удается также с уверенностью отличить следы волочения осадка от результатов деятельности мутьевых (турбидитных) потоков, ветровые (нагонные) течения от приливных, эоловые отложения от некоторых мелководных морских дюн.

Зернистость и структура. Анализ этих особенностей пород выполняется в лаборатории и основан на просеивании и микроскопии. Распределение зерен разного размера в песчанистых отложениях изучалось в течение многих лет, и теперь хорошо известно, например, что речные пески хуже отсортированы, чем

пески морских пляжей. Год за годом использовались все более изощренные методы статистического анализа, в том числе анализ асимметрии и плотности распределения [144—146, 487]. Изучение структуры поверхности зерен кварцевого песка с помощью электронного микроскопа позволяет узнать, было ли осадконакопление ледниковым, литоральным или эоловым [284, 285].

К сожалению, зерна кварцевого песка обладают большим сопротивлением к разрушению, из-за чего легко происходит перенос такого песка из одних условий осадконакопления в другие и переотложение материала древних осадков при образовании молодых. Диагенетическая коррозия и возобновление роста кристаллов могут значительно изменить первоначальные размеры зерен и структуру, а биотурбация (т. е. перемешивание песка организмами), чрезвычайно распространенная в морских условиях, может сильно нарушить сортировку осадочного материала. По причинам такого рода и из-за того, что текстуры осадочных пород обычно считаются более информативными, интерес к данному предмету в последние годы постепенно ослабевает.

С другой стороны, структурный анализ имеет важнейшее значение при изучении карбонатных отложений, поскольку секреты известняков и доломитов редко удается раскрыть, не прибегая к микроскопу. Эти породы непременно проходят диагенез, и при любой попытке узнать первоначальный характер осадочного материала необходимо вначале провести анализ диагенетических петроструктур. Выдающейся сводкой данных по этому вопросу является работа Батерста [22].

Минералогия. Минералогический анализ под микроскопом необходим, очевидно, для того, чтобы выделить разные типы песчаных пород, таких, как ортокварциты, аркозы и граувакки. Такой анализ может дать важные сведения о происхождении осадочного материала и характере выветривания в хинтерланде (внутренней области размыва), а также об условиях осадконакопления [174]. В период между двумя мировыми войнами была мода на анализ встречаемых в песчанниках тяжелых минералов, таких, как турмалин, циркон, рутил, ставролит и кианит. По сути дела, анализ тяжелых минералов стал чуть ли не синонимом всей петрологии осадочных пород. Хотя такие исследования в благоприятных случаях могут дать полезную информацию о происхождении материала, при этом возникает и ряд серьезных затруднений. Устойчивые тяжелые минералы, например циркон, долго сопротивляются разрушению и могут поэтому выдержать несколько циклов переотложения. Менее устойчивые могут разрушиться при диагенезе. Кроме того, этот чрезвычайно трудоемкий анализ нередко приносит довольно

скромные результаты. Сегодня анализом тяжелых минералов интересуется только небольшое число специалистов.

Минералогия карбонатных пород весьма однообразна: важное значение имеют там только кальцит и доломит. Совершенно иначе дело обстоит с такими породами химического происхождения, как эвапориты (надежный признак аридного климата), железняки и фосфориты; поэтому считается, что минералогический анализ имеет большое значение для этих пород. Важно, однако, не забывать, что исследуемые под микроскопом минералы не всегда могут дать нужные сведения об обстановке осадконакопления. Минералы эвапоритов, как известно, легко подвергаются диагенетическому замещению [453], а детальные выводы об условиях осадконакопления при образовании железняков, сделанные по распределению сидерита, пирита и магнетита (например, [151, 244]), необоснованны, так как эти минералы образуются при диагенезе.

Как известно, литологи четко делятся на два лагеря: на специалистов по песчаникам и специалистов по карбонатным породам, и они очень мало связаны между собой. Обе группы избегают изучать глины — самые распространенные из всех осадочных пород. И все же минералогия глин, исследуемая методами рентгеновской дифрактометрии, не так уж сложна, и она вполне по силам большинству литологов, тем более что основные сведения можно найти в имеющихся сводках [177, 326].

Хорошо уже то, что глины состоят из небольшого числа геологически важных минералов. Самый распространенный из них — иллит дает не очень много сведений, но большая доля каолинита означает близость теплой влажной суши, которая и была, вероятно, источником осадочного материала [176, 187]. Напротив, глины, образовавшиеся в солончаковых, озерных или паралических условиях при засушливом климате, часто характеризуются такими богатыми магнием минералами, как сепиолит и палыгорскит [246]. Глины, состоящие преимущественно или полностью из смектита и акцессорных цеолитов, образовались, вероятнее всего, из материала вулканического происхождения [187, 247]. Обилие хлорита (его нельзя считать глинистым минералом) указывает на близость сравнительно невыветрелых массивов метаморфических пород, таких, как в высокоширотных районах нынешних континентальных окраин Северной Атлантики [176].

Следует упомянуть и о нескольких других глинистых минералах, наиболее пригодных для анализа методом рентгеновской дифрактометрии. Глауконит может быть (за исключением некоторых сомнительных случаев) хорошим индикатором морских условий, а вместе с коллофаном (колломорфный апатит) — показателем медленного осадконакопления. Окислы алюминия

бёмит и диаспор вместе с гематитом — главные составные части семейства бокситов и латеритов, имеющего важное значение для палеоклиматических исследований.

Геохимия. В 1960-х годах была проведена значительная работа по изучению рассеянных элементов в глинистых породах с целью использования этих элементов как индикаторов солёности при осадконакоплении. Анализу было подвергнуто много образцов осадочных пород Северной Америки [362], различных по возрасту, происхождению, тектонической обстановке, скорости осадконакопления и климатическим условиям. Результаты, полученные для древних и молодых пород, были во многом сходными, что указывает на слабое изменение содержания рассеянных элементов после отложения осадочного материала. Как правило, содержание бора, хрома, меди, галлия, никеля и ванадия было значительно выше в морских осадках, чем в континентальных.

Из всех микроэлементов наибольшее внимание привлекает к себе бор [200]; он может быть показателем солёности бассейна, хотя здесь существует ряд ограничений. Накопление бора зависит от минералогии и гранулометрического состава глин и от температуры. Кроме того, чтобы данный элемент был абсорбирован до насыщения, должно пройти значительное время. Для анализа должны выбираться образцы, примерно одинаковые по минералогии, зернистости и условиям диагенеза. Очевидно, содержание бора нечувствительно к быстрым флюктуациям солёности, которые лучше оцениваются путем анализа фауны. Анализ же содержания бора или других рассеянных элементов (в частности, упомянутых выше) имеет наибольшее значение для пород, лишенных фауны, например для осадочных пород протерозоя.

Отношение изотопов кислорода в ископаемых раковинах впервые начали изучать в 1950-х годах. Данную характеристику предполагалось использовать как возможный показатель палеотемпературы. Однако это отношение зависит также от солёности, и в ходе исследований становилось все яснее, что отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ — ненадежный инструмент для изучения палеотемператур в горных породах, обнажающихся ныне на континентах (см., например, [187]). Отчасти это связано с диагенетическими изменениями породы после ее образования и с циркуляцией поверхностных вод. С другой стороны, раковины фораминифер от позднемелового до современного возраста, найденные в керне скважин глубоководного бурения, показали интересные и, по-видимому, надежные результаты (см. гл. 7). В сочетании с отношением $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ данные об изотопах кислорода могут дать ценные сведения об изменении солёности в морских и неморских условиях, если только удастся установить, что влияние диаге-

неза было минимальным [260, 459]. В общем случае для дотретичных известняков совместный анализ отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ наиболее продуктивен как способ изучения диагенеза карбонатов [233]. Однако, по-видимому, для кремнистых пород отношение изотопов кислорода является хорошим индикатором палеотемператур, даже для докембрийских образований [278].

Фауна и флора. Интерпретация древних природных условий сильно упрощается, если в породах имеются ископаемые органические остатки. Например, присутствие окаменелостей беспозвоночных, выживающих только в узком диапазоне изменения солености, таких, как кораллы, брахиоподы, иглокожие, головоногие и мшанки, достаточно для вывода о морских условиях осадконакопления. И вообще ископаемые остатки организмов — самые лучшие показатели солености из всех, которыми мы располагаем (рис. 1.1). Они же, хотя и с меньшей надежностью, являются одними из лучших показателей глубины морского бассейна (рис. 1.2). Прибрежные условия, т. е. условия окраин моря, характеризуются уменьшением числа видов, сопровождающимся обычно увеличением числа особей каждого вида, сравнительно с нормальными морскими условиями.

Ископаемые остатки наземных растений — лучшие из известных индикаторов климата. Если флора не слишком древняя и имеет близких родственников в современном растительном мире, то палеотемпературы можно установить с большой точностью [510]. Среди морских беспозвоночных лучшими показателями тропических условий являются, вероятно, герматипные кораллы.

Биостратомический анализ ориентировки раковин, особенностей их распада на части и характера дробления дает важные сведения о движении придонных вод в конкретных условиях осадконакопления, а тип осадочного субстрата определяется типами организмов, часть которых легко превращается в окаменелости [380, 398]. Особенно ценны в этом отношении проделанные живыми организмами ходы и норы, следы движения по поверхности и отпечатки конечностей, иначе говоря, *ископаемые следы жизнедеятельности организмов*. Изучение этих текстур осадочных пород расширилось в последние годы настолько, что некоторые специалисты стали считать это особой отраслью науки — *палеоихнологией* [143]. Ископаемые следы дают нам сведения о таких трудно устанавливаемых и быстро меняющихся условиях, как характер субстрата, скорость осадконакопления, движение воды и распределение источников питания организмов, а также о более общих природных условиях, например о солености и глубине моря. Органогенные текстуры осадочных пород, такие, как строматолиты, которые не относятся к ископаемым следам, служат одними из лучших показателей условий супралиторальной зоны (т. е. полосы выше уровня

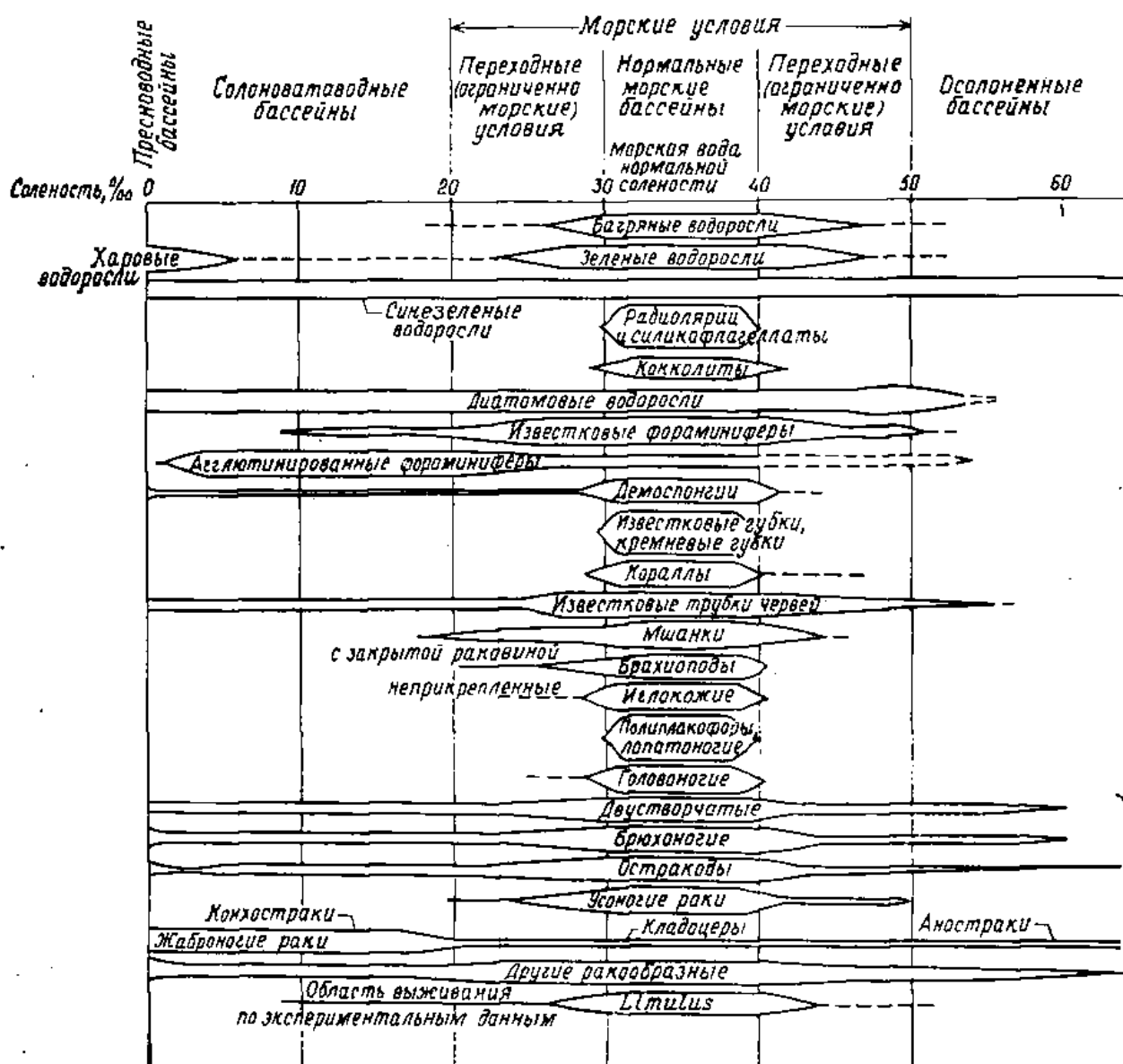


РИС. 1.1. Современное распространение могущих превратиться в окаменелости групп беспозвоночных и водорослей в зависимости от солености бассейна [207].

приливов), зоны литорали (полосы приливов и отливов) и самой мелководной сублиторали¹.

Использование ископаемых для оценки физико-географических условий прошлого неизбежно наталкивается на некоторые ограничения. Прежде всего во многих осадочных породах ископаемых остатков вообще нет или они там исключительно редки. Углубляясь в более древние времена, мы находим все меньше организмов, которые можно было бы сравнивать с ныне суще-

¹ В приливном море автор различает верхнеприливную (supratidal), среднеприливную (intertidal) и нижнеприливную (subtidal) зоны. При переводе употреблены более распространенные в нашей литературе термины: супралиторальная, литоральная и сублиторальная зоны. Кстати, автор и сам местами (например, в подписи к рис. 3.1) употребляет эти термины.—Прим. ред.

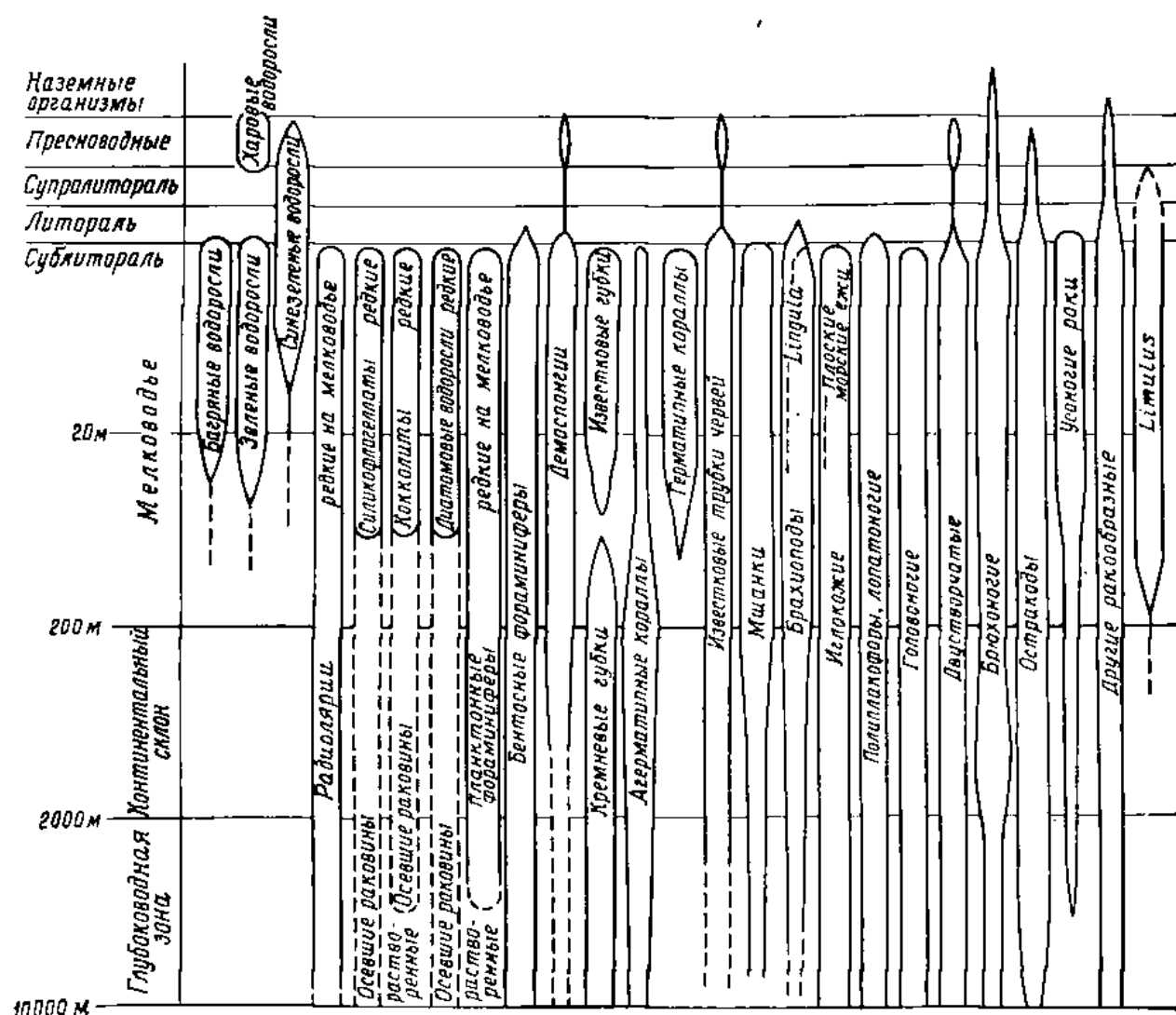


РИС. 1.2. Современное распространение могущих превратиться в окаменелости главных групп беспозвоночных и водорослей в зависимости от глубины морского бассейна [207].

ствующими видами, экологические условия выживания которых нам известны. Соответственно предположения о древней обстановке осадконакопления становятся менее точными. Точно так же — чем древнее ископаемые остатки, тем сомнительнее становится предположение, что условия выживания организмов не менялись со временем. Так, прикрепленные морские лилии и двустворчатые рода *Pholadomya* в настоящее время населяют области глубокого моря, а двустворчатые *Astarte* и *Thracia* живут только в холодных водах, тогда как общие данные фациального анализа ясно указывают, что в юрское время они процветали в теплой мелководной неритовой обстановке.

Герматипные кораллы можно считать, по меньшей мере вплоть до раннего мезозоя, хорошими индикаторами эвфотической зоны (т. е. глубин, доступных для солнечных лучей) тропического мелководья, хотя герматипные разновидности

в целом не имеют сколько-либо значительных морфологических особенностей, которые отличали бы их от агерматипных видов, выживающих и на большей глубине. Палеозойские кораллы относятся к совершенно иным таксономическим группам, что делает любые близкие экологические параллели весьма сомнительными; симбиотические водоросли (зооксантеллы), ограничивающие ныне область обитания кораллов эвфотической зоной, в палеозое, вероятно, еще не существовали. Тем не менее, учитывая физические и химические условия, необходимые для постройки рифов, а также общие фациальные ассоциации, можно достаточно уверенно предполагать, что большинство палеозойских рифообразующих кораллов обитало на мелководье.

Подобным же образом нет серьезных сомнений в том, что давно уже вымершие трилобиты были морскими организмами, поскольку они часто встречаются в ассоциациях с представителями типов (такими, как брахиоподы и иглокожные), которые в настоящее время обитают только в море.

Батиметрические оценки оказываются исключительно трудными, поскольку глубина воды сама по себе не играет значительной роли в условиях осадконакопления, и нам приходится думать о факторах, связанных с глубиной: растворимости карбонатов, проникновении света, источниках пищи и т. д. [181]. Например, то обстоятельство, что отношение числа планктонных фораминифер к числу бентосных в донных осадках возрастает с глубиной воды, хорошо согласуется с более пелагическим распространением планктона и большой редкостью бентосных организмов за пределами неритовой зоны [147]. Существуют и исключения из этого правила, например вокруг океанических островов, но главное — ни этим, ни каким-либо другим способом, использующим ископаемые остатки, невозможно оценить существовавшую в прошлом глубину воды количественно и с достаточной точностью.

Поучительный пример дают ископаемые следы жизнедеятельности организмов. Их считали надежными показателями глубины бассейна, и в 1967 г. Зейлахер [415] предложил способ выделения зон разной глубины морского дна по типичным ихноформам (рис. 1.3). Хотя эта качественная схема во многих случаях отвечает стратиграфическим данным, имеются и серьезные отклонения. Так, род *Zoophycos* часто встречается в каменноугольных отложениях Англии, например в слоях Йордейл, сформировавшихся, несомненно, в очень мелководных условиях, так как они включают водорослевые известняки и даже угли. Осгуд [351] также приводит примеры обнаружения *Zoophycos* в мелководных фациях и ставит под сомнение резкое различие ихнофаций Зейлахера *Cruziana* и *Nereites*. Кроме того, Зейлахер считал фацию *Nereites* глубоководной, так как она характери-

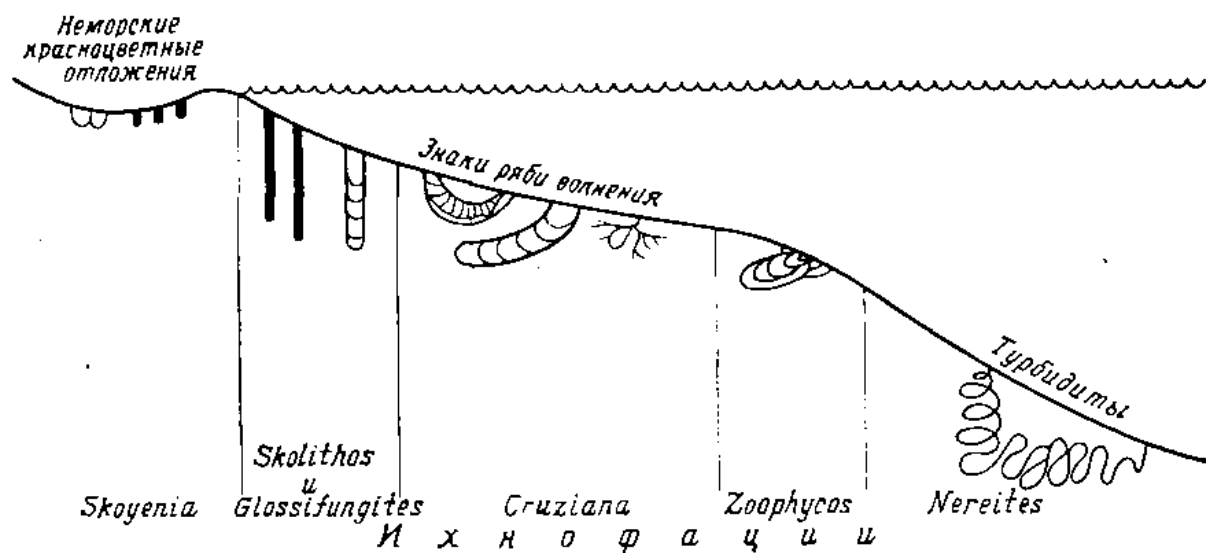


РИС. 1.3. Размещение ассоциаций ископаемых следов организмов на различных глубинах [415].

зуются сложной системой поверхностных ходов со спиралями и многочисленными изгибами, что указывает на активную деятельность организмов в поисках пищи, а такое поведение отвечает условиям минимальных источников питания. Фотографии, сделанные на дне абиссальных равнин в районе Антарктики, подтверждают гипотезу Зейлахера, но не подтверждают ее в Арктическом бассейне [274]. Очевидно, в размещении фаций, содержащих ископаемые следы, играют роль различные факторы, а не только глубина воды и источники пищи.

Стратиграфическая привязка. Если фациальный анализ призван играть важную роль в геологических исследованиях, то стратиграфическая привязка, безусловно, должна занимать в этом анализе центральное место. Литолог не сможет успешно истолковать происхождение таких интересных для него пород, как битуминозные сланцы или оолитовые известняки, если не учтет сведения, полученные при изучении органических остатков и стратиграфии. Ни усиленное изучение осадочных текстур в толще песчаников, ни анализ глинистых минералов в перекрывающей пачке сланцев не разрешат действительно интересный вопрос, была ли предполагаемая фаза углубления бассейна результатом локального тектонического опускания или она отражает эвстатическое повышение уровня моря. О каждом крупном теле песчаников или рифовых известняков важно узнать, каковы его пространственные и временные связи. Представляет ли тело песчаников линзу, прослой или вытянутую «жилу»? Образуют ли рифовые известняки протяженный массив, который мог быть неким барьером? Можно ли считать эти литологи-

ческие единицы диахронными? В общем для геолога отделять литологию от стратиграфии — все равно что играть в футбол только одной ногой!

В наши дни все шире утверждается мнение, что скорость осадконакопления в каждом данном районе менялась со временем в очень широком диапазоне. Отложения, сформировавшиеся во время морских трансгрессий, как правило, более конденсированы, чем породы, отложившиеся в периоды регрессий. Перерывы в осадконакоплении, выражающиеся скромными на первый взгляд несогласиями, образованиями типа «твердого дна» или горизонтами неморских калькретов (конгломератов с карбонатным цементом), могут охватывать большие промежутки времени. В отдельных случаях такие перерывы были значительно более продолжительными, чем время накопления осадков [4]. Для прослеживаемых на больших площадях палеонтологически хорошо документированных перерывов, не оставивших, однако, заметного следа в последовательности слоев горных пород, предложен термин *скрытое несогласие* (paraconformity) [345]. Проводя более детальный анализ, многие литологи приходят к заключению, что один случайный ураган или сильный ливень может оказать на процессы эрозии или накопления осадков большее влияние, чем длительно текущие нормальные явления.

Нет нужды ломиться в открытые двери и доказывать очевидное, а именно, что первое требование фациального анализа — это хороший стратиграфический каркас, основанный на возможно более четком зональном делении возрастных интервалов. К сожалению, при изучении континентальных разрезов редко удается достичь высокой стратиграфической точности, так как ископаемые остатки встречаются здесь редко, а разнообразие видов меньше, чем в морских разрезах. Кроме того, виды сухопутных животных существуют более длительное время, чем морские формы, хотя есть и важное исключение — третичные млекопитающие. Однако в отдельных районах в качестве точных отметок времени можно использовать маркирующие прослои вулканического пепла.

Разработанный недавно метод *магнитной стратиграфии*, основанный на временной шкале смены полярности геомагнитного поля, сулит успех при изучении пород, образованных в интервалы сравнительно частых инверсий магнитного поля. Так, для некоторых плиоцен-плейстоценовых терригенных комплексов с помощью этого метода было доказано, что литологически разнородные пачки сформировались при удивительно стабильной скорости осадконакопления [253]. Новый метод помогает также с большей точностью сопоставлять континентальные и морские отложения; на основе данных магнитной стратигра-

фии было установлено, что массовое вымирание динозавров и планктонных фораминифер в конце мела заняло очень короткий (с точки зрения геолога) промежуток времени — самое большее 10^5 лет [299].

МОДЕЛИ ФАЦИЙ

Главная цель фациального анализа — построить *модель фации*, которая по сути дела представляет собой гипотезу о физико-географической обстановке, благоприятной для формирования соответствующих горных пород и выживания соответствующих организмов. Когда нельзя обойтись без пространственных словесных объяснений, очень желательно дополнить их схематическими иллюстрациями, поскольку один хороший рисунок может иной раз оказаться более информативным, чем тысяча слов. Иллюстрации бывают разного вида. Чисто пространственные изменения можно выразить с помощью палеогеографических карт, а изменения во времени — с помощью стратиграфических колонок с соответствующими обозначениями для пород и содержащихся в них окаменелостей. Иногда можно объединить оба вида иллюстраций и построить блок-диаграмму, показывающую вариации в трех измерениях. Примеры моделей различных фаций приведены в работах Блатта и Миддлтона [35], Селла [419] и Уокера [491], другие модели будут представлены в последующих главах. В книге, вышедшей недавно под редакцией Ридинга [374], приведены важные и надежные сведения о современных условиях осадконакопления и их древних фациальных аналогах.

Актуалистические сопоставления — необходимая и наиболее существенная часть фациального анализа, но, стремясь к более полному представлению о природных условиях прошлого, мы должны четко понимать, что же действительно означает принцип униформизма. Гулд [170] различает два толкования первоначальной концепции Чарлза Лайеля:

1) *методологический униформизм* (methodological uniformitarianism), который предполагает постоянство физических законов в пространстве и времени и не требует привлечения каких-либо гипотетических, неизвестных, процессов, если фактические исторические результаты можно объяснить ныне происходящими процессами;

2) *конкретный* (substantive) *униформизм*, постулирующий неизменность темпа геологических процессов и единообразие природных условий на разных отрезках времени.

Представления, которые Гулд назвал методологическим униформизмом, имеют важнейшее значение для интерпретации явлений геологического прошлого. Например, нам ничего не

остается, как допустить, что знаки ряби на поверхности слоя кембрийских песчаников образовались при тех же условиях, которые мы можем наблюдать сегодня. Однако никакой логической связи с конкретным униформизмом здесь нет — мы не имеем оснований предполагать постоянство скорости процессов. Вполне могли быть такие времена, когда темп эрозии на континентах был выше, чем сейчас. Биологическая эволюция определенно не подчиняется принципу униформизма и связана, очевидно, с резкими изменениями природной обстановки. Геология — это историческая наука, рассматривающая прошлые состояния Земли и изучающая последовательность единственных в своем роде, неповторимых, событий, сменяющихся во времени. В этом геология коренным образом отличается от более абстрактных наук, таких, как физика, которые занимаются установлением и проверкой всеобщих законов.

Термин *униформизм* (uniformitarianism) не только громоздкий, но может ввести в заблуждение, поэтому лучше говорить *актуализм*. Актуалистические сравнения требуют как логичности суждений, так и определенного умения. Косую слоистость в песчанике почти с полной уверенностью можно считать следствием миграции дюн, однако прямое сопоставление современных и древних эпиконтинентальных морей может привести к серьезным ошибкам, если нет достаточно ясных знаний о том, что означает разнообразие очертаний суши и моря на всем земном шаре. Вместо того, чтобы бездумно повторять классическую фразу: «Настоящее есть ключ к пониманию прошлого», полезнее было бы спросить: «*В какой мере* настоящее может быть ключом к пониманию прошлого?»

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Хорошая наука базируется на тщательных наблюдениях и требует точности и оценки надежности результатов. Поэтому простые количественные расчеты, дополняемые в подходящих случаях измерением стандартного отклонения, стали обычным делом и необходимы при анализе фаций, как при любом другом геологическом исследовании. Однако имеется категория геологов, которые пошли много дальше, применяя для интерпретации стратиграфических данных несравненно более сложные статистические модели. Опасность увлечения такого рода изысканиями состоит в том, что они становятся чересчур изощренными и непонятными для подавляющего большинства специалистов; иногда возникает впечатление, что эти «геологи-математики» общаются только друг с другом и уходят от решения реальных геологических проблем, замороженные изяществом используемых ими методов.

Надо также отметить, что два десятилетия таких исследований не дали ничего особенно примечательного. Общее ощущение таково, что это тот самый случай, когда говорят: «из пушки — по воробьям» или «гора родила мышь», — гигантский труд, затраченный на обработку данных и их анализ, принес более чем скромные результаты; во всяком случае, сделанные выводы несколько не удивили тех, кто искушен в этих делах. Тем не менее следует справедливости ради признать, что если вопрос тщательно продуман и работа основана на хорошем знании изучаемого материала, применение современного аппарата статистического анализа может дать ценные результаты, которые нельзя получить другими, менее строгими, математическими методами.

Так, осадочные породы, в разрезе которых наблюдается циклическое чередование, можно подвергнуть анализу методом *марковских цепей* и установить тем самым отклонения от случайности, т. е. обнаружить факторы, присущие данному режиму осадконакопления. Во многих разрезах варвитовых толщ¹ можно найти существенные черты периодичности, применив *степенной спектральный анализ*, а при изучении тенденций пространственного и временного изменения литологического состава можно с помощью статистических методов более объективно сгладить случайные «шумы» [410].

¹ Отложения, в которых запечатлен сезонный эффект их накопления в виде многократно повторяющейся пары (лето—зима) тонких прослоев — варв.— *Прим. ред.*

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ КОНТИНЕНТОВ И ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНОВ МОРЕЙ

Осадки, образующиеся на континентах и в прибрежных районах морей, более доступны для анализа, чем собственно морские отложения, а малочисленные роющие организмы почти не нарушают неорганические осадочные текстуры. Поэтому условия формирования таких пород сравнительно хорошо известны. Соответственно имеется богатая информация, благодаря которой древние аналоги современных фаций могут интерпретироваться, как правило, с большой уверенностью. С другой стороны, стратиграфически полезные органические остатки встречаются в этих породах в общем случае редко (если не считать пыльцу и споры), и это делает точную стратиграфическую корреляцию трудной, а порой невозможной.

Условно эти отложения разделяются на аллювиальные¹, эоловые, озерные, ледниковые, дельтовые и отложения прибрежных равнин.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Преимущественно кремнисто-обломочные отложения аллювиального типа сильно различаются по размеру обломков: от конгломератов аллювиальных конусов ко все более песчанистым и глинистым породам, формирующимся в условиях разветвляющихся и меандрирующих речных потоков. Соответственно по мере приближения к базису эрозии отмечаются различные особенности транспортировки и осаднения материала (рис. 2.1).

Аллювиальные конусы выноса — это тела осадочных пород, по форме близкие к сегменту конуса и образующиеся в областях с горным рельефом в условиях обильного поступления осадочного материала. Обычно отдельные конусы срастаются и образуют пролювиальные шлейфы (*bajadas*); часто такие образования приурочены к активным сбросовым уступам. Чаще всего они встречаются в районах разгрузки мощных временных потоков.

¹ К аллювиальным отложениям автор относит также материал, который в русской геологической литературе называется пролювиальным, делювиальным и т. п. — *Прим. перев.*

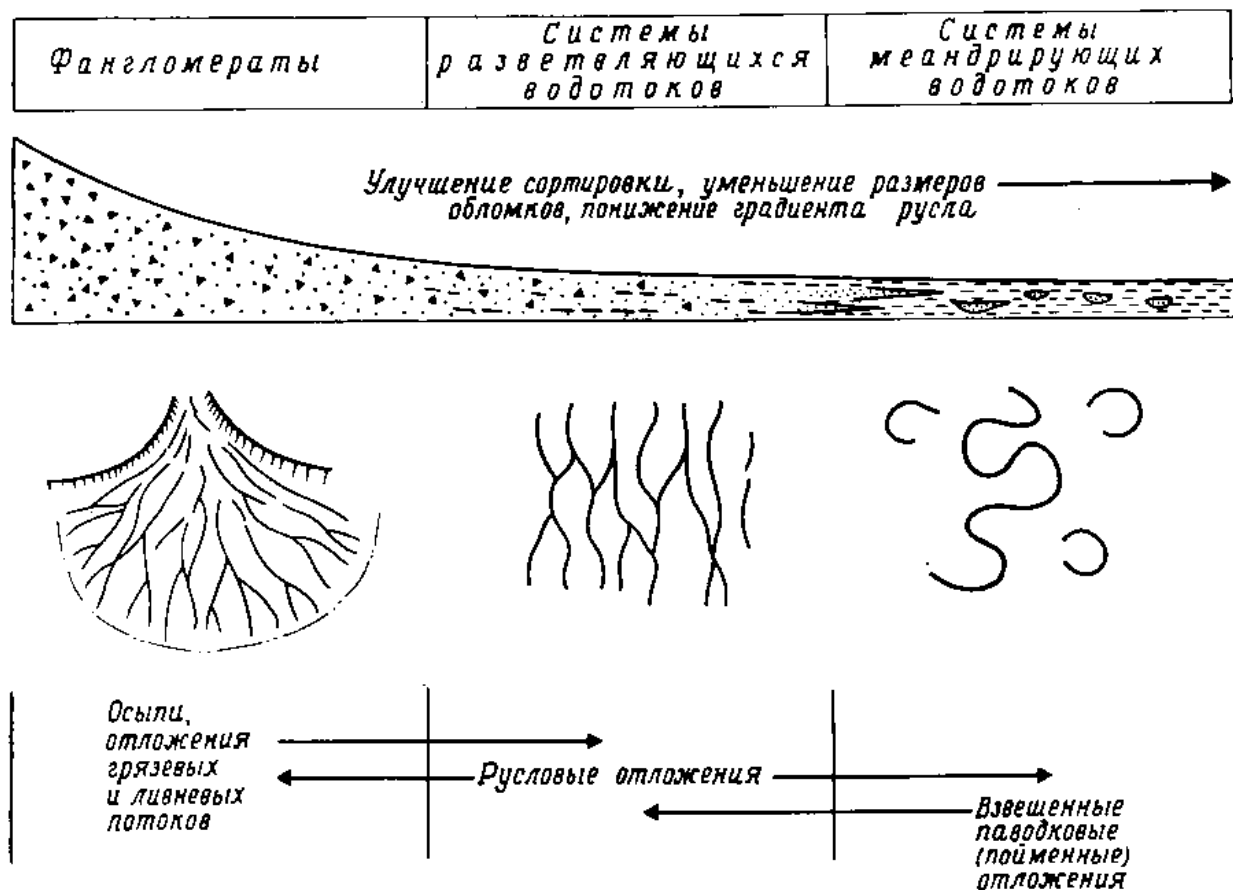


РИС. 2.1. Изменение процессов осадконакопления и характера осадочного материала от пролювиальных конусов к системам разветвляющихся и меандрирующих водотоков [419].

Коллинсон [74] выделил четыре типа отложений аллювиальных конусов:

1. *Отложения обломочных (грязекаменных) потоков* (debris flow deposits). Участок у вершины конуса испытывает воздействие очень плотных и вязких грязевых потоков, достаточно мощных, чтобы переносить глыбовый материал и таким образом образовывать отложения, которые при поверхностном осмотре можно спутать с породами ледникового происхождения (ледниковые глины с глыбами).

2. *Отложения плоскостного смыва* (sheet flood deposits). Не очень хорошо отсортированный песок и гравий, откладываемые при плоскостном смыве, не распространяются далеко от нижнего участка русла. Часто наблюдаются следы размыва, но косая слоистость развита не повсеместно.

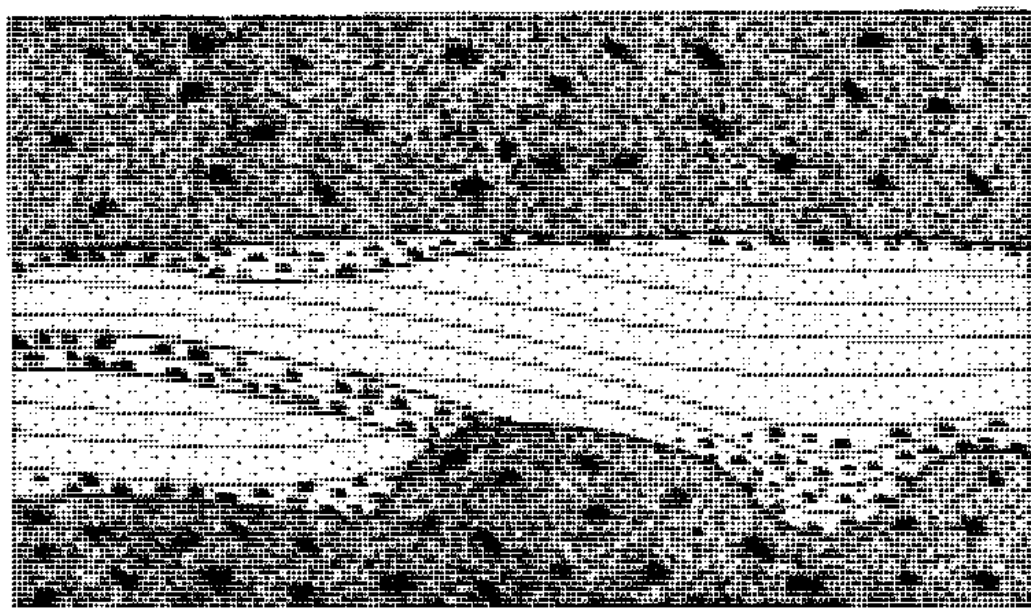
3. *Русловые отложения* (stream channel deposits). Это линзовидные слои плохо отсортированного песка и гравия, отложенные в верхних частях конусов потоками низкой вязкости. Встречаются перекрывающиеся слои более грубого материала; в песчанистых слоях видна косая слоистость. Обычно эти отложения заполняют каналы, прорезающие подстилающие породы.

4. *Ситовые отложения* (sieve deposits). Высокопроницаемые более древние отложения, образующие ложе потока, замедляют течение и уменьшают массу воды, поскольку происходит ее инфильтрация и поверх крупных обломков образуются линзы гравия. Формирующиеся при этом отложения состоят из весьма хорошо отсортированного материала и слабо расслоены. Трещины и борозды в толще обломочной породы в ходе захоронения постепенно заполняются более тонким материалом.

Распознать в стратиграфическом разрезе отложения древних конусов сравнительно просто, поскольку существует мало других типов пород, где встречалось бы такое обилие конгломератов [48]. Слоистые конгломераты с небольшим количеством цемента соответствуют, вероятно, активной деятельности русловых потоков и плоскостному смыву, тогда как неслоистые конгломераты с редкими обломками в глинистом цементе образуются из материала грязевых потоков (рис. 2.2). Уменьшение размера обломков вверх по разрезу происходит, по-видимому, в результате сокращения поступления осадочного материала из-за истощения области размыва. Укрупнение обломков вверх по разрезу встречается реже и вызывается, вероятно, поднятием области размыва и (или) перемещением конусов. Хорошие примеры описаны в торридонских (конец докембрия) породах северо-западной Шотландии [416, 505], пермских породах Восточной Грейландии [73] и триасе северо-западной Шотландии [448].

В нижних частях областей развития аллювиальных отложений преобладают пески, алевроиты и глинистые илы; можно выделить отложения *сильно извилистых* и *слабо извилистых* рек, хотя в природе между ними существуют постепенные переходы [74].

Для слабо извилистых рек характерны разветвляющиеся русла, и их отложения более песчанистые, чем у сильно извилистых рек. Осадконакопление происходит в условиях быстро меняющихся русел, и в оставленных руслах илы откладываются редко; пойма обычно не образуется (рис. 2.3). Текстуры русловых отложений отличаются большим разнообразием. Поперечные *песчаные волны* с большим отношением длины волн к высоте, с непрерывными гребнями и минимальным размывом нижнего (подветренного) борта волны характеризуются пластинчатой косой слоистостью (tabular cross bedding), часто чередующейся со слоистостью ряби. Дюны, характеризующиеся малым отношением длины к высоте, прерывистыми гребнями и глубокими ложбинами на подветренных склонах отличаются мультимодальной (корытообразной) косой слоистостью (trough cross bedding). Флюктуации уровня воды в реке приводят к образованию текстур *размыва и заполнения*, а полого наклонные эро-



1



2

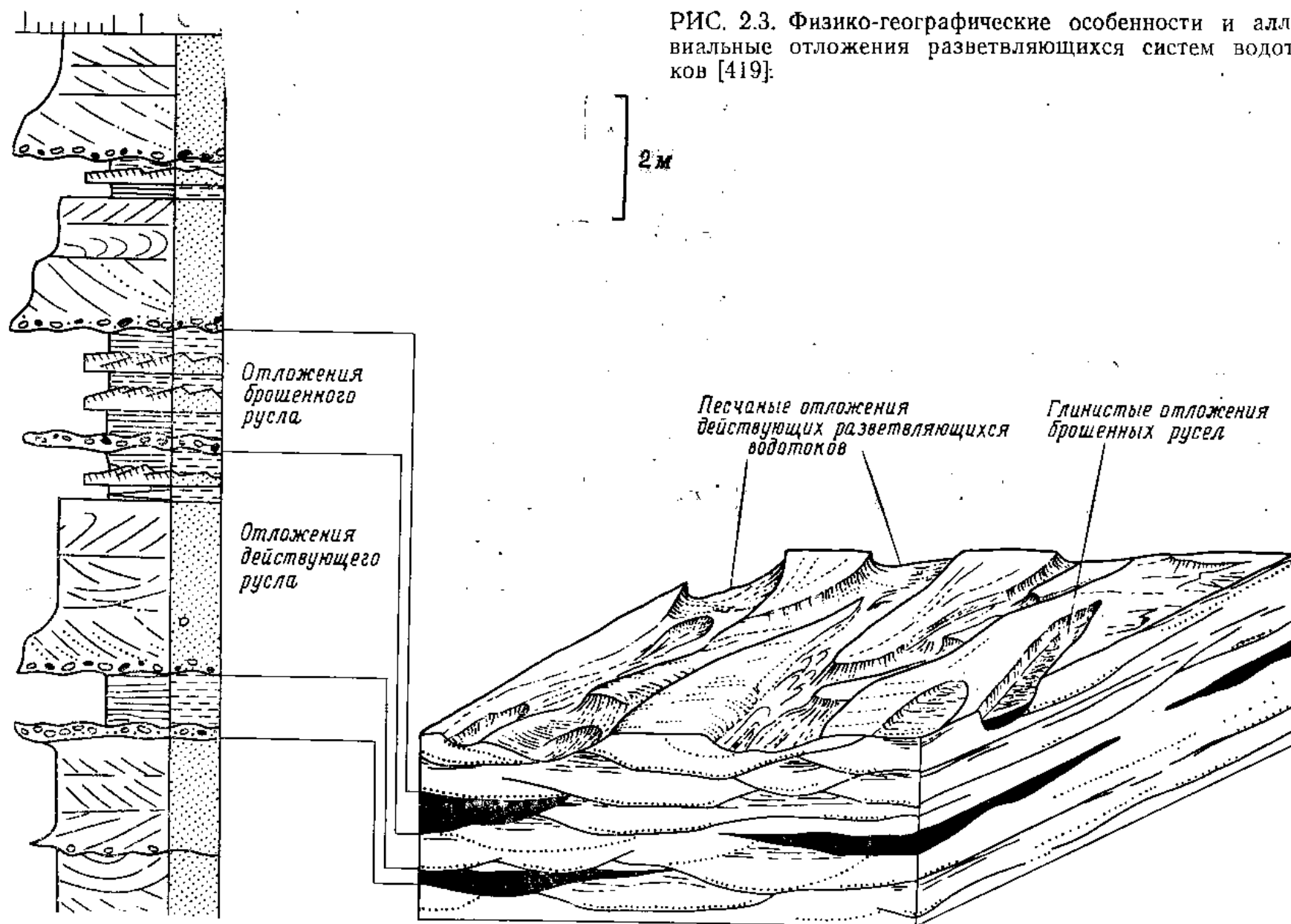
50 см

РИС. 2.2. Текстуры аллювиально-делювиальных отложений [379]. 1 — отложения грязевых потоков; 2 — русловые отложения.

зионные поверхности, известные как «поверхности активизации», могут пересекать косую слоистость.

Сильно извилистые, меандрирующие, реки встречаются в физико-географической обстановке сравнительно небольших уклонов с большим отношением взвешенного твердого стока к массе влекомых наносов и устойчивых берегов при сравнительно ста-

РИС. 2.3. Физико-географические особенности и аллювиальные отложения разветвляющихся систем водотоков [419].



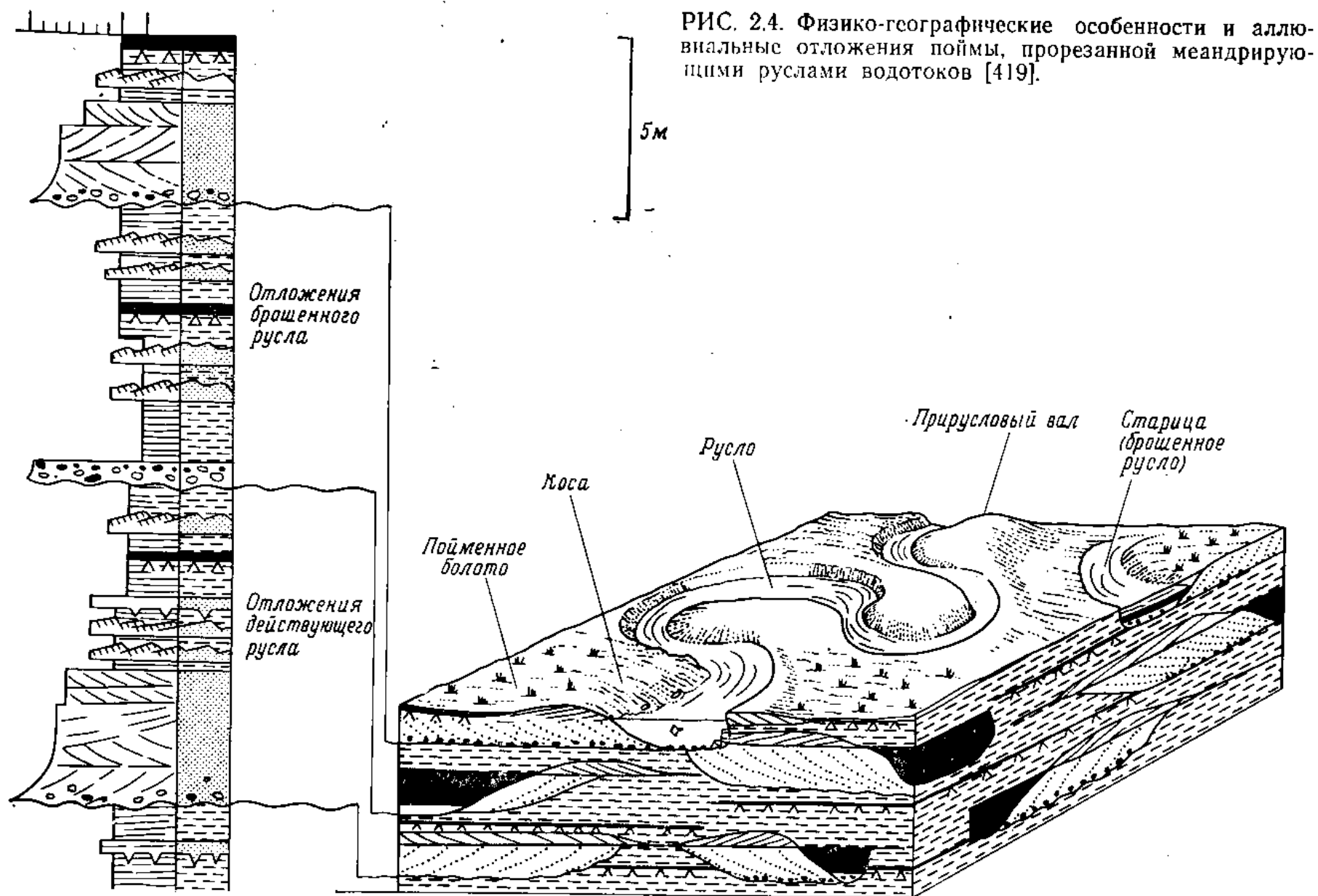
бильном расходе воды. Резко различаются русловые и пойменные условия осадконакопления (рис. 2.4). Периодически во время паводков берега русла в меандрах бывают прорваны, и таким образом участок одного берега отходит к другому берегу — этот процесс называется *авульсией* (avulsion).

Если речные русловые отложения имеют типично песчаный состав, то пойменные отложения более тонкозернистые. Прирусловые валы обычно сложены песками и алевритами, находящимися в разных соотношениях, тогда как за пределами береговых валов илистый и алевритовый материал откладывается эпизодически и медленно во время половодья.

В идеальных условиях максимального расхода воды и хорошо развитого спирального течения боковая миграция русла создает типичные последовательности отложений с уменьшением размера обломков вверх по разрезу (рис. 2.4). Эрозии подвергаются вогнутые берега меандра, а накопление материала происходит на выпуклой стороне — на речных косах (point bars). При латеральном смещении русла образуются валы песков, залегающие на эрозионной поверхности, иногда с остаточными галечниками. Для таких валов характерен переход (вверх по разрезу) от мультимодальной или плоскопараллельной косой слоистости к перекрестной слоистости ряби или параллельной слоистости. Пески в конце концов сменяются более глинистыми *пойменными* отложениями. Местами эти прирусловые валы (overbank deposits) прерываются линзами песков. Линзы возникают при периодических прорывах водой прирусловых валов.

При влажном режиме пойменные отложения местами переходят в болотные, и остатки растительности после захоронения могут постепенно превращаться в торф, лигнит и уголь. Иногда источником сведений о характере древнего растительного покрова могут служить только корненошные слои. При семиаридном или аридном режиме в результате восходящего и нисходящего просачивания, испарения известковых грунтовых вод и осадения из них образуются тонкие слои специфических пород — *калькретов*. Изолированные известковые стяжения могут срастаться, образуя прослой с характерным короблением, брекчированием и сотовой текстурой. Многое еще предстоит узнать относительно образования калькретов, однако ясно, что они образуются очень медленно, в течение многих тысяч лет [169].

Древние пойменные отложения разветвляющихся и меандрирующих водотоков ныне часто обнаруживаются в стратиграфических разрезах. Помимо различий в размерах обломков и осадочной текстуре, с помощью анализа древних течений можно выделить два типа условий осадконакопления. Большой разброс направлений течения, обнаруживаемый при изучении косой слоистости, обычно связывают с сильной извилистостью, а ма-



лый разброс — со слабой извилистостью водотока, хотя вопрос этот, вероятно, более сложен: такие палеонаправления показывают характер движения песчаных валов, а не тип русла. Первым, кто установил, что ставшие теперь классическими разрезы древнего красного песчаника Англо-Валлийской впадины, в которых размер обломков уменьшается кверху, образовались в реках, меандрировавших на пойменной равнине, был Аллен [5], а хорошие примеры отложений, созданных, вероятно, разветвляющимися водотоками, дали Селли [416] и Хьюберт [227] соответственно в описаниях торридонских пород северо-западной Шотландии и триасового комплекса Ньюарк на северо-востоке США.

Древний красный песчаник содержит и хорошо описанные калькретовые горизонты [7]; то же самое отмечено и в триасовых породах Гебридских островов [448] и северо-восточной части США [227]. Хьюберт перечисляет несколько признаков, по которым кальцитовые стяжения калькретовых горизонтов можно отличить от обычных диагенетических конкреций. В описываемых им триасовых отложениях постоянно встречаются отпечатки корней растений (что указывает скорее на семиаридные, чем на аридные климатические условия). Характерные микротекстуры, такие, как педотубулы и кристалларии¹, очень похожи на соответствующие четвертичные образования, и их верхние части нередко оказываются срезанными эрозионными поверхностями. Наличие измененных обломков известняков в вышележащих речных песчаниках доказывает, что калькреты образовались до того, как стала развиваться речная эрозия.

Многие древние аллювиальные отложения окрашены в характерный красный цвет, связанный с присутствием гематита. Теперь твердо установлено, что эта окраска возникла после образования осадка: либо в результате диагенетических реакций, при которых происходило разложение таких минералов, как биотит и роговая обманка, а другие зерна покрывались пленкой гематита (одного из продуктов разложения), либо в результате происходившей впоследствии циркуляции грунтовых вод [403, 483, 495]. Наиболее благоприятные для накопления таких отложений условия — это, вероятно, семиаридный климат и свободная циркуляция грунтовых вод, производящих окисляющее действие.

¹ Pedotubules и crystallaria — термины, предложенные Брюэром (*Brewer R.*, Fabric and mineral analysis of soils, New York, 1964) для цилиндрических пустот в почвенном слое или кристаллических образований, заполняющих эти пустоты. — *Прим. перев.*

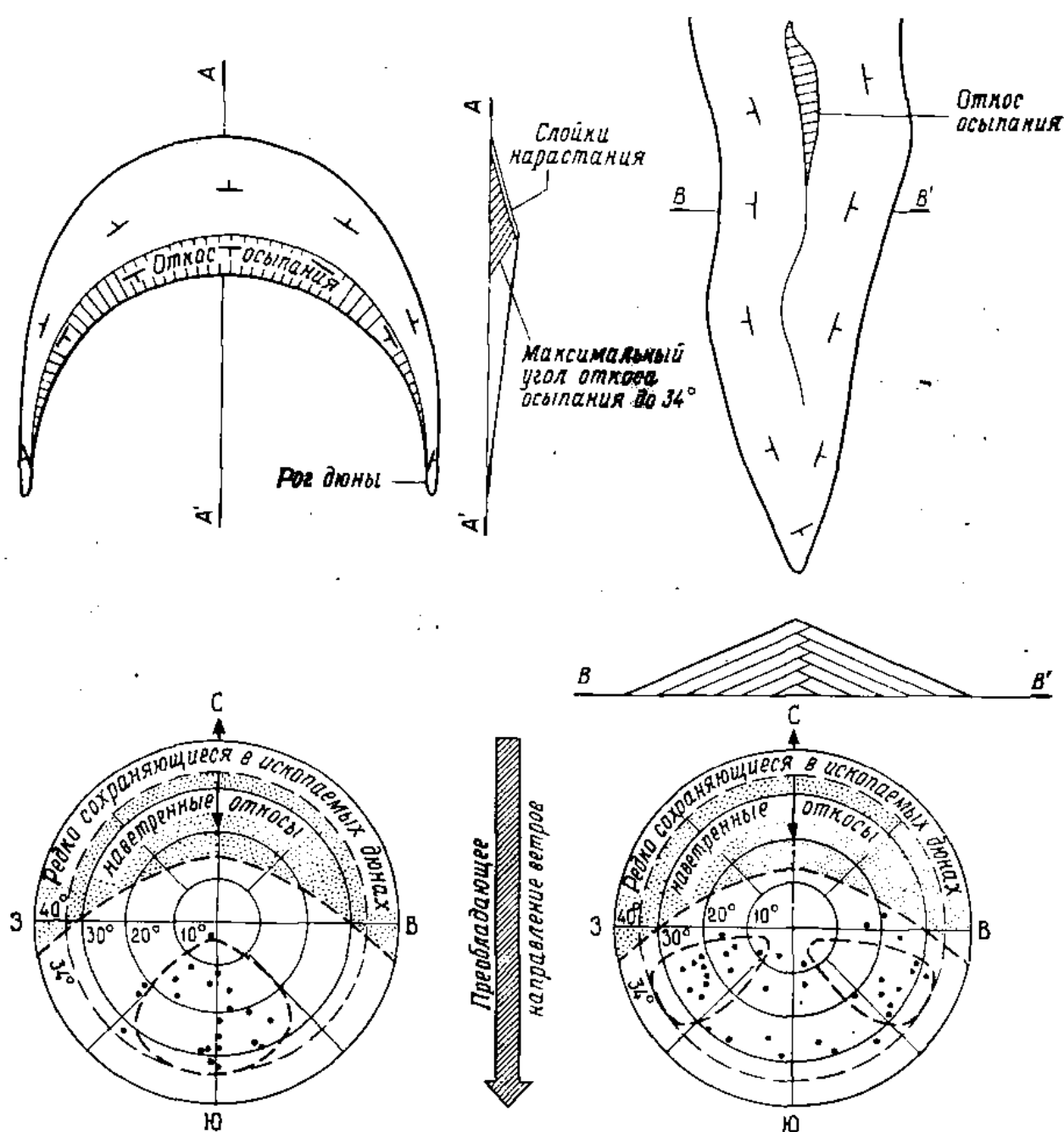


РИС. 2.5. Полярные диаграммы направлений падения слоев в идеальных барханах и стреловидных дюнах [164]. Углы падения достигают 34° только на локально развитых откосах осыпания (разрез BB').

ЭЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В жарких пустынях встречаются различные обстановки осадконакопления, в том числе эловые песчаные моря, аллювиальные конусы выноса, пересыхающие водотоки, плайны, или себхи, т. е. пересыхающие солоиачковые озера (рис. 2.5).

Отложенные ветром пески могут залегать либо в виде горизонтальных пластов, либо в виде мелких и среднего размера косослонистых серий с постоянной ориентировкой слоев (в слу-

4. Преобладает плоскопараллельная косая слоистость.

Пространство между дюнами представляет собой обычно каменистую пустыню со шлифованными оgranенными гальками, поверхность которых покрыта пустынным загаром, образовавшимся в результате совместного действия росы и полировки. Плохо отсортированные отложения с такими ветрогранниками (вентифактами, золовыми гальками), залегающие почти горизонтально, представляют собой, вероятно, результат плоскостного смыва [75].

Горизонтально залегающие солончаковые образования состоят из песчаного, алевроитового и глинистого материала, в котором часто наблюдаются полигональные трещины усыхания, а иногда следы животных и отпечатки капель дождя. Встречаются галит и гипс либо в виде корок, либо в виде желваков и кристаллов, нарушающих текстуру осадочных слоев; могут также присутствовать калькреды.

Обращаясь к стратиграфическим данным, отметим, что пермский красный лежень Северо-Западной Европы и его аналоги, залегающие в Великобритании, представляют собой выдающийся пример комплекса обломочных отложений, сформировавшихся в жаркой пустыне. Этот комплекс занимает впадину размером 2000×500 км, ограниченную на юге горным поясом герцинид; мощность отложений достигает местами 1500 м. Выделены золовые, аллювиальные и солончаковые обстановки осадконакопления, а по косой слоистости ископаемых дюн определено преимущественно восточное направление ветров [165]. Клемменсен [64] приводит пример сочетания крупной косой слоистости с присутствием гипсоносных пород типа отложений себхи как хороший показатель того, что триасовая формация Гипсдален, развитая в Восточной Гренландии, имеет золовое происхождение. Среди других примеров — пермские песчаники Лайонс, штат Колорадо, США [492], и часть верхнеюрских пород штата Нью-Мексико [460].

Прайор [366] оспаривает мнение об золовом происхождении дюнных песков формации Йеллоу-Сандс северо-восточной Англии, эквивалентных части красного лежня. Он утверждает, что бесспорных признаков золовой косой слоистости не существует и что известны крупные дюны и песчаные волны, образующиеся в условиях мелкого моря. Поверхностное растрескивание зерен песка, взятых из этих отложений, Прайор полностью относит на счет диагенетической коррозии и указывает, что зерна очень сильно окатаны, а для всей толщи песков характерна только средняя сортированность со значительной примесью в цементе алевроитового и глинистого материала. Однако он не учитывает полного отсутствия морских окаменелостей (даже следов ползания), недостаток ясных признаков аллювиального

происхождения и тесную связь в разрезе с типичными эвапоритами дехштейна.

Точно так же поставлено под сомнение [446] только эоловое происхождение косослоистых нижнеюрских песчаников Навахо Западного Внутреннего бассейна США. Пласты глинистых сланцев со знаками ряби и волнистым залеганием отдельных горизонтов, ассоциирующиеся с широко развитыми эрозионными поверхностями и карбонатными линзами доломитового состава, указывают на субаквальное происхождение по крайней мере некоторой части этого комплекса. Очевидно, четкую границу между субаэральными и субаквальными условиями провести нельзя.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Хотя озера в настоящее время занимают только около 1 % поверхности континентов, в прошлом они, возможно, были значительно обширнее, так что озерным отложениям следует уделить должное внимание.

Поскольку эти отложения образуются в непроточной воде, их легко отличить от аллювиальных и эоловых пород, но заметить, чем они отличаются от многих морских отложений, не удастся, если нет палеонтологических или геохимических признаков. Так, реки, втекающие в озера, образуют такие же дельты, как и в море; при подходящем гидрогеологическом режиме в озерах могут образоваться турбидиты, а где нет притока терригенного материала — известняки. Базис волн располагается обычно на небольшой глубине из-за слабого нагона, а дельты сохраняют речной облик в результате отсутствия приливов и слабости ветров. В этих условиях дельты оказываются удлинненными, с хорошо развитыми приустьевыми барами [76]. Стратификация воды в озерах — более обычное явление, чем в морях, и это приводит к образованию различного рода отложений с сезонной слоистостью (варвами).

Фауна и флора, дающие более определенные признаки обстановки прошлого, в озерах гораздо менее разнообразны, чем в морских обстановках [358]. Сине-зеленые водоросли, которые могут образовывать строматолиты, обычно имеются в изобилии. Встречаются также диатомовые водоросли, но известковые зеленые водоросли, такие, как *Codiaceae* и *Dasycladaceae*, чрезвычайно редки; багряные водоросли имеют почти исключительно морское происхождение. Двустворчатые, такие, как *Unio*, *Anodonta* и *Corbicula*, и гастроподы, в том числе *Viviparus*, *Valvata*, *Physa*, *Ancylus*, *Planorbis* и *Lymnaea*, типичны для озерной фауны так же, как и некоторые остракоды. Биотурбация — нарушение осадочных текстур организмами — ограничивается

обильными следами жизнедеятельности этой не очень разнообразной фауны.

В жарких засушливых районах озера чаще бывают солеными, чем пресными. В настоящее время в Мертвом море осаждаются гипс и арагонит, а в раннем голоцене отложилось большое количество галита. Состав выпадающих в осадок солей в озерах может существенно отличаться от солей, образующихся при испарении морской воды. В высокощелочных содовых озерах Восточной Африки, например в озере Магади, выпадают большие массы карбоната натрия (троны) вместе с минералами из группы цолитов. В озере Серлс в Калифорнии осаждается сульфат натрия.

Классическим примером древних озерных отложений можно, вероятно, считать эоценовую формацию Грин-Ривер, развитую в Вайоминге и соседних штатах. Она представлена разнообразным комплексом осадочных пород, включающим песчаники, глинистые сланцы, водорослевые и оолитовые известняки и доломиты, что указывает на переменное влияние речного стока и колебания уровня озера [41, 359]. Одна из особенно интересных фаций — сильно битуминозные горючие сланцы, тонкие слои которых уже в 1929 г. были истолкованы в известной работе Бредли [40] как результат ежегодного осаждения глинистого материала. В этих горючих сланцах, битуминозный материал которых образовался в результате разложения планктонных водорослей, среди ископаемой фауны обнаружены превосходно сохранившиеся остатки рыб.

Предположение о наличии варв — главное основание для широко распространенных представлений об озерных условиях осадконакопления. Однако в работе Югстера и Сердама [126] оно отвергается; авторы предлагают модель широкой щелочной наземной плайи (солончаковой полосы), окаймляющей озеро с водой щелочного состава. Их предположение базируется в основном на осадочных текстурах, типичных для условий частого осушения и переноса материала течением, на наличии отложений троны и на повышенном содержании магния в карбонатах. Близкие современные аналоги таких отложений неизвестны.

Еще один хорошо описанный пример озерных отложений — триасовая формация Локатоиг группы Ньюарк на северо-востоке США [481, 482]. Особенно интересная черта этих пород — обилие обогащенного натрием цеолита — анальцима. Частое чередование детритовых и хемогенных прослоев связано с периодическими флюктуациями выпадения дождей. По аналогии с интерпретацией, предлагавшейся Бредли для горючих сланцев Грин-Ривер (эоцен, США), ламиниты девоиской формации Кейтнесс-Флагс северо-восточной Шотландии считаются сезон-

ными слоями, образовавшимися в условиях озера. Другие примеры древних озерных отложений приводятся в работе Маттера и Такера [319].

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Около 10 % земной поверхности в настоящее время покрыто льдом. В основном благодаря интересу к плейстоценовым оледенениям, когда ледяной покров занимал максимальную площадь, около 30 % поверхности, ледниковым отложениям посвящено большое число работ. Тем не менее многое еще предстоит изучить, причем особого интереса заслуживают отложения, образующиеся под ледяным покровом.

Наиболее типичная порода ледникового происхождения — это валунная глина, или *тиль*, но необходимо заметить, что плохо отсортированные неледниковые «смешанные породы», образованные потоками обломочного материала, встречаются как в аллювиальных конусах выноса, так и в отложениях глубоководных конусов. Для выделения пород действительно ледникового происхождения — *тиллитов* (древнего аналога тилей) предложены следующие признаки: наличие экзотических обломков, принесенных из отдаленных мест, штриховка на этих обломках, борозды и серповидные выемки на глыбах, образующих ледниковую мостовую, и, наконец, широкое распространение этих пород. Ледниковое влияние на морское осадконакопление проявляется в *ледовом разносе*, в результате которого крупные обломки, высвободившиеся при таянии айсбергов, оказываются в толще хорошо сортированных пород [120, 141, 202]. Следует помнить, что редкие экзотические гальки в тонкозернистых отложениях могут быть результатом переноса организмами или предметами органического происхождения. Почти определенно это относится к сеноманским зеленым пескам Кембридж в южной Англии.

Флювиогляциальными называют осадки, отложенные талыми водами. Потоки талых вод имеют, как правило, разветвляющийся характер и образуют чередующиеся слои песка и гравия. Вокруг выступающих краев тающего ледника возникает движущийся пролювиально-аллювиальный шлейф, который образует *камы*. Подледниковые и внутриледниковые потоки откладывают извилистые (туфлевидные) скопления песков, известные как *озы* (эскеры). За пределами развития флювиогляциальных отложений тонкозернистый алевроитовый и глинистый материал переносится ветром и откладывается в виде *лёссов*. В ледниковых озерах в результате сезонного притока талых вод образуются тонкие слои алевроитов, чередующиеся с глинистым

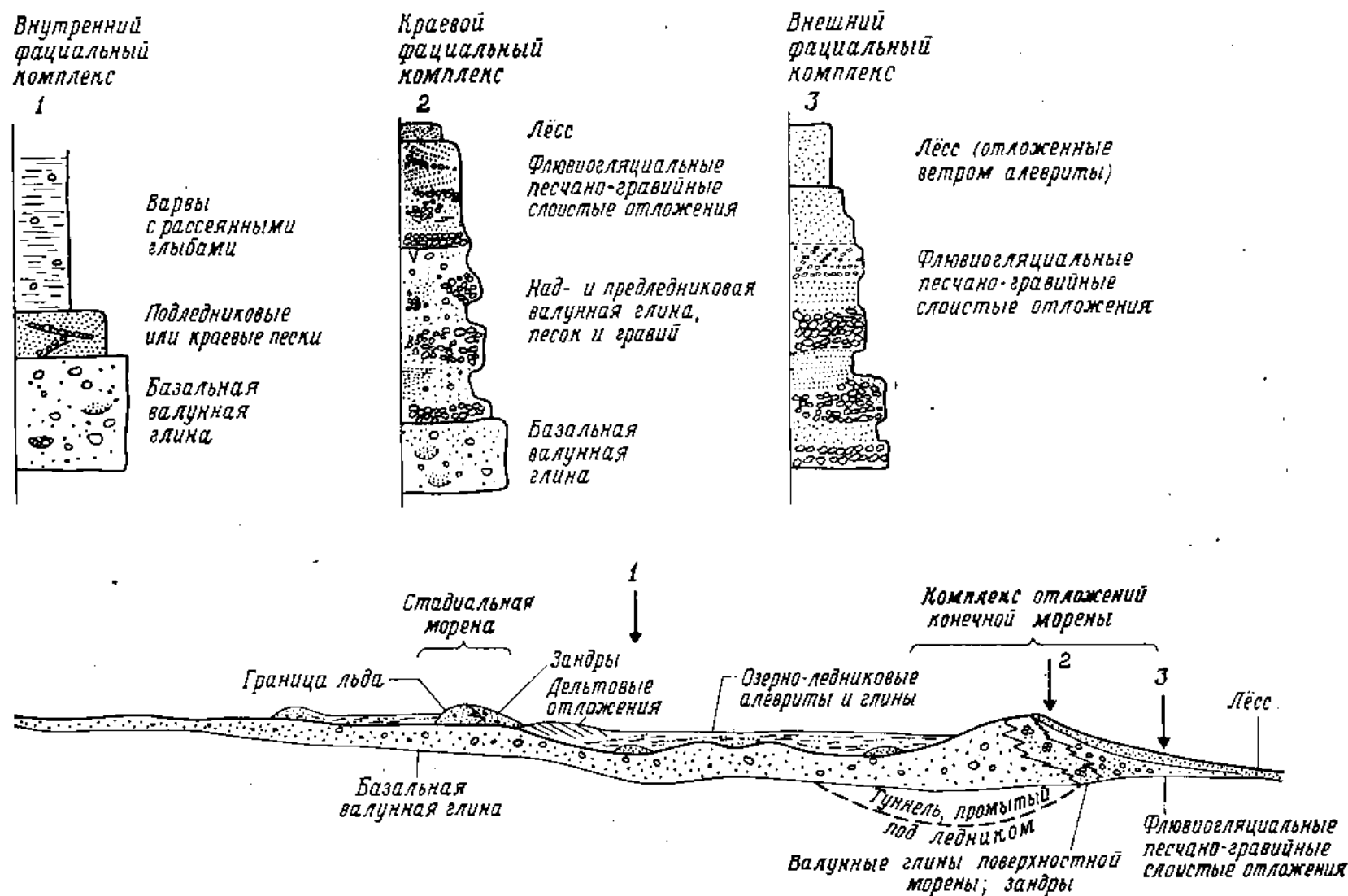


РИС. 2.7. Упрощенная схема фациальных комплексов и последовательности отложений, образующихся при наступании и отступании покровного ледника [120], с изменениями),

материалом, который накапливается в течение всего остального времени, в результате чего возникают типичные варвы.

Выветривание тилей в периоды потепления климата вызывает в них значительные изменения, такие, как растворение карбонатов, частичное растворение силикатов и исчезновение неустойчивых минералов. Образующиеся при этом *гумботили* имеют большое значение для специалистов по стратиграфии плейстоцена. Чередующееся замерзание и оттаивание вызывает появление в ледниковых отложениях морозных трещин, заполненных обломочным материалом, и мелких деформаций.

Обоснованное выделение древних ледниковых отложений почти всегда зависит от изучения всей совокупности фациальных комплексов (рис. 2.7). Массивные и полосчатые валунистые глины, отложенные под ледником, содержат очень разнообразный обломочный материал и могут прослеживаться на расстояние по меньшей мере в несколько километров. Ориентировка длинных осей обломков часто отражает преимущественное направление течения льда и указывает на возможное направление к базису эрозии. Отдельные тела слоистых осадков возникли как отложения подледниковых и внутриледниковых потоков. В результате движения льда могут сминаться в складки подстилающие отложения. Комплекс слоистых конгломератов и песчаников означает, вероятно, результат перемыва отложений разветвляющихся потоков и аллювиальных конусов с образованием *зандров*, тогда как тонкослоистые образования (ламиниты) с отдельными глыбами, упавшими на дно бассейна при ледовом разnose и имеющими случайную ориентировку, характерны для ледниково-морских условий [120].

Что касается доплейстоценовых отложений, то наиболее уверенно выделяются ледниковые отложения позднего карбона и ранней перми, развитые на южных материках и в Индии [88], и позднеордовикские ледниковые породы Сахары [31]. Среди многих свидетельств ледникового происхождения этих пород — штриховка на валунной «мостовой», массивные тиллиты, ламиниты, отложения зандровых конусов выноса, озы, исполиновы котлы и текстуры морозного выветривания. Известны также хорошо документированные ледниковые отложения позднего докембрия [119, 141, 375, 444].

ОТЛОЖЕНИЯ ДЕЛЬТ И БЕРЕГОВЫХ РАВНИН

Четко разделять эти две категории отложений не принято, так как дельты образуют часть береговой равнины. Вместе с тем дельтовые отложения представляют собой особые осадочные образования со значительной сублиторальной составляющей, что отличает их от отложений других частей береговой

равнины, к которым надо относить породы, образовавшиеся в прилиторальной (приливно-отливной) и супралиторальной зонах¹. Эти две зоны во многом соответствуют тому, что иногда называют *паралитической зоной*.

Дельты. Внешняя форма дельт и условия осадконакопления в них зависят от целого ряда факторов, таких, как характер области размыва, климат, скорость прогибания, рельеф, относительный размер реки, влияние волн и приливов. Из этих факторов важнейшими являются, вероятно, гидрологические характеристики, на которых и основана современная классификация дельт. Так, Фишер и др. [133] выделяют *конструктивные* дельты, в которых главную роль играют речные процессы, и *деструктивные* дельты, где преобладает воздействие морских волн и приливов (рис. 2.8). Предложено также трехчленное деление [150] с неизбежным промежуточным звеном: *контролируемые речным стоком*, например, дельты Миссисипи, По, Эбро, Дуная; *контролируемые приливами*, например, дельты Ганга, Брахмапутры, Меконга; *контролируемые морскими волнами*, например, дельты Сенегала, Роны, Сан-Франсиску. На основе многокомпонентного анализа 34 современных дельт и используя главным образом данные о гидрогеологических условиях, рельефе и твердом стоке рек, Колман и Райт [72] построили шесть различных моделей дельт.

Эллиотт [121] подчеркивает, что необходимо различать условия осадконакопления *дельтовой равнины* и *фронтальной зоны* дельты, что приблизительно соответствует участкам дельты, расположенным выше и ниже уровня моря.

Дельтовая равнина содержит действующие и оставленные рукава, выполненные, как правило, песчанистыми отложениями, а площадь между рукавами покрыта тонкозернистым материалом, отложенным во время паводков. Эти участки обычно заболочены; в районах с влажным климатом они залиты водой, которая имеет меньшую соленость по сравнению с морской, но в полузасушливых районах на таких участках могут образовываться калькреды (например, в дельте Эбро) или возникать соленые озера, в которых накапливаются гипс и галит (например, в дельте Нила).

На дельтовых равнинах, контролируемых речным стоком, отдельные рукава меняют свое положение чаще, чем обычные речные русла, и поэтому оставленных рукавов бывает много. Осадочные фации похожи на те, которые образуются в некоторых речных условиях; базальные остаточные отложения сменяются вверх по разрезу более тонкозернистым материалом, но песчаные скопления, соответствующие рукавам дельты, отли-

¹ См. сноску на стр. 22.

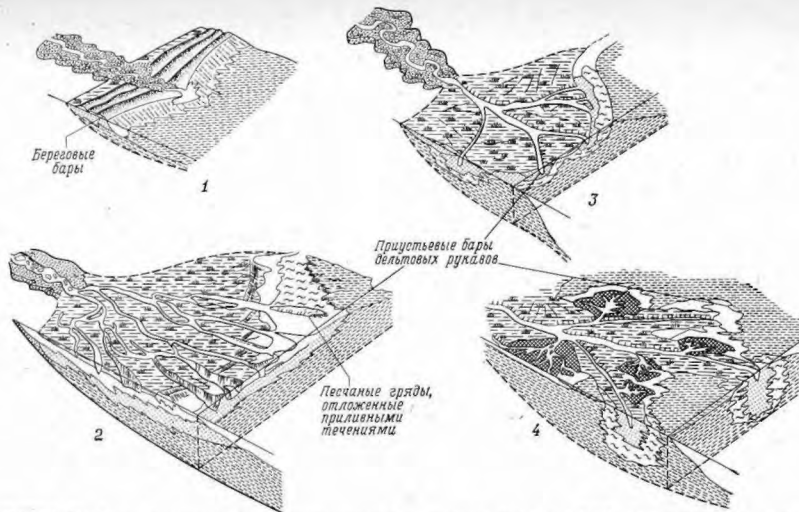


РИС. 2.8. Наиболее характерные типы конструктивных и деструктивных дельт [121]. 1 — деструктивная дельта, контролируемая морскими волнами; 2 — деструктивная дельта, контролируемая приливами; 3 — конструктивная лопастная дельта; 4 — конструктивная выдвинутая дельта.

чаются меньшей величиной отношения ширины к глубине по сравнению с русловым аллювием вследствие частой смены пути течения. Прирусловые валы сложены, как правило, песками со знаками ряби или параллельно-слоистыми песками. Так же как в случае поймы, на участках между рукавами в результате прорыва прирусловых валов возникают пойменные конусы и лопастивидные скопления песка. Последовательность осадков, отлагающихся в таких местах, может быть в деталях очень сложной (рис. 2.9).

Дельтовые равнины, контролируемые приливами, характеризуются более высоким отношением ширины русловых отложений отдельных рукавов к глубине и горизонтально лежащими отложениями приливов, которые будут описаны ниже; признаки речных процессов бывают не очень явными.

На фронте дельты, где несущая способность реки уменьшается, переносимый ею материал осаждается. При вытекании потока с низкой плотностью, например, из дельт Миссисипи и По поверхностные струи речной воды выходят далеко в море, тогда как в случае потока с высокой плотностью речная вода растекается у берега и продвижение фронта дельты оказывается ограниченным. Водные массы одинаковой плотности легко смещаются, в результате чего происходит быстрое отложение осадка. Общая тенденция заключается в том, что грубый материал осаждается обычно близ устьев рукавов дельты, а по мере удаления от берега и увеличения глубины осадки становятся все более тонкими, характерными уже для района *преддельты*.

В результате наращивания (продвижения) дельты образуется последовательность осадков, огрубляющихся вверх по разрезу (рис. 2.10), которая считается типичной для дельт. Однако эта простая картина часто осложняется в основном потому, что поступление осадков сильно варьирует вдоль фронта дельты, а также потому, что скорость осадконакопления и (или) уровень моря со временем меняются.

Миссисипи представляет хороший пример фронта дельты, контролируемого речным стоком: отложение осадков у устьев отдельных рукавов создает там ряд разобщенных серповидных баров, которые вдаются в Мексиканский залив в виде расходящихся *лопастей баровых песков* (*bar finger sands*). Напротив, дельтовые фронты, контролируемые морскими волнами, характеризуются сравнительно прямолинейным пляжем со слабыми искривлениями у рукавов дельты и со сравнительно крутым наклоном. Наращивание происходит вдоль всего фронта дельты и, как правило, приводит к тому, что разрез биотурбированных морских илов кверху сменяется хорошо отсортированными песками со слегка наклонной или параллельной тонкой слоисто-

Отложения затопленной поймы

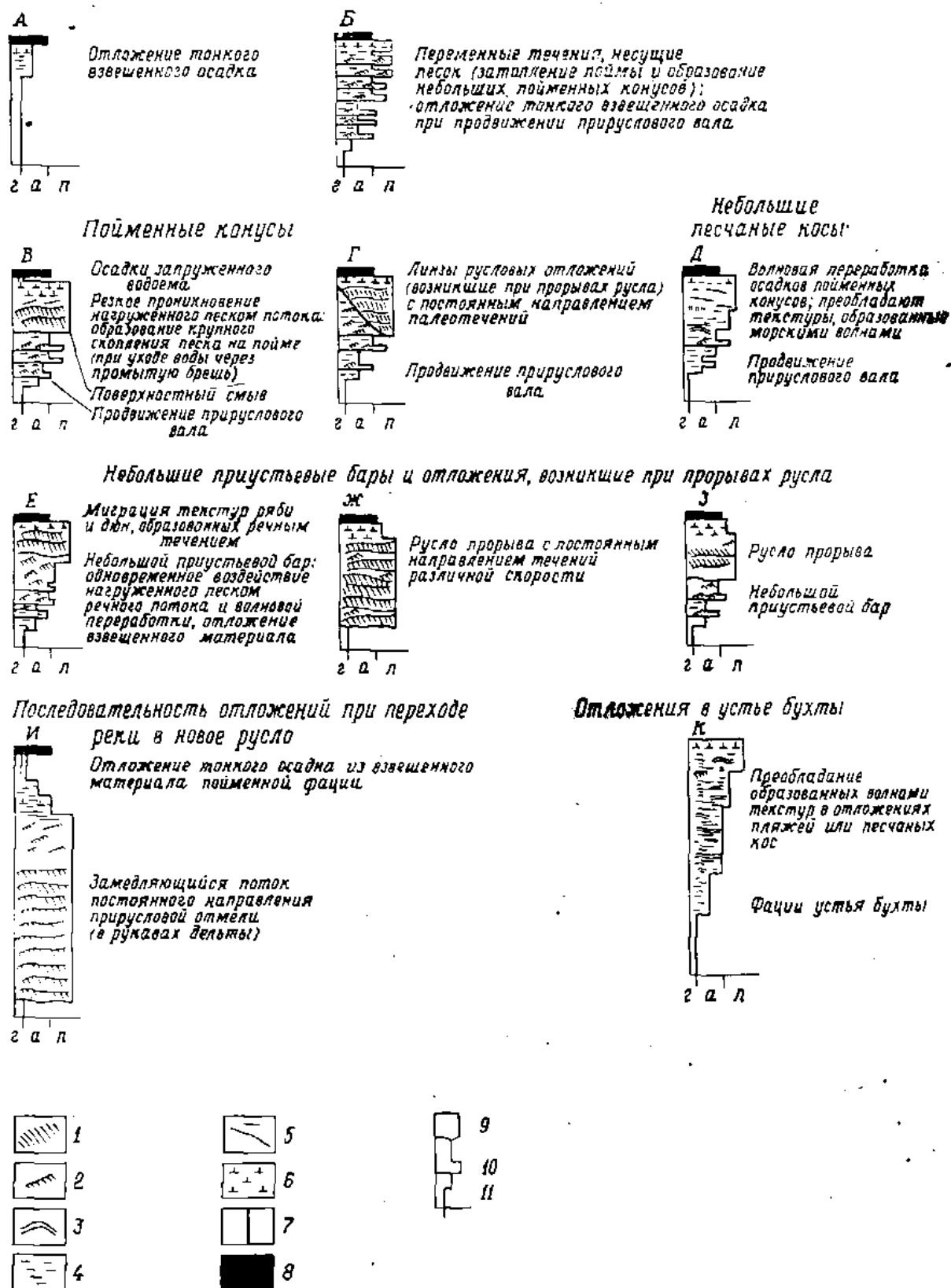


РИС. 2.9. Разрезы осадков, отлагающихся между рукавами дельт, контролируемых речным стоком [121]. г — глина, а — алеврит, л — песок; 1 — косая слоистость узких русел; 2 — асимметричные знаки ряби; 3 — симметричные знаки ряби; 4 — плоская слоистость; 5 — аккреционные поверхности; 6 — коренные слои; 7 — органогенные осадки; 8 — угли; 9 — неровный эрозионный контакт; 10 — плоский эрозионный контакт; 11 — постепенный переход. Мощность отложений на разрезах А — З от 2 до 10 м, на разрезах И, К от 6 до 14 м.

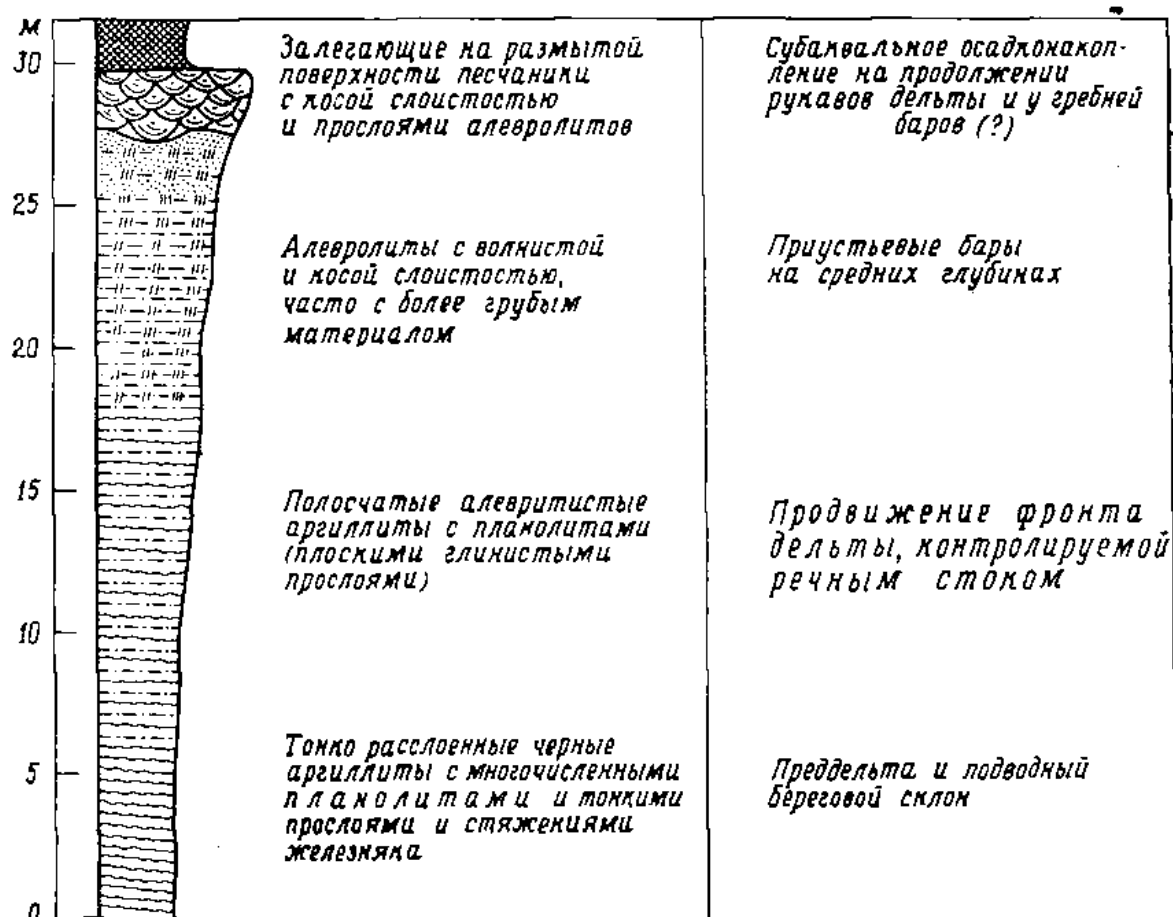


РИС. 2.10. Идеализированный разрез отложений фронтальной зоны дельты, контролируемой речным стоком [121].

стью, характерной для пляжей. Для фронта дельты, контролируемой приливами, типичны расходящиеся от устьев рукавов гряды, образованные приливными течениями, а для осадков характерны такие особенности, как двойная ориентировка корытообразной кривой слоистости и наличие искривленных глинистых прослоев.

Процесс, когда река оставляет свою дельту, начинается с авульсии — прорыва чересчур растянутой системы рукавов, образованной в результате продвижения дельты в морской бассейн. Прогибание и уплотнение осадков продолжают, и в верхней части разреза образуются тонкие слои медленно накапливающихся отложений, имеющих, однако, широкое пространственное распространение. Торфы, образующиеся на береговой полосе, могут быть встречены и ближе к морю: сначала с илами и алевритами, содержащими очень скудную морскую фауну, а затем с фациями открытого моря, заключающими богатую фауну и следы жизнедеятельности организмов. Развитие дельтовых лопастей и резкая смена протоков представляются более характерными для дельт, контролируемых речным стоком, чем для других типов дельт.

Что касается истолкования стратиграфических данных, то Эллотт [121] заявляет, что распознать можно только разрезы дельт, в развитии которых доминировали речные процессы. Однако Хьюберт и др. [228] пытаются доказать это и для случая дельты мелового периода, развивавшейся при доминировавшем влиянии приливов в Западном Внутреннем бассейне США. В хорошо изученных третичных дельтовых отложениях, развитых в США на побережье Мексиканского залива [133] и в каменноугольных отложениях Европы и Северной Америки [121], ясно видны особенности, характерные для речных процессов, в том числе песчаные фации узких прирусловых валов, заполнения каналов прорыва, осадконакопления в оставленных протоках.

Распространенные на большой площади фации оставленной дельты, такие, как углистые прослои, могут служить маркирующими горизонтами и, следовательно, имеют важное значение для реконструкции фациальных комплексов дельтовых отложений (см., например, работу Ферма [128] и рис. 2.11).

Необходимо быть внимательным при выделении отложений рукавов дельты и обычных речных русел. Так, некоторые из хорошо известных косослоистых песчаников намюрской формации Миллстон-Грит в северной Англии, обычно считавшихся дельтовыми, истолкованы Мак-Кейбом весьма убедительно [306] как русловые отложения. Значительно изменились взгляды на происхождение почти столь же знаменитых отложений Мор-Грит батского яруса, развитых на йоркширском побережье [294].

Другие части береговой равнины. На характер отложений береговых равнин за пределами дельт главное влияние оказывают такие факторы, как степень защищенности побережья, амплитуда приливо-отливных колебаний и климат. Для открытых берегов характерны песчаные пляжевые отложения, тогда как на более защищенных участках побережья образуются отложения алевроитов и глинистых илов. На окраинах современных океанских бассейнов приливное воздействие проявляется в той или иной степени почти повсеместно. На большей части побережья приливные колебания составляют 2—4 м (средние приливы), но в некоторых районах этот диапазон бывает меньше 2 м (слабые приливы отмечаются на большей части окраинных районов Северного Ледовитого океана, в Средиземном, Балтийском, Карибском морях, на южном побережье Австралии) или больше 4 м (высокие приливы — на северо-западе Европы, в заливе Фанди, по берегам Восточной Африки, Аргентины, северо-западной Австралии). Образование приливных песчаных гряд возможно только в условиях высоких приливов, а приливные отмели, соленые марши (слабо дренируемые плоские участки

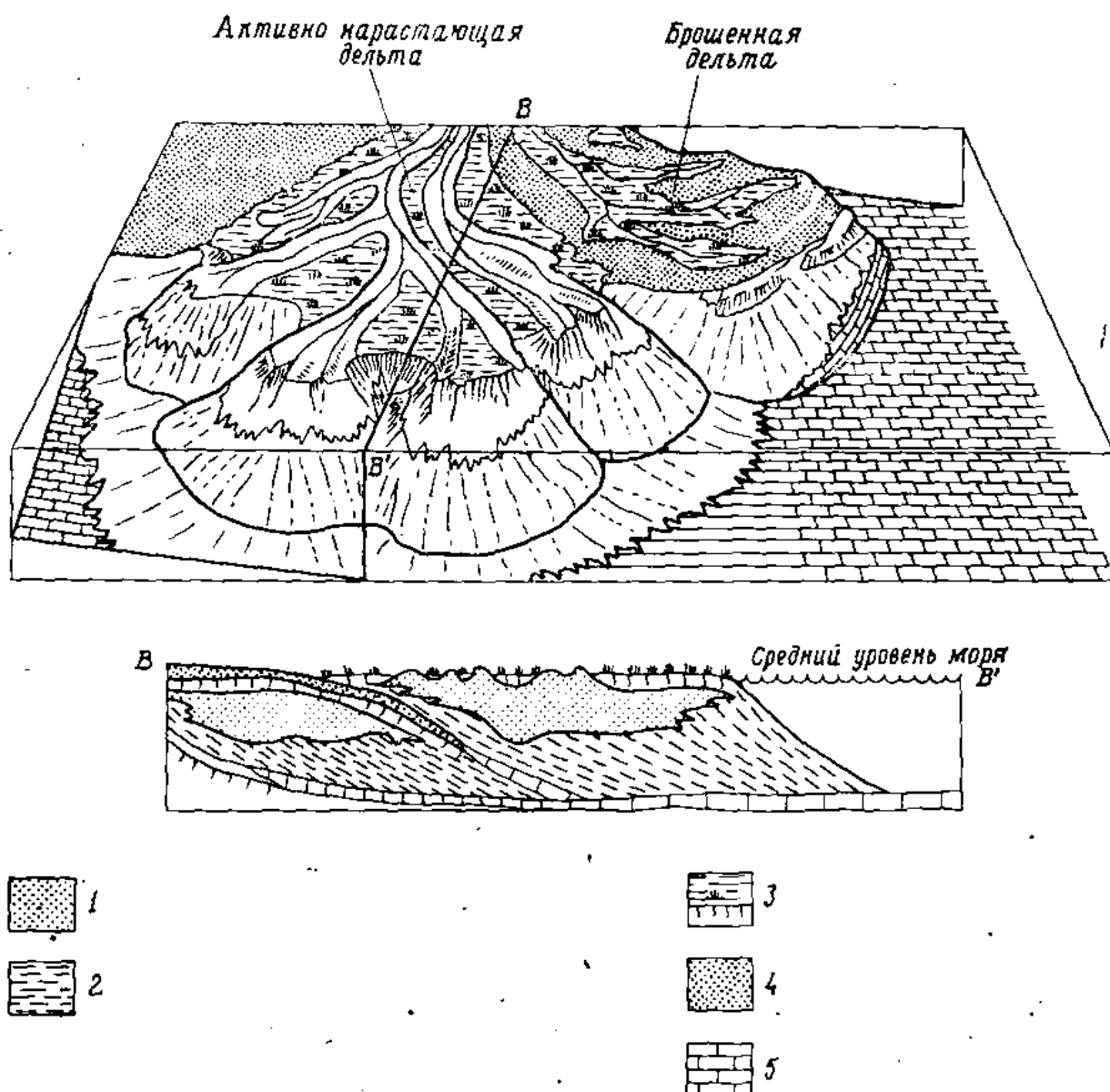


РИС. 2.11. Фации дельт каменноугольного возраста на территории США [128]. Фации дельтовой равнины и дельтового фронта: 1 — песчаники; 2 — алевролиты и аргиллиты. Фации брошенной дельты: 3 — ископаемые почвы, 4 — уголь, 5 — известняки.

морского побережья) и эстуарии типичны для условий как высоких, так и средних приливов.

Песчаные пляжи создаются волновыми процессами; зерна песка, как правило, хорошо отсортированы и окатаны. Принято различать несколько категорий пляжей в зависимости от их расположения относительно уровня моря [122]. *Верхний*, или *тыловой* (backshore), пляж располагается выше уровня прилива и затопляется только во время штормов. За этим пляжем (со стороны суши) могут находиться нанесенные ветром береговые дюны. *Нижний*, или *передний* (foreshore), пляж представляет

собой приливно-отливную зону, где доминирует процесс наката морских волн. При высокой скорости течения воды образуются пласты с текстурами течения, а при низкой скорости возникают преимущественно знаки ряби. В типично пляжевых песках развита параллельная тонкая слоистость со слабым наклоном ($2-3^\circ$) в сторону моря; иногда можно обнаружить локальные плоскости срезания. Редкие прослои, обогащенные тяжелыми минералами, считаются результатом сортировки, происходившей при многократном накате и откате морских волн. *Предфронтальной* зоной пляжа (shoreface) называют часть пляжа, расположенную ниже уровня отлива. В этой зоне условия приближаются к нормальному морскому режиму.

В направлении суши пляж сменяется береговой равниной, которая в условиях влажного климата состоит из соленых маршей с галофитной растительностью. В глинистых или алевроитовых отложениях береговой равнины сохраняются остатки корней, которые и выдают происхождение этих пород. Отдельные песчаные гряды, встречающиеся на болотистых береговых равнинах и развитые в классическом виде на побережье Луизианы, получили название «шеньеры» (chenier). Они образовались, очевидно, в такие эпизоды, когда поступление осадочного материала уменьшалось и главное значение приобретали процессы переработки осадков волнами и течениями. Эти гряды достигают высоты 3 м, ширины до 1000 м и длины до 50 км. В глинисто-алевритовых отложениях они должны сохраняться в виде песчаных прослоев и их следует внимательно изучать, чтобы отличить от узких прирусловых песчаных валов дельты.

Из-за ограниченного распространения пляжевых отложений и большой вероятности их переотложения в результате более поздних трансгрессий и регрессий нельзя ожидать, что подобные фации хорошо распознаются в разрезах древних отложений. Чтобы выяснить, например, не залегает ли встреченный песчаный прослой параллельно предполагаемой береговой линии, необходимо рассмотреть весь фациальный комплекс в целом. Подобный пример описан среди меловых отложений Западного Внутреннего бассейна США, где огрубление материала вверх по разрезу было истолковано как результат изменения обстановки от предфронтальной зоны осадконакопления к условиям нижнего пляжа и эоловых дюн [93].

Лагунными называют чрезвычайно разнообразные обстановки мелководного осадконакопления в бассейне, в той или иной мере отделенном от открытого моря островами или баром. При условиях низких приливов соленость воды там оказывается ненормальной и состав фауны бывает ограниченным из-за слабой связи с морем. Во влажных районах для таких лагун характерна опресненная (солончатая) вода, в засушливых районах —

осолоненная; кроме того, в каждой данной лагуне соленость может значительно меняться от сезона к сезону. В условиях средних приливов соленость воды в лагунах обычно имеет нормальные значения.

Вследствие разнообразия обстановок дальнейшие обобщения делать трудно, но имеет смысл кратко упомянуть об одном из наиболее изученных примеров лагунных отложений — об осадках лагуны Мадре в Техасе [389]. На открытых морским волнам берегах среди песка со знаками ряби встречаются обломки ракушечника (*coquinas*) и оолиты. Наблюдается как горизонтальная, так и косая слоистость. В районах с более спокойной водой образуются илистые отмели (ватты), а также водорослевый ковер; под поверхностью осадков возникают корочки, образованные кристаллами гипса. Для лагуны Мадре, как и для других лагун текасского побережья, характерна ненормальная соленость. Соответственно состав фауны очень беден, но банки *Crassostrea* встречаются довольно часто. Хадсон [229, 230, 232] смог сделать убедительное сопоставление между осадками и фауной заливов текасского побережья и среднеюрскими (батскими) отложениями серии Грейт-Эстьюэрин северо-западной Шотландии.

Там, где приливо-отливная отмель сложена и илистым, и песчаным материалом (как в хорошо изученных районах побережья Северного моря), илы могут залегать выше песков (рис. 2.12), а на участках, где илы и песок перемешаны, наблюдается *флазерная* и *линзовидная* слоистость. Флазерная слоистость (*flaser bedding*) образуется следами ряби с облегающими пленками глины, а линзовидная (*lenticular bedding*) — тонкими песчаными линзами и отдельными следами ряби, заключенными в глинистом или алевритовом материале. Однако ни одна из этих особенностей не является отличительным свойством приливо-отливных отмелей, и нужны более определенные признаки, такие, как концентрация остаточного материала и другие следы размыва при боковой миграции приливо-отливных промоин, перистая косая слоистость типа «рыбьей кости» (*herringbone*) в песчаных отложениях, а также многочисленные поверхности реактивизации.

Интерпретация становится труднее, если песка нет или мало, как в северной части Калифорнийского залива [466]. Река Колорадо в изобилии выносит илистый и алевритовый материал, а благодаря отсутствию значительных барьеров приливные течения проходят через отмели беспрепятственно в виде широкого однородного потока, в результате чего отдельных протоков не возникает. В супралиторальной зоне осаждается соль, а диагенез приводит к образованию красноцветных слоистых пород, которые можно ошибочно принять не за осадки паралической зоны,

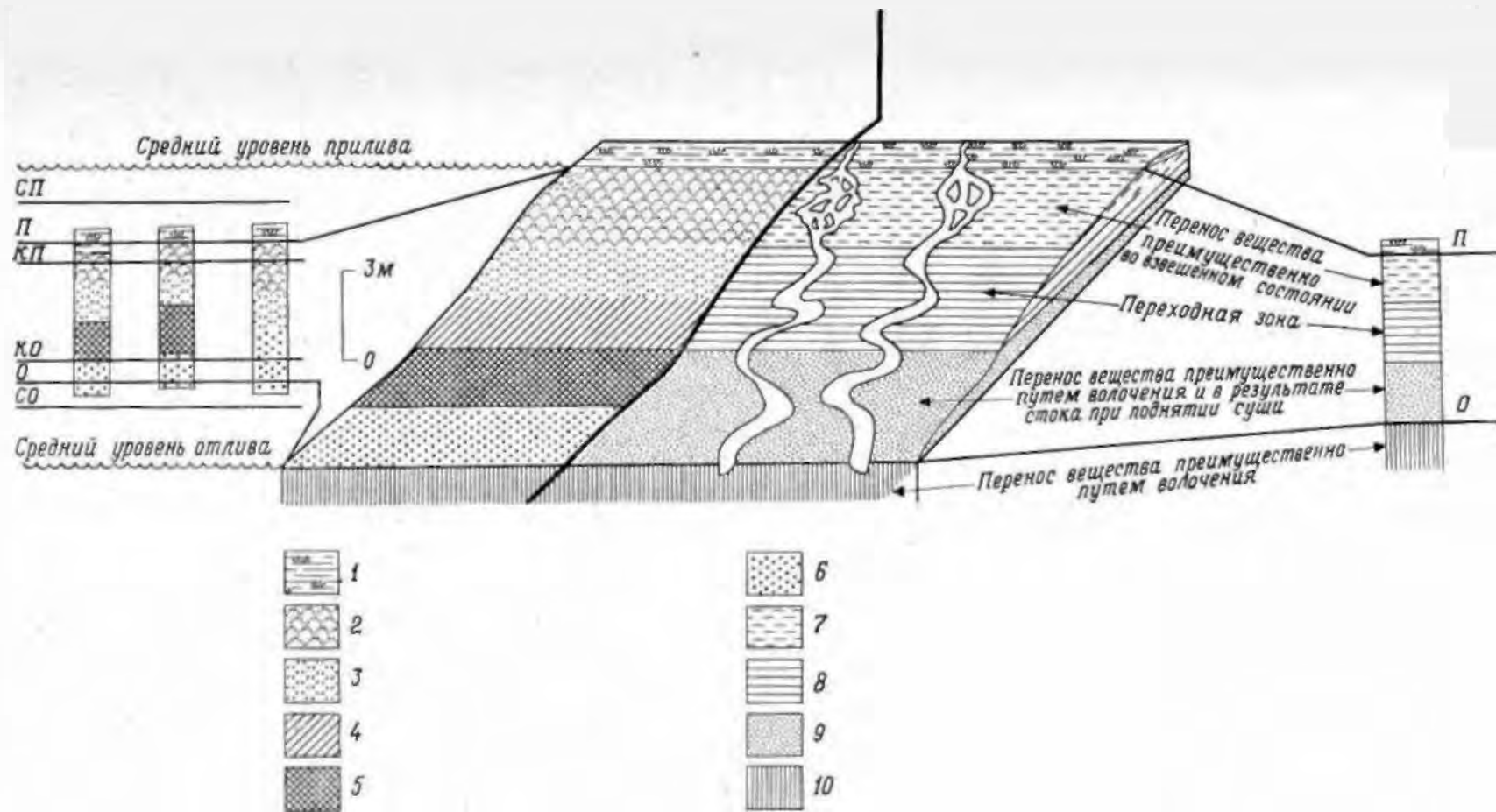


РИС. 2.12. Модель фаций приливо-отливной зоны побережья Северного моря. Для указанных в легенде осадков характерны различные соотношения песчаного и глинистого материала [275]. Слева — модель приливо-отливной отмели залива Уош, Великобритания; справа — модель приливо-отливной отмели южной части Северного моря, побережье Нидерландов и ФРГ. 1 — солёные марши; 2 — высокие илистые отмели; 3 — внутренние песчаные отмели; 4 — песчаные отмели со следами червей *Arenicola*; 5 — низкие илистые отмели; 6 — низкие песчаные отмели; 7 — высокие приливные отмели, глинистые илы; 8 — средние приливные отмели, переслаивание песков и глин; 9 — низкие приливные отмели, пески; 10 — сублиторальные (предфронтальные) пески. Сокращения: СП — уровень сизигийного прилива, П — средний уровень прилива, КП — уровень квадратурного прилива, КО — уровень квадратурного отлива, О — средний уровень отлива, СО — уровень сизигийного отлива.

а за отложения внутриконтинентального бассейна, образовавшиеся в условиях засушливого климата.

Некоторые примеры современных осадков приливно-отливных отмелей и их предполагаемые древние аналоги описаны в работе под редакцией Гинзбурга [162]. Ранее была предложена модель для выделения отложений древних приливно-отливных зон, построенная на примерах по Северному морю [275]. Продвижение таких зон в сторону моря приводит к образованию осадочной серии с более тонким материалом вверх по разрезу, т. е. с переходом от песков к глинам; мощность такой серии позволяет оценить амплитуду прилива. Трудно, однако, понять, как в этой модели учитывается прогибание, уплотнение осадков и влияние эрозии. Если данную серию можно проследживать латерально, то она почти наверняка будет изменяться в мощности. Как выбрать такое место, где будет наилучшее соответствие истинной высоте прилива? Кроме того, модель предполагает постоянство уровня моря, а без независимого временного контроля нельзя определить, сколько времени потребовалось для накопления данной серии отложений.

В настоящее время в прибрежных районах преобладают кремнисто-обломочные (siliciclastic) осадки, но в тех местах, где в море крупные реки не впадают, накапливаются и карбонаты, например в районе Багамских островов, у берегов южной Флориды и Юкатана, у берегов Объединенных Арабских Эмиратов, в заливе Шарк (на западе Австралии) и на некоторых участках западного побережья Шотландии и Ирландии. Эти сравнительно небольшие районы привлекают непропорционально большое внимание, так как в прошлом карбонатные осадки накапливались на гораздо более обширных пространствах.

Важнейшее значение для анализа обстановок осадконакопления прошлого имеют слоистые образования, известные как *строматолиты*. Они образовались в результате периодического захвата минеральных частиц студенистыми скоплениями [Их называют коврами, матами или войлоком.— Перев.] нитевидных сине-зеленых водорослей. Многочисленные примеры строматолитов обнаружены в разрезах древних осадочных пород вплоть до нижнего докембрия [496]. В настоящее время строматолиты формируются, по-видимому, преимущественно в низких широтах.

Большинство специалистов считают строматолиты хорошим признаком литоральных условий осадконакопления. В числе первых исследований, в которых показывалось, как меняется их рост с изменением условий, была работа Логана и др. [301]. Встречающийся в различных обстановках тип латерально связанных между собой куполов, образовавшихся в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей *Collenia*, считается

признаком защищенных приливно-отливных илистых отмелей при малом волновом воздействии. Более резко расчлененные вертикальные столбики *Cryptozoon* образовались, как предполагается, на более открытых илистых отмелях, где соскабливающее действие прибоя препятствовало росту водорослевых матов между резко выступавшими наростами строматолитов (рис. 2.13).

Теперь, однако, известно, что строматолиты могут образовываться в обстановках сублиторального мелководья — на глубине несколько метров [158, 332], так что для установления периодического осушения морского дна требуются дополнительные признаки. В этом отношении важное значение имеет обнаружение трещин и пор усыхания, которые, по Шинну [436], наиболее часты в супралиторальной зоне и никогда не встречаются в сублиторали. После захоронения они заполняются шпатовидным (крупнокристаллическим) кальцитом, в результате чего образуются характерного вида породы, известные под названием известняков «птичий глаз» (birdseye limestones). Горизонты внутриформационной брекчин, формирующиеся при почти одновременном дроблении быстро консолидированных слоистых осадков, — другой пример образований, относящихся, по-видимому, к обстановке открытой приливной зоны. Вывод о такой обстановке делается на основании наличия рассеянных кристаллов гипса, которые в обычных условиях сохраняются в известняках в виде кальцитовых псевдоморфоз [232]. Еще один признак поднятия и осушения — присутствие калькретов в форме вадозных пизолитов [30, 114].

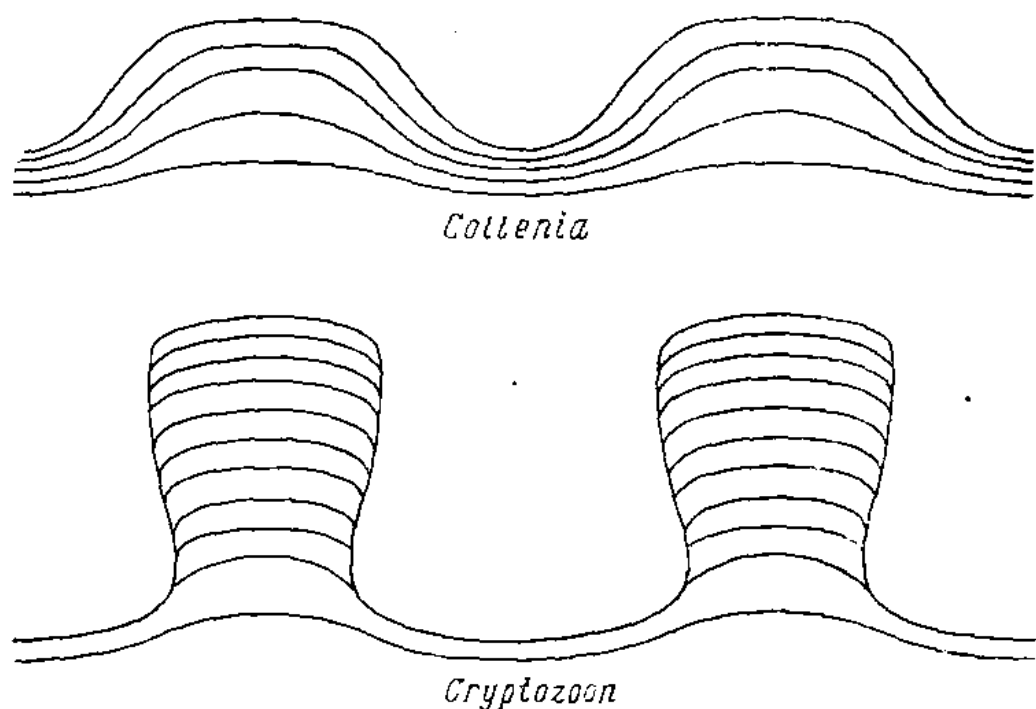


РИС. 2.13. Текстуры строматолитов *Collenia* и *Cryptozoon*.

В супралиторальной зоне, в которой накапливаются карбонаты, местами встречаются рассеянные кристаллы или корки доломита, развившегося по арагониту [22].

В жарких засушливых районах эвапоритовые минералы встречаются часто; например, такие осадки образуются в хорошо изученных береговых себхах Объединенных Арабских Эмиратов на южной стороне Персидского залива [467]. Поровые воды в карбонатных отложениях этих супралиторальных плоских участков побережья сильно минерализованы; в результате испарения поровые воды поднимаются к поверхности. Гипс диагенетически замещается ангидритом, при этом образуются стяжения, которые, срастаясь, создают текстуру «проволочной сетки» ("chickenwire" fabric). Галит встречается в виде эфемерных поверхностных корок, а гипс появляется в виде ромбовидных кристаллов в водорослевых матах верхней части литорали. Разрезы через себху показывают регрессивную последовательность осадков, книзу переходящих в арагонитовые глины, подобные тем, которые отлагаются в сублиторальной зоне в настоящее время (рис. 2.14).

В соленых озерах, временами возникающих в супралиторальной зоне, может осаждаться галит. Петрографическое изучение кристаллов поваренной соли, образовавшейся в таких озерах на побережье Нижней Калифорнии, показало их четкую шевронную текстуру [429].

Впервые убедительное сопоставление осадков себхи южного побережья Персидского залива с разрезом известняков, содержащих строматолиты и желвачный ангидрит, нижнего пурбека (верхние горизонты юры) южной Англии сделал в 1966 г. Ширман [428]. Ангидрит был обнаружен в керне буровой скважины. Там, где данные породы выходят на поверхность, например в графстве Дорсетшир, минералы сульфата кальция замещены псевдоморфозами кальцита [501]; встречаются также брекчии растворения. Ширман и другие исследователи утверждают, что отложения древней себхи распознаются и в гораздо более мощных эвапоритовых толщах, например в девонских породах впадины Элк-Пойнт в Западной Канаде. Этот вопрос рассмотрен более подробно в гл. 5.

В заключение этой главы укажем на возможные опасности, подстерегающие тех, кто занимается фаціальным анализом. Сделаем мы это на примере работы профессора Перса Аллена, который посвятил всю свою деятельность борьбе за выяснение условий образования вельда южной Англии — мощного нижнемелового комплекса неморских песчаников и глин. После многих лет напряженной работы он пришел, казалось бы, к правдоподобной модели геологического развития. Эта модель предполагала чередование ряда трансгрессий и регрессий, обусловленных эвстати-

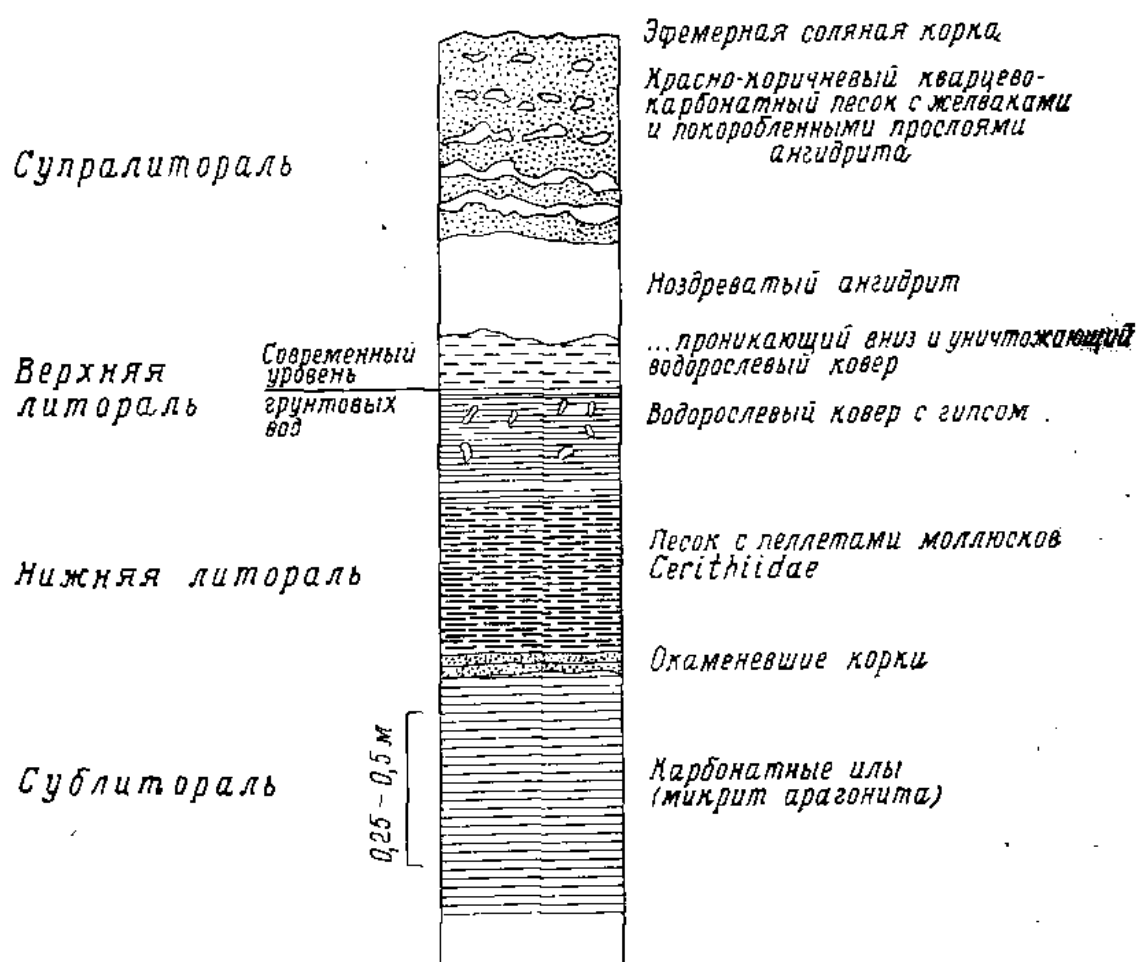


РИС. 2.14. Типичный регрессивный разрез себхи в районе Абу-Даби, Объединенные Арабские Эмираты [467].

ческими колебаниями уровня океана, причем регрессии приводили к продвижению дельтовых песков от какого-то северного источника в район распространения озерных глин.

Со временем стали появляться какие-то несуразные данные, которые Аллен никак не мог согласовать со своей моделью, и это приводило его во все большее раздражение. Обнаруживались признаки как морского, так и речного осадконакопления, распространявшегося с севера. Оказалось, что выделенные Алленом «преддельтовые» глины, отложенные якобы в открытом море, содержат остатки хвощей и следы хождения динозавров! Галечники предполагаемых верхних участков дельт стали рассматриваться как проявления эпизодов значительного поднятия и размыва внутренних областей суши. Посетив Индию и осмотрев там современные речные отложения, Аллен пришел к совершенно новой интерпретации условий отложения нижнемеловых пород южной Англии [8].

Теперь он решил, что глубина бассейна осадконакопления никогда не превышала 10 м, а обычно была меньше 2 м, причем в более глубокой воде откладывались скорее пески, нежели илы.

Условия накопления вельда стали рисоваться как обстановка прибрежно-аллювиальной илистой равнины с небольшими пресными озерами, солончатыми лагунами и пересекающими ее каналами, заполненными илистым и песчаным материалом. Северные районы периодически испытывали поднятие, при этом резко возрастал уклон рек, и мощные потоки, обильно нагруженные обломочным материалом, создавали у подошвы ближайших возвышенностей песчаные шлейфы.

Изменение Алленом своих взглядов повлекло за собой «дискуссию», опубликованную вместе с его статьей [8]. Основное содержание этой дискуссии представлено здесь в виде парадокса на стихотворение «Папа Вильям» из «Алисы в стране чудес», да простит нам Льюис Кэрролл эту шутку.

Д-р Б. У. Селлвуд и д-р Л. Б. Холстед обращаются к профессору Аллену:

Папа Аллен, ты стар, чтоб в игрушки играть!
Сколько будешь морочить нас вельдом?
Вверх ногами поставил его ты опять —
Вариант этот будет последним?

А профессор им отвечает:

Был я молод, всему объяснение искал,
Но поддержан никем, друзья, не был.
Делал смелые выводы, жаждал похвал, —
Оказалось, попал пальцем в небо.

Где хотел я, там море плескалось тогда,
С экстазией был полный порядок,
Но потом с моей схемой случилась беда:
Наследил динозавр, где не надо.

Был, коллеги, я молод — дразнил стариков.
Годы шли, потрастил я силы,
И теперь лишь о вельде я думать готов —
Об илах и песках, сердцу милых.

Мораль этой притчи состоит, несомненно, в том, что и перед породами, которые кажутся хорошо известными, мы должны сохранить скромность и научную честность, — пусть даже это будет выглядеть как признание того, что когда-то мы можем и ошибиться.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ ОТКРЫТОГО МОРЯ

Изучение морских отложений и содержащихся в них остатков организмов представляет бóльшие трудности, чем анализ осадков континентов и континентальных окраин. Причин здесь несколько. Морские осадки менее доступны, так как они полностью находятся под водой, и их приходится исследовать по образцам, добытым при помощи драги или грунтовой трубки, с привлечением подводной фотографии и акустических методов изучения крупных структурных форм. В ограниченных по площади районах пронизываемого для солнечных лучей мелководья можно проводить и непосредственные наблюдения, погружаясь для этого на морское дно (с аквалангами или в специальных аппаратах). Большие области континентального шельфа покрыты плейстоценовыми реликтовыми песками, что осложняет непосредственное сопоставление осадков с современным гидрологическим режимом. Кроме того, гидрологические процессы, в частности приливы, прибой и штормы на мелководье и турбидитные потоки на больших глубинах носят сложный характер, а образованные физическими явлениями осадочные текстуры на мелководье часто оказываются уничтоженными в результате интенсивной переработки донными организмами. Тем не менее в последние годы о морских условиях осадконакопления удалось узнать достаточно много, чтобы подтвердить некоторые хорошо обоснованные обобщения, давно используемые для интерпретации древних морских отложений.

Принято различать мелководные морские, или *неритовые*, отложения континентального шельфа и отложения подводного склона, обычно более глубоководные, относящиеся главным образом к батимальной и абиссальной зонам; помимо этого, среди морских отложений выделяют кремнисто-обломочные и карбонатные породы.

МЕЛКОВОДНЫЕ МОРСКИЕ РЕЖИМЫ

Нормальные прибрежные и настоящие морские районы кремнисто-обломочного осадконакопления. Большая часть площади современного континентального шельфа покрыта чехлом

кремнисто-обломочных осадков. Чаще всего во внешней зоне шельфа встречается реликтовый песчаный чехол доголоценовых отложений, не соответствующий процессам, действующим ныне, а на внутреннем шельфе, ближе к берегу, располагается песчаная призма пляжей, предфронтальной зоны и береговых баров. Нередко верхняя часть шельфа бывает покрыта илистыми осадками, располагающимися ближе к берегу, чем реликтовые пески, но иногда илистый чехол покрывает весь шельф или только его внешнюю зону. Непосредственное поступление осадков из рек не играет значительной роли, за исключением приустьевых участков крупнейших рек, таких, как Амазонка, Миссисипи и Ганг—Брахмапутра, где илистые осадки покрывают шельф на всю его ширину. Некоторые эстуарии получают осадочный материал со стороны моря [251].

Бентосная биомасса в наибольшей степени сосредоточена на континентальном шельфе, где она составляет $150\text{--}500\text{ г/м}^2$, тогда как на абиссальных равнинах всего лишь 1 г/м^2 [322]. Скопления бентосных организмов оказывают большое воздействие на изменение осадочного материала. Там, где таких организмов мало: в подвижном субстрате или на его поверхности, по которой происходит активная транспортировка влекомых наносов,— тонкозернистые отложения характеризуются большей сохранностью и содержат богатую фауну. Осадочный материал поступает в большом количестве, а постоянная переработка организмами и флокуляция (слипание коллоидных частиц) нарушают стабильность верхнего слоя осадков (измеряемого первыми сантиметрами) — осадок приобретает тиксотропные свойства [380]. С другой стороны, морская трава, водоросли и органические поверхностные пленки могут оказывать стабилизирующее действие.

Скорость приливного течения тесно связана с высотой прилива и достигает наибольших значений там, где происходит резонансное усиление приливов, как, например, в заливе Фанди (атлантическое побережье Канады). Этот залив известен самыми высокими в мире приливами, достигающими 15 м, при этом скорость приливного течения составляет $1\text{--}2\text{ м/с}$. При высоте прилива 3—4 м наблюдаются скорости $60\text{--}100\text{ см/с}$. Все большее значение придается влиянию отдельных штормов на осадконакопление; появилась теория, в которой штормовые условия противопоставляются условиям спокойного моря [458]. Таким образом, имеет смысл различать условия шельфового осадконакопления, *контролируемые приливами*, и условия шельфового осадконакопления, *контролируемые штормами* [251].

Характерная черта шельфового осадконакопления, контролируемого приливами,— большая высота приливов (больше 3—4 м), как в частично изолированных морях и заливах, например

на северо-западе Европы, в Персидском и Калифорнийском заливах. В результате переотложения голоценовых осадков возникают особые формы рельефа дна шельфа, такие, как *песчаные волны* и *песчаные гряды*. Песчаные волны имеют прямолинейные гребни и располагаются поперек течения. Наиболее тщательно они изучались на юге Северного моря, где они имеют высоту чаще всего 3—15 м и ширину 150—500 м. Песчаные гряды (грядовые пески), напротив, располагаются параллельно направлению течения и имеют большие размеры. В южной части Северного моря их высота составляет 10—40 м, ширина 1—2 км, а длина достигает 60 км. В обеих формах развита косая слоистость.

На более обширных участках шельфа, где осадконакопление контролируется штормами, а высота прилива редко превышает 2—3 м, значительным источником энергии служат морские волны, образуемые ветром. Скорость приливного течения меньше 30 см/с, а скорость течений, создаваемых ветром, достигает 70 см/с. Грядовые пески встречаются на открытых участках шельфа, например на Атлантическом шельфе США; их не бывает в более защищенных водоемах с менее сильным волнением, например в Мексиканском заливе. Песчаные гряды могут иметь такую же форму и такое же происхождение, как и на приливном шельфе, но дюны и песчаные волны на склонах гряд встречаются только в морях, подверженных сильному приливам; в морях, где главную роль играют штормы, песчаные волны имеют второстепенное значение. Джонсон [251] считает, что перемещение больших масс песка и развитие дюн, песчаных волн и гряд, создающее широко распространенную косую слоистость, происходит в основном в морях, где преобладают приливные процессы, но мне приходилось видеть крупные подводные барханы, образованные ураганами в районе Большой Багамской банки, где высота прилива незначительна.

В спокойной, обычно более глубоководной, обстановке пески сменяются илами; в илистой основной массе можно встретить отдельные песчаные образования либо в виде отложенных при штормах прослоев, либо, если поступление песка недостаточно, в виде «замирающей ряби» с флазерной и линзовидной слоистостью. Часто, однако, пески и илы перемешаны в результате биотурбации. И это тоже характерная черта, так как данная фашия с ее контрастным литологическим составом идеальна для сохранения ископаемых следов органической жизни. Различные типы неорганических осадочных текстур, могущие сохраниться в разрезах древних толщ, показаны на рис. 3.1. Косая слоистость волновой ряби представляет собой характерный тип текстуры песчаных отложений мелководных морей (рис. 3.2). Знаки волновой ряби нелегко отличить от текстур, образованных тече-

Фашии	Субфашии	Типичный разрез	Внутренняя текстура	Содерж. песка	Мощ. слоев или серий	Предполагаемые процессы, примечания
Песчаные	Косо-слоистые		Пластинчатая (косая) хорьто-слоистая образная	90-100 %	~10-200 см	Диагональные слои, меняющиеся по толщине и мощности. Характеризуют условия образования дна, гигантской ряби (хорьтообразные серии) и песчаных волн (пластинчатые серии)
	Параллельно-слоистые		Параллельная и слабо наклонная тонкая слоистость		Изменяющаяся	Образованная волнами и течениями тонкая слоистость связана с условиями высокой энергии
	С тонкой косой слоистостью		Тонкая косая слоистость		1-5 см	Тонкая косая слоистость различного облика, в зависимости от типа ряби: воздействие течений, смешение потоков и волновая рябь
Промежуточные	С преобладанием песков		Параллельная тонкая слоистость	75-90 %	5-20 см (макс. 200 см)	Чередование параллельно и косо-слоистых покровных песчаников. Толстослоистые покровные песчанники могут составлять 20-30% объема субфашии. По семейству развиты постеленные переходы
			Параллельная и косая тонкая слоистость		5-20 см (макс. 200 см)	
			Пологая и крутая тонкая слоистость		5-20 см (макс. 50 см)	
			Отдельные серии с пластинчатой косой слоистостью		5-20 см (макс. 50 см)	
			Флазерная слоистость в песках		1-5 см	
	Смешанные		Параллельная тонкая слоистость	50-75 %	1-10 см	Преимущественно песчанники со знаками ряби и аргиллиты с подчиненными прослоями параллельно-слоистых покровных песчанников
			Параллельная и косая тонкая слоистость		1-10 см	
			Пологая тонкая слоистость		1-10 см	
			Флазерная волнистая слоистость		1-3 см	
	С преобладанием глинистых илов		Параллельная тонкая слоистость	10-50 %	1-5 см	Преимущественно линзовидная слоистость с редкими прослоями покровных песчанников (5-10%)
			Параллельная и косая тонкая слоистость		1-5 см	
			Линзовидная слоистость		1-3 см	
Илистые	а		Ритмические песчаные и (или) ракушечные прослои	0-10 %	0,1-2 см	Преобладают глинистые илы с тонкими песчаными прослоями и узкими песчано-алевритовыми линзами. Весь материал отложен из взвеси
	б		Глинистые илы		< 0,5 см	Воздействие волн и течений только при редких штормах. Интенсивная биотурбация; остатки бентоса-на месте обитания или несколько перемещены

РИС. 3.1. Фацциальная схема кремнисто-обломочных осадков сублиторальной зоны [251].

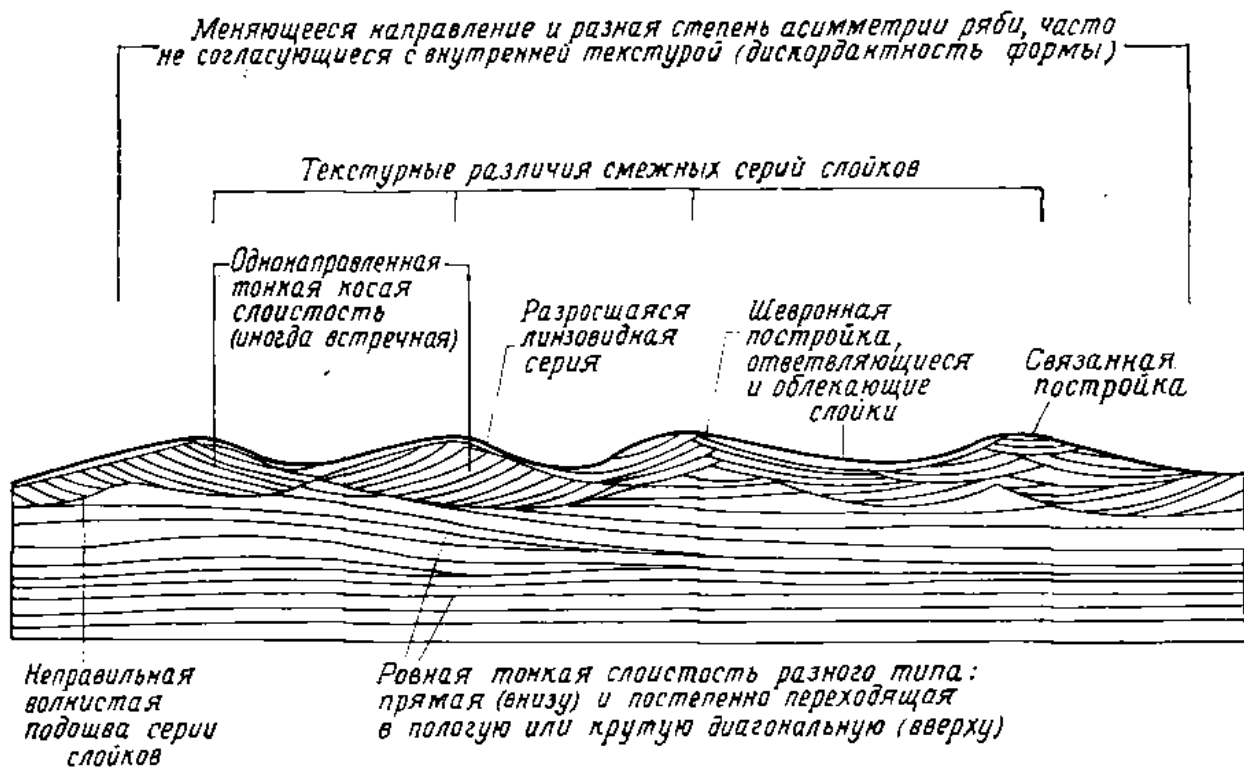


РИС. 3.2. Общие особенности, характерные для тонкой косой слоистости волновой ряби [98].

ниями, особенно тогда, когда эти два процесса взаимодействуют (а это наблюдается часто).

Одно из немногих исследований, в которых одинаково пристальное внимание уделено и осадочному материалу, и фауне песчаного мелководья, посвящено береговым районам Джорджии [217]. На поперечном профиле через этот район выделено несколько зон, характеризующихся рядом особенностей, которые могут сохраниться в ископаемом состоянии.

Тыловой пляж (backshore beach). К этой зоне относятся тонкослоистые пески со знаками ряби и слабыми проявлениями биотурбации, что связано с малым разнообразием и малой плотностью макробентоса; встречаются, однако, норы краба *Ocypode*.

Передний пляж (foreshore beach). Осадки состоят из чистого мелкого песка, который залегает, как правило, полого наклоненными к морю сериями, состоящими из параллельных и субпараллельных слойков. Кроме того, имеются системы мелких гряд и промывы с меняющимся падением слоев, знаками ряби, волнистым залеганием и скоплениями раковин, которые, надо полагать, не обладают высоким потенциалом сохранности. Фауна характеризуется малым разнообразием и высокой плотностью. Осадки слабо биотурбированы; имеются норы десятиногого рака *Callinassa*.

Предфронтальная зона пляжа (shoreface). Здесь также распространен чистый мелкий песок, образующий параллельные и

субпараллельные тонкослоистые серии в интервале 0—1 м ниже среднего уровня отлива и серии с тонкой рябью в интервале 1—2 м ниже среднего уровня отлива. Это отложения, свойственные обстановке с высокой энергией и интенсивным турбулентным воздействием волн. Для фауны характерно малое число видов и малая плотность; проявлений биотурбации нет.

Верхняя часть подводного берегового склона (upper offshore). На глубинах 2—10 м ниже среднего уровня отлива чистые пески сменяются тонкими илистыми песками. В верхней части этой полосы наблюдается переслаивание илов и песков. Глубже 5 м всякие признаки слоистости полностью уничтожаются биотурбацией. Хорошо сохраняются норы рака *Callinassa*; фауна разнообразна и обильна.

Нижняя часть берегового склона (lower offshore). Глубже 10 м располагаются чистые средне- и грубозернистые пески с косой слоистостью крупной ряби. Фауна таксономически бедная, редкая; имеются остатки сердцевидных морских ежей *Moira*, с жизнедеятельностью которых и связана в основном умеренная биотурбация песков. Это плейстоценовые реликтовые пески.

При отсутствии реликтовых песков осложняющим обстоятельством может быть то, что верхняя часть берегового склона может перейти книзу в зону глинистых илов с богатой фауной и с текстурой, сильно нарушенной биотурбацией.

«Следы жизни» (*Lebensspuren*) морских организмов исследователи из Зенкенбергского института морской геологии и биологии (Вильгельмсхафен, ФРГ) впервые начали изучать на блоках осадков. Результаты детальных исследований, проведенных в нескольких далеко отстоящих друг от друга районах, позволяют предположить, что вертикальные ходы — почти единственный вид следов организмов в береговой зоне между уровнем прилива и базисом волн. Это явление связано, очевидно, с большой интенсивностью физических процессов в данной зоне. Ниже базиса волн отмечается большое разнообразие следов жизнедеятельности организмов, включая горизонтальные ходы (рис. 3.3).

Обращаясь к ископаемому материалу, отметим, что подвергшиеся биотурбации аргиллиты и глины с богатой бентосной фауной, свидетельствующей о спокойных, но достаточно мелководных морских условиях осадконакопления, настолько обычны, что не требуют какого-либо особого рассмотрения в этом разделе. Целесообразнее обратить внимание на то, в какой мере текстуры, обнаруживаемые в песчаниках, могут быть использованы для выяснения различий между обстановками, в которых главную роль играют приливы и волны.

Скопления песка, созданные приливами, в идеальном слу-

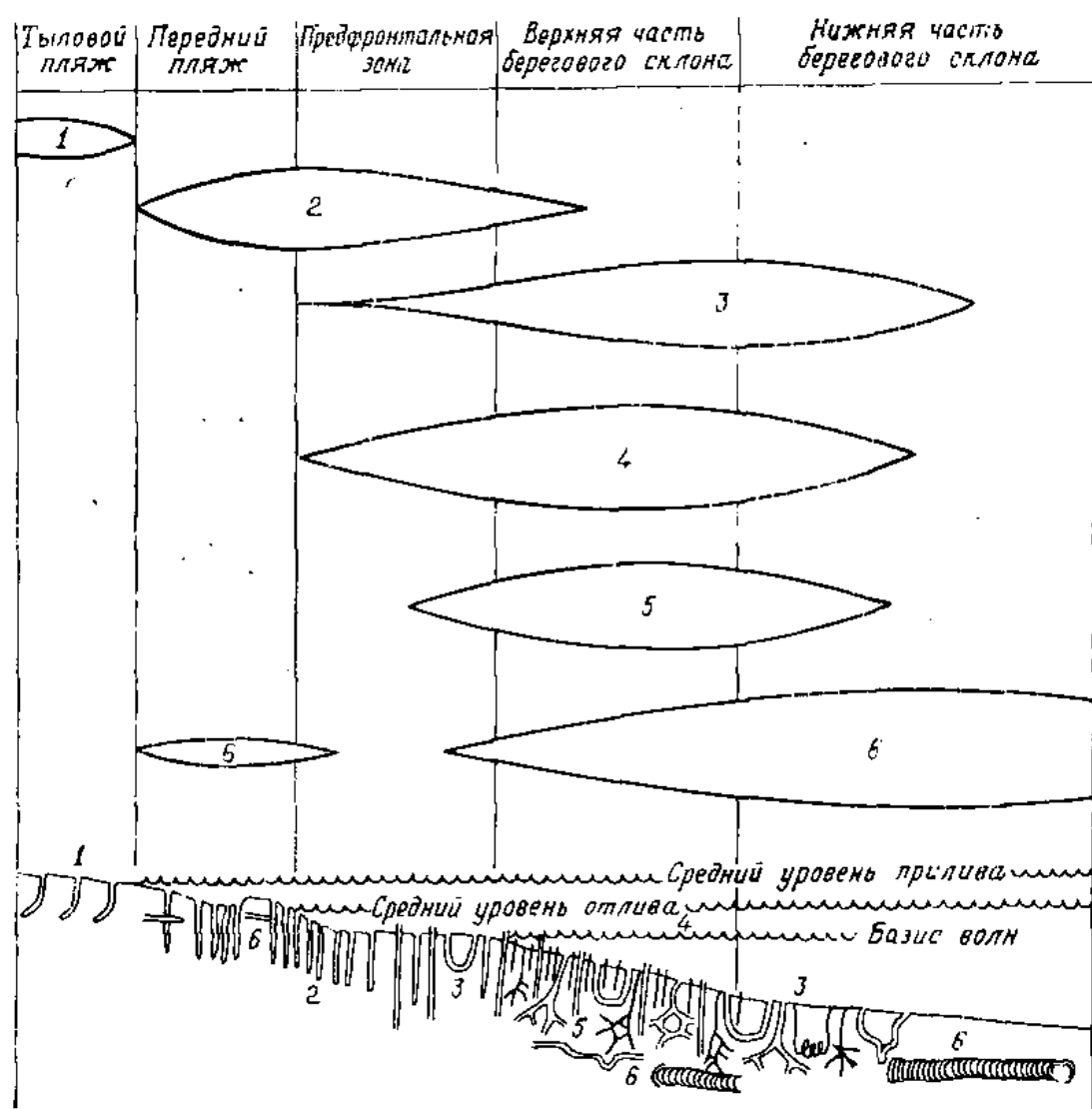


РИС. 3.3. Распределение следов жизнедеятельности организмов вдоль схематизированного профиля через зону пляжа и подводного берегового склона [103]. 1 — норы наземных ракообразных; 2 — прямые вертикальные норы организмов, фильтровавших взвесь нижнего горизонта; 3 — U-образные ходы организмов — фильтраторов или собирателей питательного материала нижнего горизонта взвеси; 4 — трубки организмов, фильтровавших верхние горизонты взвеси; 5 — ходы животных, питавшихся осадком; 6 — следы передвижения животных, обитавших внутри осадка.

чае должны характеризоваться шевронной косой слоистостью, указывающей на два противоположных направления движения, поверхностями повторной активизации и облекающими глинистыми пленками (в отложениях со значительным содержанием глин). К сожалению, ни один из этих признаков не может застраховать от ошибок [251]. Поверхности активизации и глинистые пленки образуются не только в подобных условиях, а косая слоистость имеет крайне изменчивый облик. Прилив может быть гораздо сильнее отлива или наоборот, так что могут

преобладать однонаправленные текстуры. Кроме того, слои с противоположным падением могут отражать значительно более длительные, а не ежедневные изменения режима. Мощность глинистых прослоев часто превышает 1 см, что представляется чересчур большой величиной для ежесуточных флюктуаций при реально допустимой скорости осадконакопления.

Одно из наиболее подробных описаний песчанистых пород, сформировавшихся под действием приливов, дано в работе Сутта и др. [457], где анализируются условия образования кембрийских песчаников Эриболл северо-западной Шотландии. В этой работе приведены розы-диаграммы, с помощью которых авторы хотели указать на существенно бимодальную ориентировку косо́й слоистости, из которой можно сделать вывод о северо-восточном и юго-западном направлениях приливно-отливных течений. В действительности же из их рисунка 8 следует, что в каждом из 7 приведенных примеров течения ориентированы по-разному и только в немногих случаях они приближаются к простым северо-восточному и юго-западному направлениям. Для подтверждения своих выводов авторы указанной работы привлекают данные по ископаемым остаткам, включая следы спасения (*escape structure*)¹ организмов, строматолиты и текстуры «птичий глаз» (заполненные кальцитом пустоты, возникшие в осадках в результате деятельности животных или водорослей), а также трещины усыхания в вышележащих карбонатных породах Дернесс. Однако все эти особенности песчаников Эриболл указывают только на очень мелководные условия их образования, но ничего не говорят о высоте приливов. Если песчаные волны действительно связаны с приливными процессами, то следует отметить, что о нескольких примерах древних отложений, формировавшихся под действием таких процессов, уже сообщалось. В частности, в таких условиях образовались эоценовые песчаники Пиренеев [349].

Обстановки осадконакопления, в которых главную роль играют волновые и штормовые воздействия, должны характеризоваться широким развитием покровных песчаников с мощностью слоев порядка нескольких сантиметров, полосчатой слоистостью или косо́й тонкой слоистостью волновой ряби, наиболее заметной при наличии шевронных структур. Вероятный пример таких песчаников представляют нижнекаменноугольные отложения Ирландии [98].

Береговые бары. Береговые бары (*baggiar islands*) — крупные прибрежные скопления песка, вытягивающиеся параллельно

¹ Текстуры спасения возникают не только при бегстве от врагов, но и при уходе (перемещении) организмов из участков, ставших неблагоприятными для их обитания; наиболее обычный случай — перемещение вверх при засыпании нор и ходов осадком. — *Прим. ред.*

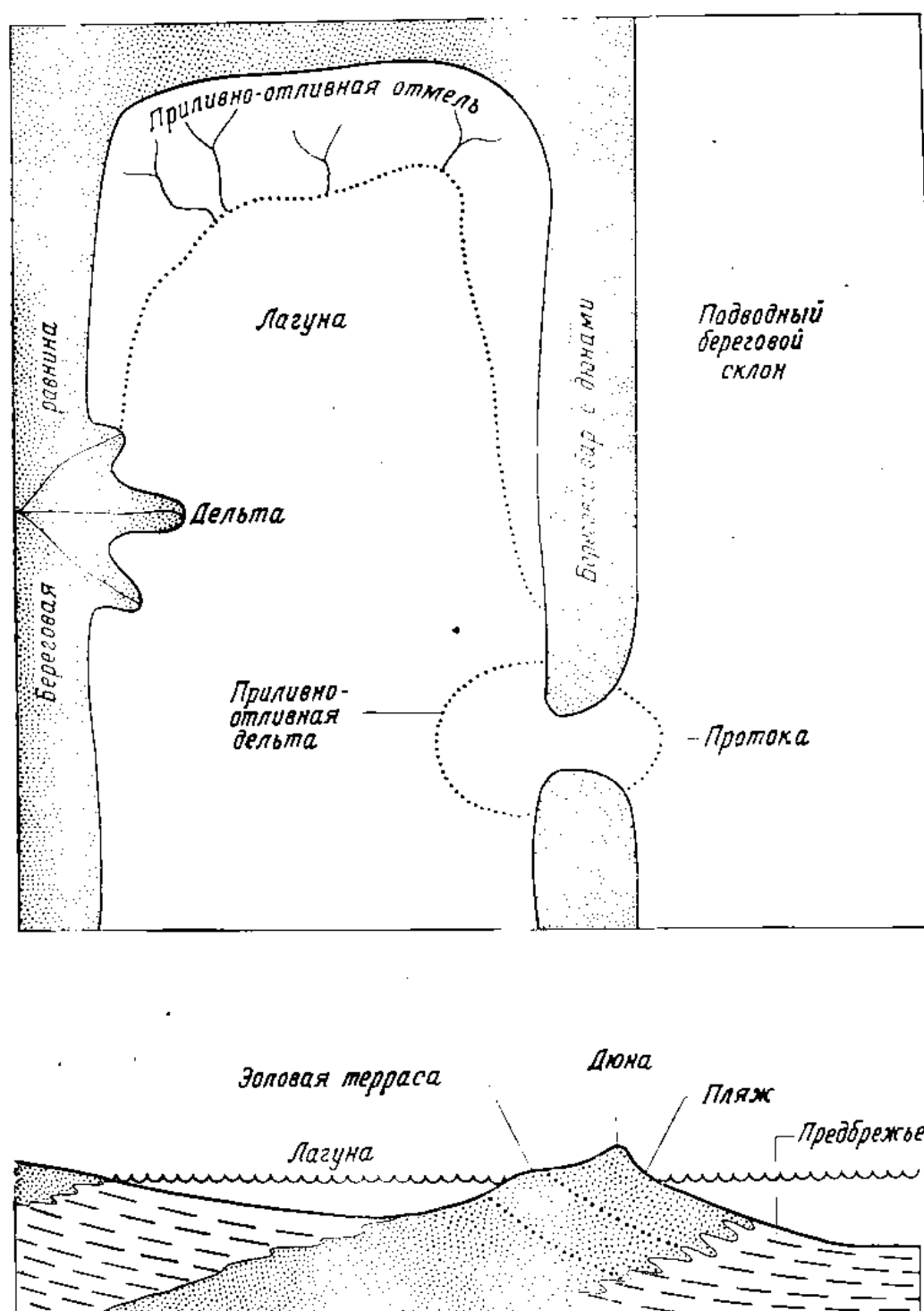


РИС. 3.4. Модель фаций берегового бара на примере острова Галвестон (Техас) [35]. а — план, б — разрез.

береговой линии,— являются единственными, помимо коралловых барьерных рифов, морскими отложениями, выступающими над уровнем моря. Наиболее изученные примеры находятся в Атлантическом океане и в Мексиканском заливе недалеко от побережья США. Со стороны континента эти береговые бары ограничены мелководными лагунами, имеющими только огра-

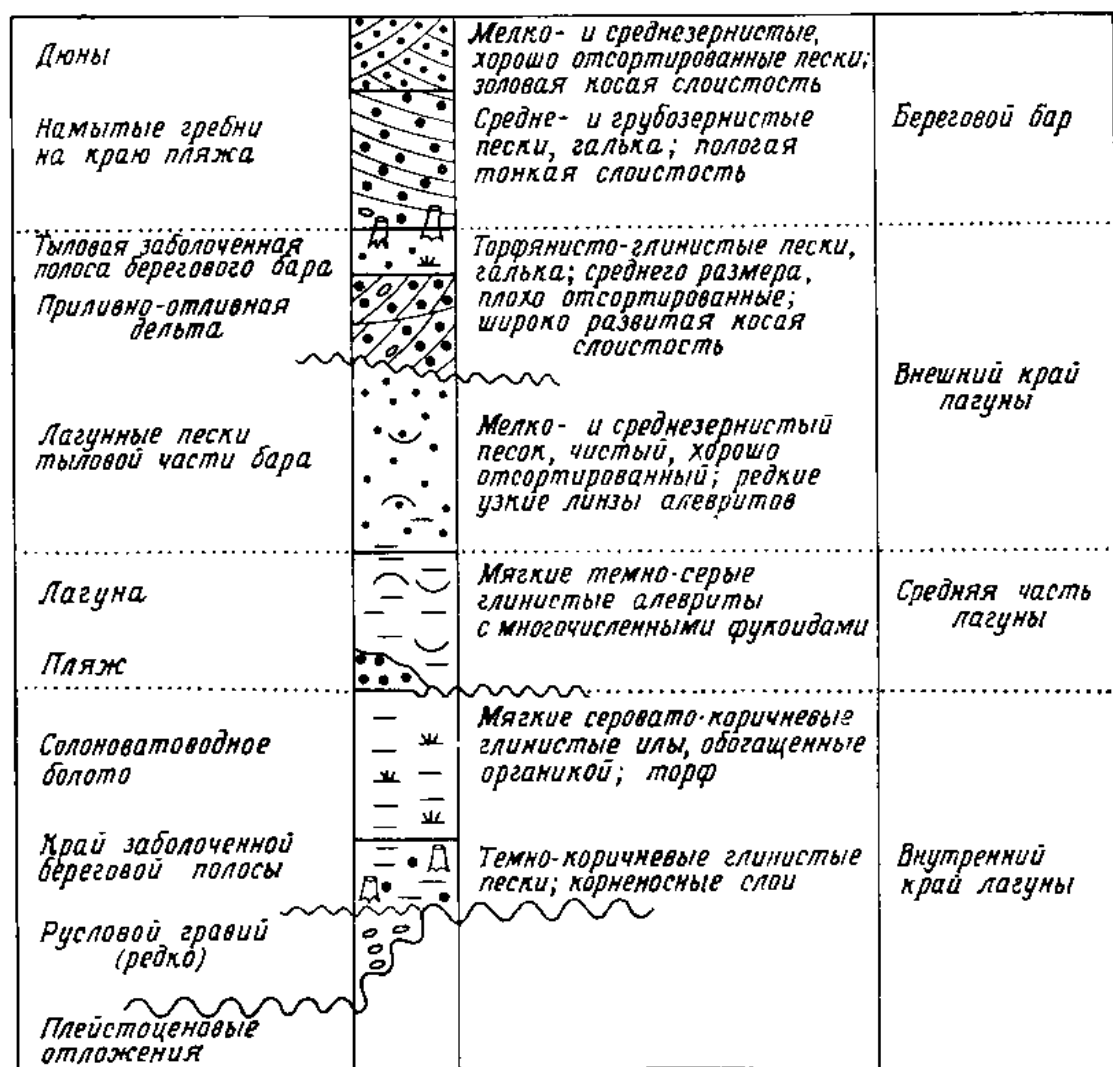


РИС. 3.5. Трансгрессивные фации береговых баров до начала эрозии берега [122].

ниченную связь с открытым морем через приливо-отливные русла (рис. 3.4). Массы песков, которые, как правило, вверх по разрезу становятся более грубыми и венчаются эоловыми дюнами, могут продвигаться в сторону моря, как в случае острова Галвестон, либо в сторону суши в результате эрозии предфронтальной зоны пляжа и намыва песка морскими штормами. В последнем случае морская трансгрессия приводит, по-видимому, к образованию последовательности отложений, показанной на рис. 3.5.

Отложения древних береговых баров можно распознать, если только обратить самое пристальное внимание на всю фациальную обстановку обширной области. Крупные линзовидные массы огрубляющихся вверх по разрезу хорошо отсортированных песчаников с крупной косой слоистостью должны залегать в пределах полосы взморья на небольшом расстоянии от предполагаемой береговой линии — в идеальном случае они должны

быстро переходить в лагунные, а дальше в тонкозернистые морские отложения. Возможные примеры, отвечающие некоторым из этих условий, найдены среди меловых отложений Западного Внутреннего бассейна США [435, 93]. Поскольку образование современных трансгрессивных береговых баров связано с особыми условиями голоценовой «фландрской» трансгрессии, которая привела к переотложению плейстоценовых морских реликтовых песков, не удивительно, что до сих пор выделено мало древних толщ такого типа. Однако Бриджес [44] дает описание одной такой толщи в силурийских отложениях Южного Уэльса.

Карбонатные платформы и рифы. Накопление карбонатных осадков приурочено к регионам, где высока биопродуктивность и куда поступает мало терригенного материала. Большинство карбонатных шельфов находится в тропической или субтропической зоне, но в меньшей степени они встречаются и в высоких широтах, например у западных берегов Ирландии и Шотландии и у южного побережья Австралии [420]. Выделяют два типа ассоциаций, связанных с водами разных широт, в зависимости от особенностей организмов, выделяющих кальцит и арагонит [296]. Ассоциация *форамол* (*foramol*)¹, характерная для вод умеренной зоны, состоит преимущественно из бентосных фораминифер, моллюсков, мшанок, известковых багряных водорослей и усоногих раков, тогда как тропическая ассоциация *хлоразоа* (*chlogazoan*) включает еще и известковые зеленые водоросли и герматипные кораллы. Агрегаты неорганического происхождения, в том числе ооиды, встречаются, как считает Лис [295], только в ассоциации хлоразоа, что объясняется более высокой соленостью тропических вод. И в самом деле, неорганическое осаждение агрегатов арагонита происходит, по всей вероятности, только в теплых водах сравнительно высокой солености.

Лучше всего изучены две области обширного карбонатного осадконакопления: Большая Багамская банка и Персидский залив. На примерах этих двух областей и основана интерпретация карбонатных фаций.

Большая Багамская банка занимает площадь 103 600 км² к северу, западу и югу от острова Андрос. Приливы здесь незначительные, и глубина никогда не превышает 5 м. Тонкий чехол осадков прикрывает закарстованную поверхность плейстоценовых известняков, образовавшуюся в период последнего понижения уровня моря. Цепочка коралловых рифов частично окаймляет край банки, а поверхностные отложения состоят из карбонатных песков и илов — в зависимости от силы течения воды (рис. 3.6). Карбонатные пески состоят либо из ооидов, концентрирующихся в краевых зонах, где воды, пересыщенные

¹ По первым слогам наименований *foraminifera* и *mollusca*.—Прим. ред.

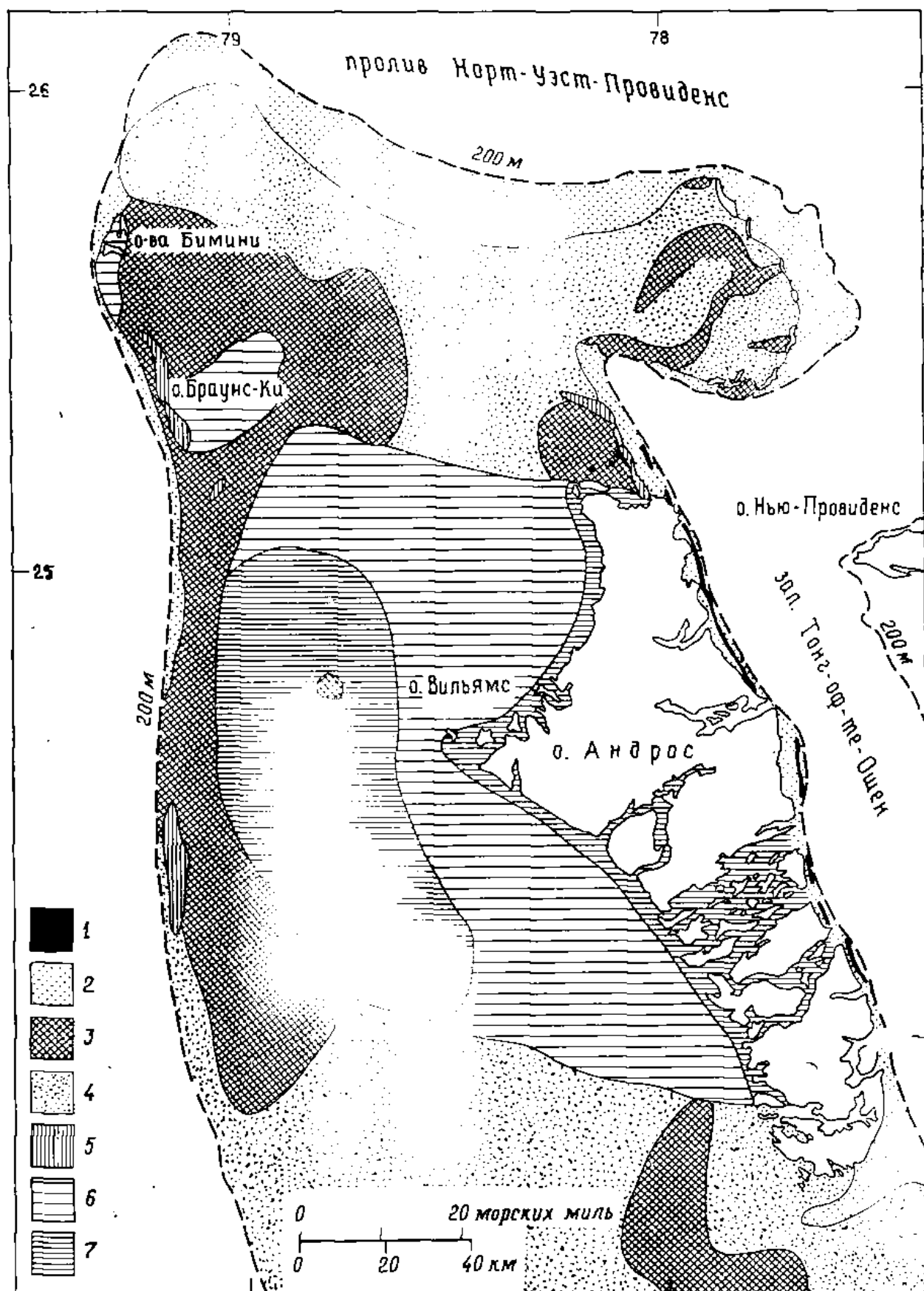


РИС. 3.6. Схема распределения различных осадков на Большой Багамской банке [22]. Литофации: 1 — рифы; 2 — кораллово-водорослевые пески; 3 — оолитовые осадки; 4 — виноградный камень; 5 — оолиты; 6 — пеллетовые илы; 7 — илы.

ионами Ca^{+} и HCO_3^{-} , накатываются из окружающего океана на банку, либо из виноградного камня (*грейпстонов*) — сложных агрегатов характерной комковатой формы, образующихся при соединении мелких кристаллов арагонита. Местами встречаются сформированные ветром песчаные волны и дюны.

В более защищенных районах к западу от острова Андрос встречаются илы, состоящие из игольчатых кристаллов арагонита. Было много споров о том, представляют ли эти глины неорганический осадок или они возникли из органического материала. Теперь этот вопрос, по-видимому, решен в пользу второй точки зрения; игольчатые кристаллы — это, очевидно, продукт дезинтеграции зеленых водорослей. Широко развитый студнеобразный водорослевый ковер закрепляет осадок. Образование органического вещества происходит быстро только на краю банки, а на более ровных поверхностях четко выражены холмики, появившиеся в результате деятельности зарывающихся декапод [22].

Персидский залив имеет свои отличия: он представляет собой окраинное море в засушливом районе, средняя глубина составляет около 35 м, достигая максимума 100 м у Ормузского пролива. Кроме того, важное значение имеют приливно-отливные течения, хотя их роль как агента переноса осадков не так велика, как роль течений и волн, создаваемых ветром [367].

Карбонатные осадки откладываются только на более пологих береговых склонах южной стороны залива, за пределами зоны влияния речной системы Тигр—Евфрат. Грубозернистые отложения характеризуют мелководную полосу и наиболее неспокойные районы до глубин около 20 м; на более глубоких участках встречаются только илистые осадки. Между береговыми барами и прибрежными лагунами располагаются приливно-отливные дельты с оолитовыми осадками. В отличие от Большой Багамской банки здесь известковые зеленые водоросли развиты не столь обильно, и большая часть карбонатных илов образовалась, очевидно, вследствие измельчения обломков раковин, возникших в основном в результате разрушения организмами-сверлильщиками. Особенно важное значение для истолкования особенностей типа «твердого дна» в известняках имеет изучение свежелитифицированных поверхностей, возникающих на участках дна Персидского залива с очень медленным темпом седиментации в результате заполнения пор осажденными поровыми водами [437].

Имеется умеренно богатая донная фауна. Ее разнообразие уменьшается с возрастанием солености; число видов сокращается более чем на 48 %, причем исчезают все кораллы, морские ежи и большинство известковых и песчаных фораминифер [235].

Коралловые рифы, или, точнее, кораллово-водорослевые рифы, широко распространены в тропиках и хорошо описаны в различных районах, например в Карибском море, у Багамских, Бермудских и Сейшельских островов, в районе Большого Барьерного рифа у побережья Квинсленда (Австралия). Будучи приурочены только к экваториальной зоне, современные рифы редко распространяются на глубины более 20 м. Все они образовались во время голоценовой трансгрессии и построены на закарстованной поверхности известняков, в том числе коралловых, как в случае багамских образований.

Такие рифы условно подразделяются на *береговые* (окаймляющие), *кольцевые* (атоллы) и *барьерные*, однако прототип последней категории — Большой Барьерный риф — это очень крупное сооружение с целым комплексом различных обстановок осадконакопления [321]. Наиболее активный рост происходит, как правило, на краю шельфа, так как там особенно много питательных веществ, поступающих в виде зоопланктона.

Для актуалистических сопоставлений не менее важны, однако, и изолированные, или *лооскутные*, рифы (patch reefs). Имеются детальные геологические описания таких рифов, встречающихся в шельфовых лагунах Багамских [512] и Бермудских островов [154, 412]. Багамские рифы достигают длины 300 м; в них имеются большие системы пещер и туннелей высотой до 5 м и длиной в десятки метров. Крупные бермудские рифы располагаются на глубинах 15—20 м, протяженность их составляет 75—400 м; рифы меньшего размера образуются на глубинах меньше 10 м, ширина их обычно меньше 5 м, но они могут иметь высоту до 2 м. Образующие их виды кораллов, среди которых заметна приуроченность к определенным глубинам, могут создавать удивительные столбообразные постройки, при боковом срастании которых получаются ячеистые рифы. Ассоциирующаяся с ними фауна включает обрастающие и сверлящие организмы, различные виды блуждающих и сидящих животных — собирателей и фильтраторов взвешенного органического вещества.

Коралловые постройки постепенно обволакиваются осадочным материалом, цементируются и в процессе раннего диагенеза превращаются в горную породу. Заполняющий промежутки и полости материал состоит в основном из обломков кораллов и водорослей, образовавшихся в результате совместного действия сверлящих организмов и морских волн. Первоначальный коралловый каркас может играть в сформировавшейся таким путем породе только подчиненную роль.

Приводились доказательства того, что большая скорость роста ныне живущих шестилучевых кораллов (склерактиний) приводит к образованию прочных вертикальных каркасов, противо-

стоящих волнам, со множеством выемок и трещин, что является, вероятно, следствием симбиоза с зооксантеллами (*Zooxanthellae* — одноклеточные зеленые водоросли) [68]. Такие же формы нарастания можно ожидать и в породах, образованных палеозойскими кораллами: ругозами и табулятами.

Древние карбонатные платформы были несравненно большего размера, чем современные, особенно в палеозое [506]. Четко выраженные и хорошо описанные примеры отложений карбонатных отмелей имеются в кембро-девонском разрезе центральных Аппалачей [291] и в верхнетриасовых и нижнеюрских породах Средиземноморья [29]. Мелководная сублиторальная обстановка осадконакопления устанавливается по присутствию оолитов и ракушечного микрита, лагунная обстановка — по разнообразным микритовым, пеллетовым и онколитовым известнякам с малым видовым разнообразием фауны, литоральная и надлиторальная обстановка — по известнякам «птичий глаз» и по строматолитовым известнякам с горизонтами, содержащими вадозные пизолиты и следы карстовой эрозии (рис. 3.7).

Рифами часто называют различные крупные линзовидные тела массивных неслоистых или с плохо выраженной слоистостью известняков, встречающиеся в разрезах древних толщ [292]. Однако против такого использования данного термина можно возражать, потому что старое норвежское слово *rif* означает ребро, острый скальный выступ, и это слово имеет особое значение для мореплавателей. Детальные исследования дают основания предполагать, что многие древние рифы не были консолидированы до высокой прочности и не достигали базиса волн, так что едва ли этот тип подводных построек мог представлять опасность для судоходства. Кроме того, в некоторых таких образованиях бросается в глаза отсутствие органических скелетов, поэтому для них действительно больше подходит несколько неопределенное понятие *надстройка* (*buildup*) [208]. Таким образом, риф можно определить как биогенную постройку, которая обладает потенциальным сопротивлением к разрушающему действию волн или способностью к росту в условиях турбулентного течения воды и контролирует местную обстановку осадконакопления.

Некоторые постройки имеют такую форму и характеризуются такими фациальными ассоциациями, которые указывают на то, что они возникли на краю отмели (банки), что и наблюдается в случае большинства крупных современных рифов, другие же имеют симметричную куполообразную форму, указывающую на то, что они росли изолированно друг от друга на плоской поверхности. Ископаемые остатки могут быть и обильными, и редкими, тип их бывает очень различен. Литологический состав меняется от микритовых до биокластических известняков, а наи-

ганизма неустановленнаго вида, теперь считают, как правило, результатом отложения кальцита из циркулирующих поровых вод в пустотах, которые возникли вследствие жизнедеятельности организмов или разложения их мягких тканей в осадках, обладавших высокой связностью.

Некоторые рифовые постройки наращивались, возможно, путем захвата тонкого осадочного материала донными растениями, которые становились преградами на пути течений, как это можно наблюдать в настоящее время на мелководье Флоридского залива и в других местах. Рискованно, однако, предполагать, что все постройки образовались непременно на мелководье. Описаны, например, крупные с крутыми склонами карбонатные холмы до 50 м высотой, находящиеся на дне Флоридского пролива на глубине 600—700 м [344]. Они покрыты литифицированной коркой, к которой прикрепляются плотно населенные колонии разнообразных кораллов, губок и морских лилий. Можно там встретить и образования, напоминающие текстуры строматактис. Следовательно, как и по отношению к другим типам пород, реконструкция условий рифообразования должна производиться на основе полного учета всей фациальной обстановки.

Состав фауны должен вследствие эволюции со временем меняться [208]. Так, крупные, занимающие большую площадь строматолитовые постройки относятся только к докембрию, а постройки, образованные археоциатами, встречаются только в кембрийских отложениях. Широко распространенные силурийские постройки образованы в основном кораллами табулятами и строматопороидеями; кроме них рифообразующими были и ругозы — ими созданы еще более обширные и внушительные верхнедевонские постройки. Так называемые волсортские (Walsortian) нижнекаменноугольные постройки сложены в основном микритовыми известняками со строматактоидными текстурами и в меньшей степени с мшанками, тогда как знаменитые триасовые рифы Альп образованы в первую очередь шестилучевыми кораллами (склерактиниями), известковыми губками и гидроидными полипами. Постройки с кремневыми губками в верхнеюрских отложениях на юге ФРГ сформировались, несомненно, в более глубоководных условиях, чем не менее впечатляющие коралловые постройки того же возраста Парижского бассейна и гор Юра. В строении некоторых меловых рифов важную роль играют рудисты. Многие постройки были сильно доломитизированы, а ископаемые остатки уничтожены. Однако то, что представляет собой потерю для палеоэколога, может оказаться приобретением для геолога-нефтяника, так как эти сильно каверниозные рифы являются лучшими из известных нефтеносных пород.

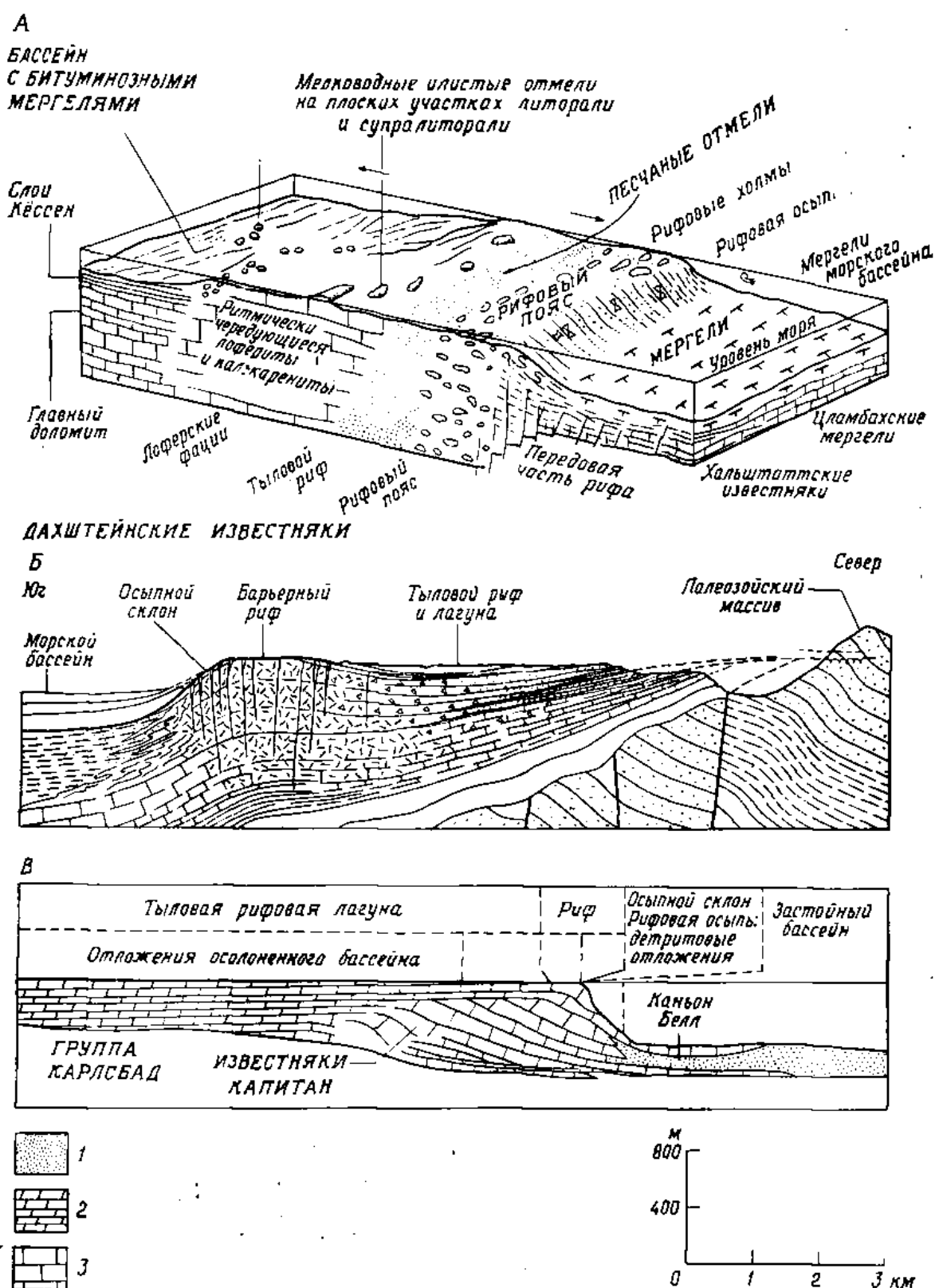


РИС. 3.8. Схематические разрезы трех карбонатных построек, интерпретируемых как барьерные рифы, отделяющие тыловые бассейны от открытого моря. А — верхний триас Северных Известняковых Альп [511]; Б — нижнеюрский рифовый комплекс Бу-Дахар марокканского Высокого Атласа ([111], с изменениями); В — пермский рифовый комплекс Техаса и Нью-Мексико [347]. 1 — делавэрские фации: серые песчаники; 2 — карлсбадские фации: доломиты; 3 — фации рифового комплекса Капитан: доломиты и известняки.

На рис. 3.8 показаны примеры хорошо изученных крупных построек, относящихся, по-видимому, к категории настоящих барьерных рифов с характерной последовательностью обстановок осадконакопления: глубокий бассейн, рифовая осыпь, рифовый фронт и тыловая лагуна. Из этих примеров, пожалуй, наиболее известен рифовый комплекс Капитан в штатах Техас и Нью-Мексико. Поэтому не удивительно, что он привлек внимание многих геологов, и было предложено несколько различных экспериментальных моделей его развития [115, 262, 347].

Застойные бассейны. Придонные воды океанов в настоящее время полностью насыщены кислородом везде, кроме нескольких районов, где окруженные суши бассейны отделены от океана узкими и неглубокими порогами. В таких «замкнутых бассейнах» ("barred basins") в результате ограниченной циркуляции воды происходит ее постепенное плотностное расслоение, чему способствует возникновение глубинного градиента температуры и солености. Если такое расслоение сохраняется длительное время, то вода ниже границы высокой плотности обедняется кислородом и это отражается в характере донного осадка. Среди хорошо известных примеров — Черное море, впадина Карьяко (в Карибском море у берегов Венесуэлы) и некоторые норвежские фьорды. Глубины в таких бассейнах могут быть значительно больше шельфовых, но все же удобно рассмотреть застойные бассейны здесь (в этом разделе), так как они располагаются близко к суше. Бескислородные донные условия могут возникнуть и в открытом океане, там, где поверхностные воды содержат много питательного материала и очень продуктивны. Обычно это связано с апвеллингом. Окисление органического материала, опускающегося в толще воды, приводит к образованию слоя кислородного минимума. Местами — там, где этот слой совпадает с разделом между водой и осадком, как в северо-западной части Индийского океана и у побережья Перу и Намибии, — отмечается нулевое содержание кислорода [464].

Если брать океаны в целом, то только малая доля образующегося в них органического материала попадает в донные осадки [182], однако в застойных бассейнах значительная его часть сохраняется в виде слоев миллиметровой толщины. Основным источником этого вещества служит фитопланктон, но обычно в большем или меньшем количестве имеется примесь пыльцы, спор и макрочастиц растительного материала, принесенных с суши. Непосредственные доказательства того, что ритмические двуслойные серни, состоящие из органического и неорганического минерального вещества, представляют собой варвы, получены при исследованиях в заливе Ферт-оф-Клайд у берегов Шотландии [335], в одной из бухт Адриатического

моря [414] и в центральной части Калифорнийского залива [51]. Органические слои соответствуют обильному осаждению фитопланктона после сезона цветения в поверхностных водах, но в Калифорнийском заливе более или менее постоянное осаждение диатомовых водорослей нарушается сезонным поступлением терригенного материала из реки Колорадо. Иногда карбонатные осадки встречаются в пачках неорганического осадочного материала, как это отмечается в Черном море, но обычно в глубинном слое воды, лишенном кислорода, карбонаты растворяются [96].

Черное море часто приводят как типичный пример замкнутого, или *эвксинного*, бассейна (термин происходит от древнегреческого названия Черного моря). Однако недавние исследования осадочного комплекса Черного моря показали, что возникновение бескислородных условий совпадает с климатическими оптимумами. В течение большей части четвертичного периода весь водяной столб там был, очевидно, полностью насыщен кислородом [97].

Глинистые сланцы и микритовые известняки с битуминозными прослоями в изобилии присутствуют в разрезах толщ различного возраста. Вопрос о том, в какой мере модель замкнутых бассейнов может применяться для их объяснения, обсуждается в гл. 5 и 8.

РЕЖИМЫ ГЛУБОКИХ МОРЕЙ

Пелагические отложения. Термин *пелагический* относится к условиям открытого моря и не обязательно означает большую глубину воды. Тем не менее большая масса отложений, называемых пелагическими, приурочена к батнальным и абиссальным глубинам. Преобладающий тип осадков — известковый ил, состоящий из кокколитов и планктонных фораминифер и покрывающий почти половину всей площади океанического дна. Второе место (38 % площади) занимают бескарбонатные *красные глины* абиссальных равнин, наиболее широко распространенные в Тихом океане. На третьем месте — кремнистые илы, состоящие в высоких широтах из остатков диатомовых водорослей, а в низких — из остатков радиолярий (рис. 3.9).

Распределение этих различных типов отложений зависит главным образом от разной биопродуктивности поверхностных вод и от *положения критической, или компенсационной* глубины карбоната накопления — КГК). Это глубина, ниже которой кальцит уже не откладывается на дне океана; скорость поступления карбоната кальция уравнивается скоростью растворения кальцита на этой глубине. Глубина эта в современных океанах составляет в среднем примерно 4500 м, но меняется в связи

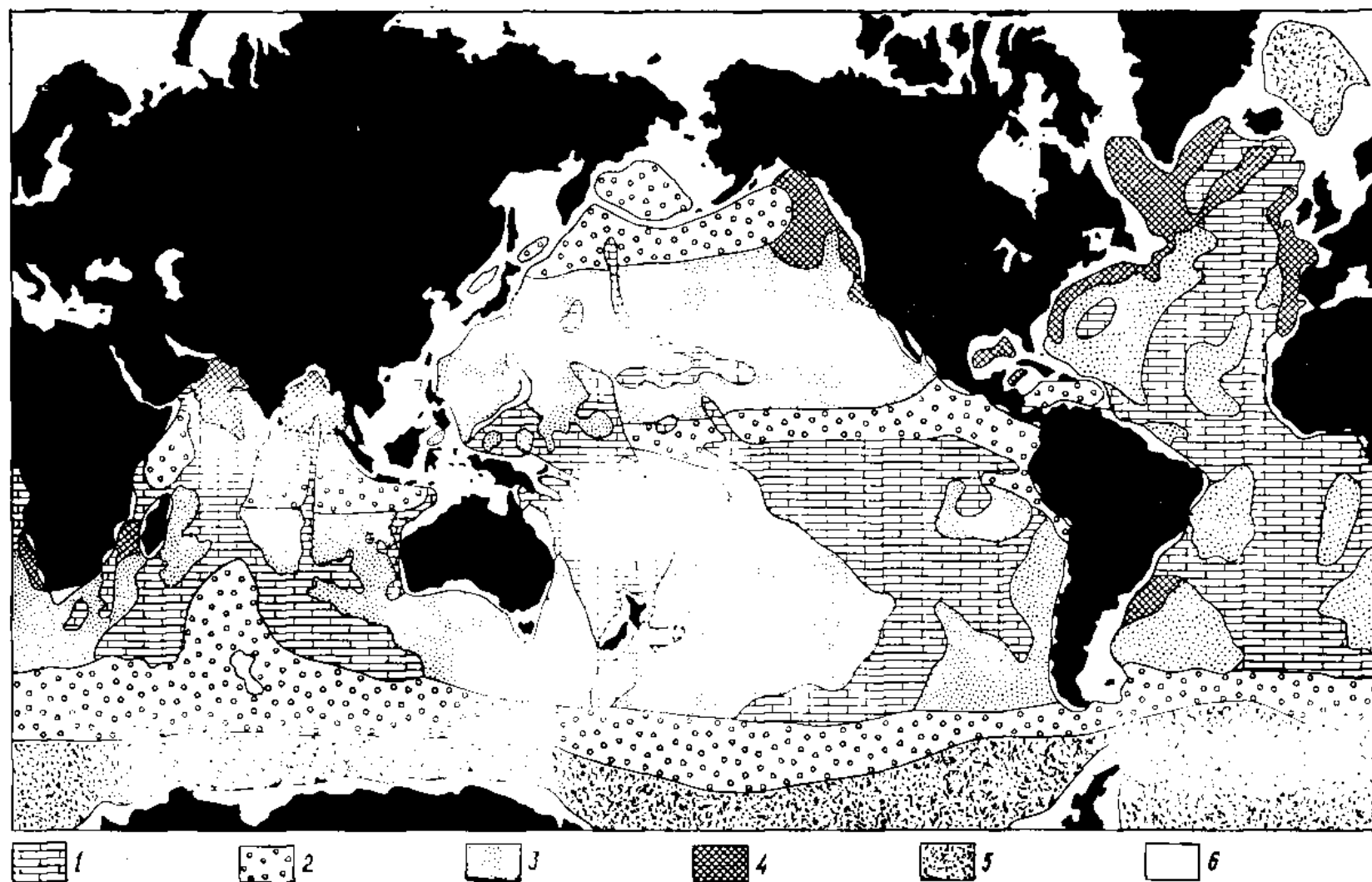


РИС. 3.9. Распространение главных типов пелагических осадков на океаническом дне [249]. 1 — известковые осадки; 2 — кремнистые осадки; 3 — глубоководные глины; 4 — терригенные осадки; 5 — ледниковые осадки; 6 — осадки континентальных окраин.

с различной биопродуктивностью океанской воды: становится больше в высокопродуктивной экваториальной зоне. КГК для арагонита меньше, а для кремнезема больше, чем для кальцита. В отличие от мелководных режимов бентосные организмы распространены чрезвычайно редко, хотя присутствует большинство типов и разнообразие видов велико.

Дженкинс [249] рассматривает пелагические осадки в связи с главными физико-географическими особенностями океанов. На разрастающихся хребтах, обычно поднимающихся до глубин порядка 2700 м, осадки лежат прямо на базальтах и имеют особый облик. Для них характерны смектиты (глинистые минералы группы монтмориллонита), образующиеся в результате химического разрушения базальтов и, как правило, обогащенные металлами, особенно железом и марганцем, но также медью, свинцом, цинком, никелем и кобальтом. Существуют различные мнения о том, произошли ли эти металлы в результате вторичного выщелачивания базальта [276] или появились непосредственно из первичного магматического очага. На больших площадях происходит подводная литификация в присутствии высокомагнезиального кальцита, возникает локальное запруживание и переотложение, приводящие к образованию пелагических турбидитов. Картина осадконакопления меняется в зависимости от того, относится ли данный хребет к категории структур быстрого или медленного разрастания (спрединга) океанического дна (рис. 3.10).

Недавние исследования, проведенные с помощью погружаемых аппаратов, дали некоторые эффектные результаты. Так, на Восточно-Тихоокеанском поднятии в ассоциации с базальтами были найдены крупные промышленные скопления сульфидов цинка, меди и свинца [142]. Как на этом поднятии, так и в Галапагосской рифтовой зоне в местах гидротермальных проявлений встречены плотно населенные колонии бентосных организмов, питающихся веществом взвеси. Среди фауны преобладают двустворки необычно (для глубоководных условий) крупных размеров [302]. Существование этой необычной фауны ставит интересную проблему об источниках питания. Представляется вероятным, что пищей этих организмов служат бактерии, обильно размножающиеся у теплых ключей, бьющих из морского дна.

Асейсмичные хребты, такие, как Риу-Гранди и Китовый в Южной Атлантике, отличаются от разрастающихся хребтов отсутствием металлоносных отложений, а иногда признаками мелководных условий осадконакопления. Базальные осадочные отложения вулканических подводных гор по химическому составу отличаются от осадков, залегающих на поверхности разрастающихся хребтов, и от обычных тихоокеанских пелагиче-

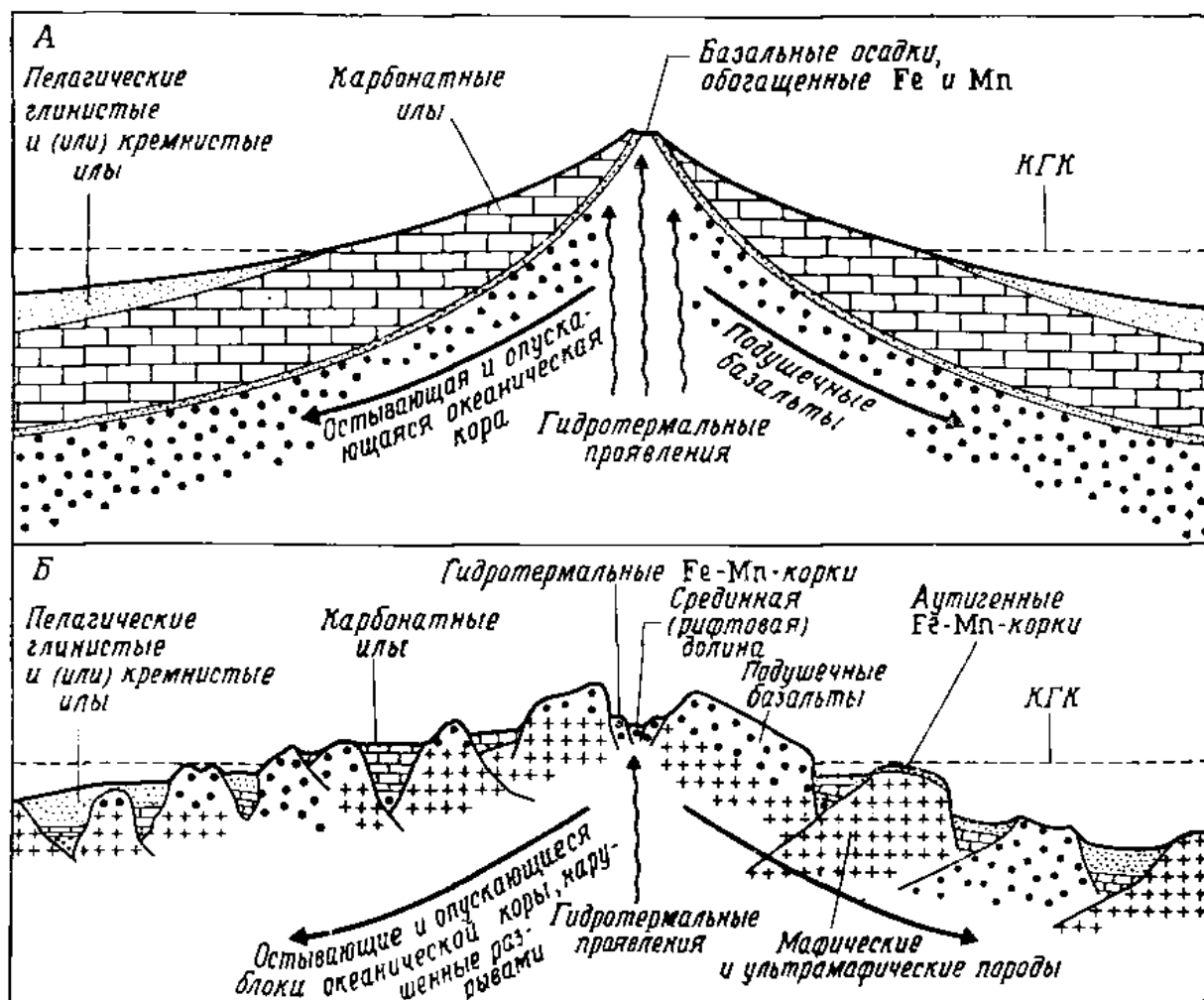


РИС. 3.10. Распределение осадков: А — в пределах зоны быстрого разрастания океанического дна типа Восточно-Тихоокеанского поднятия; Б — в зоне медленного разрастания типа Срединно-Атлантического хребта [249]. КГК — критическая глубина карбонатакопления.

ских глин, имеющих низкое содержание рассеянных элементов. Вершины многих гайотов западной части Тихого океана покрыты нижнемеловыми известняками с типичной рифовой фауной кораллов, рудистов, водорослей и т. д., что указывает на значительное погружение в течение последних 100 млн. лет. На подводных горах широко распространены железо-марганцевые корки; часто имеется прикрепленная эпифауна, состоящая из фораминифер, кораллов, мшанок и серпулид. Если подводные горы достигают эвфотической зоны, то на их поверхности могут обитать известковые водоросли.

Океанические плато с глубинами 2—3 км, такие, как возвышенности Шатского и Магеллана в западной части Тихого океана, характеризуются, как правило, большой мощностью осадков, что связано с высокой продуктивностью планктона. Для океанических котловин выше уровня КГК характерны известковые осадки, а ниже этого уровня — красные глины. Во-

круг поднятий океанического дна встречаются склоновые шлейфы переотложенного вулканогенного и пелагического материала. Вблизи континентов формируются кремнисто-обломочные турбидитные отложения. Красная глина, большая часть которой имеет, вероятно, эоловое происхождение, состоит в основном из иллита и смектита с подчиненным количеством аутигенных цеолитов. Присутствие марганцевых стяжений, особенно в северной части Тихого океана, космических сферул и зубов акул свидетельствует о чрезвычайно низкой скорости осадконакопления. Преобладающая окраска — скорее коричневая, чем красная, — обусловлена наличием окислов железа.

Кремнистые осадки океанских котловин состоят почти полностью из остатков планктонных диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей и радиолярий, скелеты которых образованы сравнительно легкорастворимым опаловым кремнеземом. Наиболее крупные скопления этих осадков находятся в периаптарктической зоне, где над всеми другими отложениями преобладают диатомовые илы (составляют там около 80 % мирового количества); в экваториальной же зоне Тихого океана преобладают скелеты радиолярий [52]. При некоторых полупелагических режимах там, где происходит апвеллинг богатых питательным веществом вод, как у побережья южной Калифорнии, концентрируются фосфатные отложения [45].

Много примеров древних пелагических отложений отмечено среди пород, обнажающихся в настоящее время на континентах [223, 249]. Один из наиболее интересных разрезов известен в массиве Троодос на Кипре, где находится комплекс офiolитов и пород осадочного чехла, изученный, пожалуй, детальнее, чем все другие. Базальные отложения представлены коричневыми аргиллитами кампанского возраста, которые обогащены железом, марганцем и другими металлами и известны под названием *умбры*. По-видимому, они отлагались в понижениях разраставшегося хребта; вверх по разрезу они переходят в мергели, кремнистые сланцы и песчистый мел (рис. 3.11). Важной особенностью офiolитов является наличие карманов сульфидных руд.

Среди других заслуживающих внимания примеров — меловые красные глины Тимора с железо-марганцевыми конкрециями и зубами акул и палеогеновые глины Барбадоса, богатые остатками фораминифер, радиолярий и нанопланктона и содержащие также много зубов акул и космических сферул. Вопрос о древних пелагических отложениях рассматривается более подробно в гл. 8.

Глубоководные турбидитные и связанные с ними отложения. Поскольку непосредственные геологические наблюдения в современных морях встречают затруднения, интерпретация условий

отложения турбидитов и ассоциирующихся с ними пород во многом зиждется на литологическом изучении комплексов горных пород, подкрепляемом лабораторными экспериментами. До того как теория турбидитных потоков была в 1950 г. применена для анализа апеннинского комплекса Мачиньо [286], частое чередование тонких слоев песчаников и глинистых сланцев в мощных «флишевых» комплексах орогенических поясов обычно объяснялось многократными вертикальными колебательными движениями тектонической природы. С тех пор как была опубликована упомянутая классическая работа Кюнена и Мильорини [286], специалисты значительно изменили свои воззрения, и слово *турбидиты* прочно вошло в геологическую литературу, несмотря даже на то, что оно имеет скорее генетический, чем описательный смысл.

Образование турбидитов не связано с какими-либо определенными условиями глубины. Эти породы накапливались и в озерах, но в настоящее время в подавляющем числе случаев отложение таких осадков происходит в условиях глубокого моря против устьев подводных каньонов. Ни в коем случае нельзя считать *все* отложения глубоководных конусов и осадки смежных с ними площадей дна результатом осаждения только из турбидитных потоков.

Выделяют три главных типа транспортировки осадочного материала, приводящие к образованию отложений такого характера [388]:

1. *Массовое гравитационное перемещение.* В настоящее

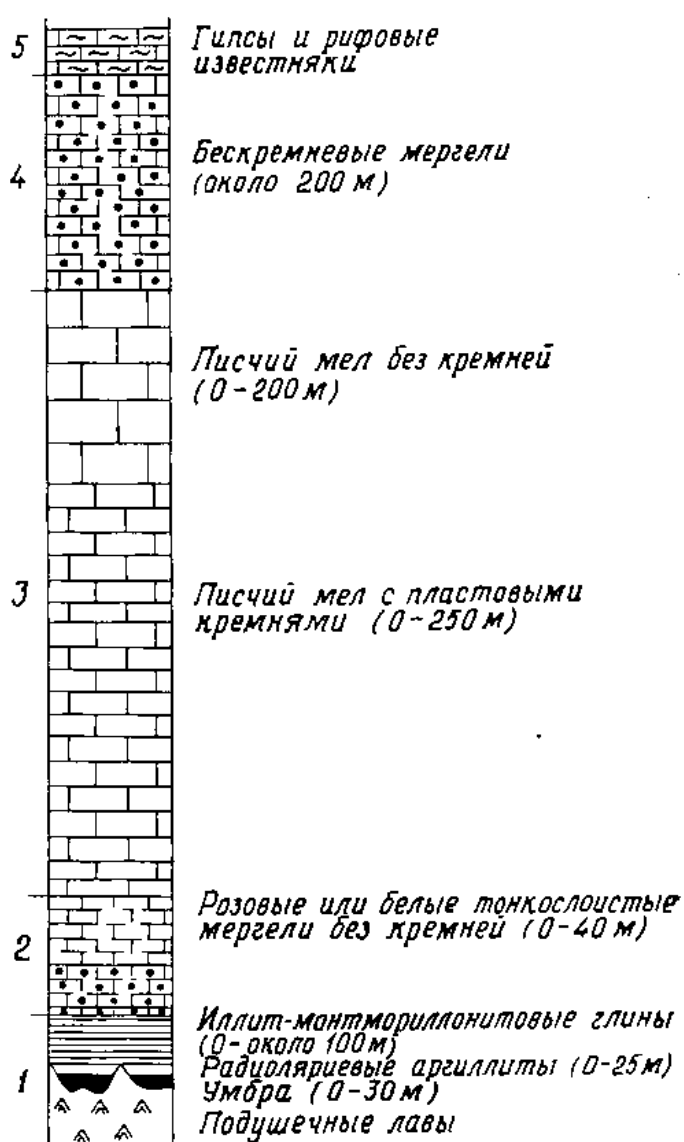


РИС. 3.11. Сводный разрез верхнемеловой и третичной океанической толщи, перекрывающей офиолитовый комплекс массива Троодос, Кипр [383]. 1 — кампан; 2 — маастрихт; 3 — эоцен и палеоцен; 4 — олигоцен; 5 — миоцен.

время это, по-видимому, главный процесс транспортировки терригенных осадков в районы глубокого моря. Осадочный материал движется вниз по склону только тогда, когда касательные напряжения, обусловленные действием силы тяжести, превышают его сдвиговую прочность. Напряжения могут возникать при увеличении мощности осадочной толщи в результате продолжающегося отложения материала, при повышении порового флюидального давления, вызывающего текучесть осадков, или при тиксотропных изменениях, когда гель превращается в золь. Последние два явления, как правило, бывают связаны с землетрясениями, цунами и штормовыми волнами.

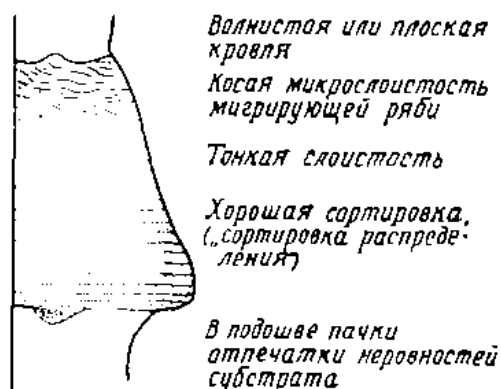
Если приходит в движение масса слабоконсолидированных осадков и имеется одна базальная плоскость срыва, такое движение называют *оползанием* (slumping). В этом случае сохраняется некоторая внутренняя связность напластования, хотя вдоль плоскостей скольжения наблюдаются и небольшие вращательные деформации. Если обломки погружены в основную движущуюся массу, используется термин *поток обломков* (debris flow). Толстослойные грубозернистые осадки (рис. 3.12) могут отложиться из потока более однородного *зернистого материала* (grain flow). Подводное оползание происходит главным образом в районах с быстрым осадконакоплением, таких, как фронты дельт и верхние части подводных каньонов, при очень пологих (всего лишь 1°) уклонах дна. Таким способом могут перемещаться объемы осадков порядка сотен кубических километров.

2. *Турбидитные потоки высокой плотности.* Эти потоки представляют собой смесь песка и ила с удельным весом между 1,5 и 2. При замедлении течения происходит отложение слоев отсортированного материала (рис. 3.12). Многочисленные разрывы подводных кабелей считаются результатом действия таких потоков, быстро движущихся по своим каналам. Образованные реками турбидитные потоки связаны, по-видимому, с периодами повышенного стока. Типичный *цикл Боуми*¹: пласты отсортированного материала сменяются кверху тонкослойными и затем слоистыми пластами со знаками ряби течения, которые переходят далее вверх в еще более тонкослойные пласты, — интерпретируются как признак обстановки замирающего потока (рис. 3.13).

3. *Турбидитные потоки низкой плотности.* Сравнительно недавно было установлено, что многие глинисто-алевритовые слои в толще турбидитных песчаников могут быть отложены скорее из турбидитных потоков низкой плотности, чем в результате

¹ По имени голландского литолога А. Баумы (А. Н. Бошма). В изданиях на русском языке принято написание «цикл Боумы». — Прим. перев.

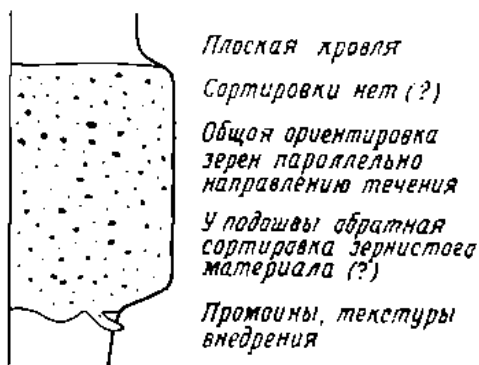
ТУРБИДИТНЫЕ ТЕЧЕНИЯ



ПОТОКИ РАЗЖИЖЕННОГО МАТЕРИАЛА



ПОТОКИ ЗЕРНИСТОГО МАТЕРИАЛА



ПОТОКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

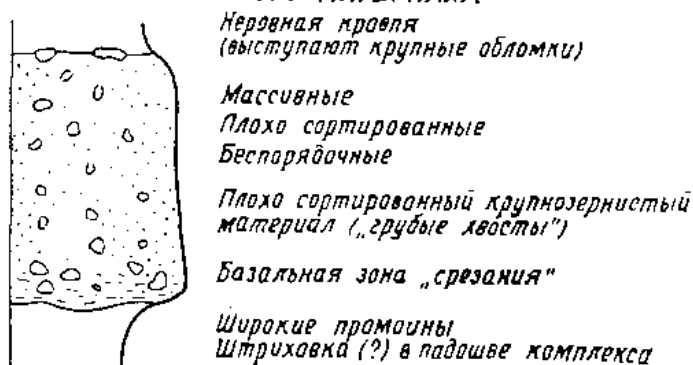


РИС. 3.12. Текстуры и структуры, образующиеся при массовом гравитационном перемещении материала [325].

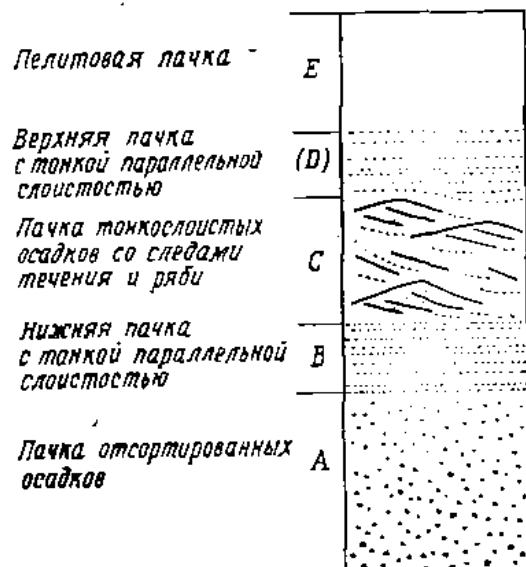
„ПОЛНЫЙ“ РАЗРЕЗ ТУРБИДИТОВ
(ЦИКЛ БОУМЫ)ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В ПОНЯТИЯХ
РЕЖИМА ПОТОКА

РИС. 3.13. Интерпретация турбидитного цикла Боуми как комплекса отложений замирающего потока [490]. (См. также: A. H. Bouma, Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation, Amsterdam, Elsevier, 1962, 168 p.)

«фонового» пелагического осадконакопления. При детальном изучении этих отложений обнаруживаются такие диагностические признаки, как тонкая слоистость и отсортированность материала.

В обстановке глубокого моря возникают донные течения, увлещающие осадочный материал, в результате чего образуются знаки ряби и небольшие дюнообразные формы [210]. Такие течения следуют рельефу дна, но отличаются сравнительно малой скоростью. Из них отлагаются слои очень мелкозернистых хорошо отсортированных песков с четко выраженными кровлей и подошвой.

В тех районах Атлантического океана, где проводилось глубоководное бурение, на большой площади были обнаружены слои песчаников от современного до нижнетретичного возраста. Для Тихого океана характерны конусы выноса, связанные с подводными каньонами и промоинами. Турбидитные потоки задерживаются в ограниченных разломами впадинах и в желобах вблизи континентов. Борта желобов со стороны суши имеют средний уклон около 10° , а борта, направленные к океану, — около 5° . Близость вулканической суши с горным рельефом проявляется в наличии вулканогенно-обломочных осадков с еще не установившейся (незрелой) структурой. Турбидитные потоки в желобах имеют преимущественно продольное направление, так что оползание происходит под прямым углом к потоку.

Современные турбидитные выносы имеют частично коническую форму, аналогичную форме аллювиальных [см. сноску на с. 30 — *Перев.*] конусов, и встречаются на продолжении дельт крупных рек. Среди таких выносов можно выделить *внутренние конусы* с мощными незрелыми турбидитами и плохо развитым циклом Боуми, отличающиеся от *средних* и *внешних* конусов, в которых турбидиты с расстоянием уменьшаются в мощности и становятся более зрелыми с хорошим соответствием типичной последовательности Боума. Конусы пересечены каналами с валами по краям; для участков между этими каналами наиболее типичны алевритовые осадки. Большинство таких конусов образовалось, по-видимому, в результате переотложения терригенного материала в эпохи плейстоценового понижения уровня моря; в настоящее же время на них происходит более медленное накопление илистого чехла.

Различные осадочные комплексы, формирующиеся в обстановках глубоководного склона, подводного конуса выноса и плоского дна морского бассейна, представлены на рис. 3.14. Уокер [490] указывает на важное различие между *проксимальными* (т. е. ближними) и *дистальными* (отдаленными) турбидитами, отложенными соответственно ближе к источнику осадочного материала или дальше от него. Проксимальные турбидиты

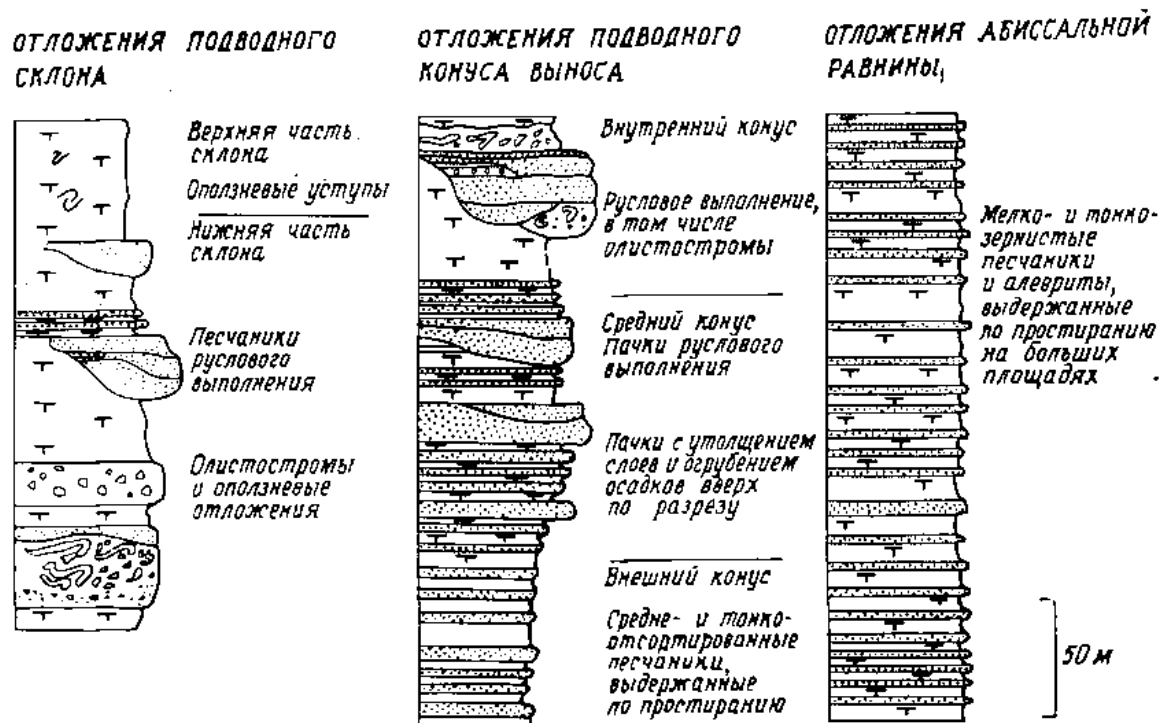


РИС. 3.14. Разрезы, типичные для континентального склона, подводного конуса выноса и абиссальной равнины [388].

характеризуются мощными слоями грубозернистых плохо сортированных и несортированных осадков, часто с бороздами и промоинами в подошве, тогда как слои дистальных турбидитов — тоньше, с более ровными поверхностями и более тонким материалом. Борозды и промоины редки, чаще встречаются следы выпаживания; осадки хорошо отсортированы.

Описаны многочисленные разрезы древних турбидитов, но о них речь пойдет в следующей главе. Обычно в таких разрезах остатки бентосных организмов встречаются редко, однако имеются горизонты с обильными ихнитами, представляющими собой сложную систему ходов, проделанных организмами при ползании и в поисках пищи, — так называемые фации *Nereites* Зейлахера [415]. Для многих палеозойских разрезов складчатых поясов характерны плохо сортированные смешанные песчано-глинистые породы, называемые граувакками, в которых часто развиты такие типично турбидитовые признаки, как градационная слоистость и знаки на подошве слоев. Камминс [89] убедительно показал, что «глинистый» компонент этих пород мог образоваться при химическом разложении во время диагенеза или в результате слабой метаморфизации неустойчивых зерен вулканогенно-обломочного материала, измельченного до размеров песка. Таким образом, многие граувакки могли быть первоначально хорошо сортированными отложениями, подобными многим современным глубоководным пескам Атлантического океана или песчаникам альпийского флиша.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕКТОНИКА

Для многих стратиграфических подразделений характерна поразительная латеральная изменчивость фаций, которая проявляется даже на небольших расстояниях. Некоторые осадки, отлагавшиеся, по-видимому, исключительно быстро и на значительных глубинах, вместе с тем содержат обломки самых разных размеров, и это свидетельствует о близости гористой суши. Подводно-оползневые отложения, вероятно, связаны с относительно крутыми склонами, откуда могли отделяться и включаться в более молодые осадки огромные слоистые блоки размером до километра и более. В осадках могут наблюдаться пласты лав и горизонты пеплов или содержаться туфогенные обломки, связанные с одновременным вулканизмом. Нередко слои сильно деформированы складчатостью.

Подобные явления заставляют нас полагать, что осадконакопление в значительной степени контролируется тектоническими процессами, создающими орогены или структуры типа горстов и грабенов. Безусловно, наиболее распространенная концепция последнего столетия, связывающая осадконакопление и тектонику,— это концепция *геосинклиналей* [105, 329]. Хотя ныне она в значительной степени вытеснена тектоникой плит, было бы поучительным проследить в основных чертах ее историю, т. е. узнать кое-что об эволюции идей.

Джеймс Холл в 1859 г. [178] первым указал на то, что орогены в целом совпадают с вытянутыми зонами относительно мощных осадочных толщ, накапливавшихся в быстро погружающихся трогах. Он изучал мелководноморские палеозойские отложения Аппалачей и полагал, что осадконакопление было единственной причиной погружения и что подобные зоны опускания были более податливы для последующей складчатости, чем относительно «стабильные» области медленного осадконакопления и погружения типа той, которая располагается ближе к центральным частям Северо-Американского континента. Однако термин *геосинклиналь* был предложен не Холлом, а Дэна, который придерживался других взглядов и не мог согласиться с тем, что только осадконакопление вызывает погружение. Он предполагал, что при постепенном сжатии Земли тектоническое

прогибание геосинклиналей компенсировалось поднятием *геоантиклиналей*, которые к тому же могли быть источником геосинклинальных осадков.

В конце XIX в. концепция геосинклиналей была подхвачена такими ведущими европейскими геологами, как Ог, Бертран и Зюсс, для объяснения основных черт альпийского орогена. На Европейском континенте возник совершенно новый подход. По Огу, геосинклиналь была вытянутым глубоководным трогом, где накапливались пелагические осадки. Штейнманн и другие считали, что геосинклинальный разрез начинается с мощных офиолитовых изверженных пород, перекрытых глубоководными радиоляритами и глинистыми сланцами. Американские геологи не могли найти такие породы в своих геосинклинальных разрезах и сомневались в существовании так называемых глубоководных осадков.

В нашем веке было несколько попыток классифицировать геосинклинали; наиболее удачная принадлежит немецкому тектонисту Гансу Штилле. Его *ортогеосинклинали* — это те линейные прогибы между кратонами, которые связаны с орогенами; они разделяются на две категории: *эвгеосинклинали* и *миогеосинклинали* соответственно с магматическими породами в разрезе и без них. Его *парагеосинклинали* включают другие зоны значительного погружения и осадконакопления, часто связанные с блоковыми движениями по разрывам, обычно скорее овальные, чем линейные, и сравнительно недолговечные.

Термины Штилле *эвгеосинклиналь* и *миогеосинклиналь* стали общепринятыми, в то время как *парагеосинклиналь* и разновидности этого термина, предложенные Кеем [257], — нет. Это вызвано тем, что связь парагеосинклиналей с орогенезом если и существует, то слабая, и простой термин *прогиб* (basin) с некоторыми дополнительными определениями обычно совершенно достаточен для описания. И конечно, он благозвучнее и проще, чем термины Кея *экзогеосинклиналь*, *автогеосинклиналь* и *зевгеосинклиналь*¹.

Два важных дополнения к идеям Штилле были сделаны Кеем [257] на материале Северной Америки и Обуэном [16] в Средиземноморском регионе. Кей ввел представление о граничащих с центральным кратоном парных геосинклинальных поясах, в которых *эвгеосинклиналь* расположена дальше от кратона, чем *миогеосинклиналь*. Островные дуги *внутри* геосинклинали могли обеспечивать вполне достаточное количество осадков, и нет необходимости привлекать в качестве их источника тектонические бордерленды. Обуэи, прежде всего на основе своих исследований в Греции, установил, что оба типа ортогео-

¹ У М. Кея [257] — *зевгогеосинклиналь*. — Прим. ред.

синклиналей могут разделяться продольными хребтами и бороздами.

Особый путь классификации геосинклинальных отложений состоит в выяснении их соотношений с орогенезом во времени. Фациальные исследования в Альпах привели к представлениям о доорогенной фазе, для которой характерны глубокие прогибы или, по Трюмпи [469], *лептогеосинклинали*, развивавшиеся в условиях седиментационного голода (*sediment starvation*). В тех же Альпах синорогенная фаза характеризуется фацией *флиша*, а посторогенная — фацией *молассы*. Флиш и моласса оказались столь употребительными терминами, что получили международное распространение, несмотря на попытки некоторых швейцарских геологов закрепить свои особые права на них (попытки столь же тщетные, как и стремление французских пуристов исключить из своего языка «уик-энд» и «кэмпинг»).

Термин *флиш* был введен Штудером в 1827 г. как литостратиграфический для обозначения нижнетретичной серии переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев в Симментале; в конце прошлого века было установлено широкое распространение этой фации в горных поясах. В настоящее время этот термин обычно понимается как обозначение мощной толщи песчаников, биокластических известняков или конгломератов, чередующихся с глинистыми сланцами и алевролитами, которые рассматриваются как отложения турбидитных потоков или потоков обломочного материала в глубоководных зонах геосинклинальных поясов.

Штудер был также первым из геологов, кто ввел термин *моласса* в приложении ко всему кайнозойскому разрезу Швейцарского плоскогорья. Бертран и Ог использовали этот термин в более широком смысле, и теперь он обычно относится к терригенным толщам, в которых преобладают песчаники и конгломераты, так же как и к аллювиальным отложениям, накопленным в погружающемся тропе или прогибе после главной орогенической эпохи; источником осадков молассы являются новообразованные горы [484]. Тот факт, что термины, подобные *флишу* и *молассе*, могут иметь различный смысл, исключает любое строгое определение, так как оно было бы слишком ограничивающим. От этой неопределенности терминов не будет большого вреда, если породы, к которым они относятся, будут всегда хорошо описаны.

Слабость геосинклинальной теории была не столько в неоднозначности термина *геосинклиналь*, сколько в том, что она не была связана с соответствующей теорией глобальной тектоники; отсюда и много путаницы вокруг парагеосинклиналей Штилле. С появлением тектоники плит в конце 1960-х годов ситуация решительно изменилась к лучшему [100, 106], однако проблемы

еще остаются. Главная трудность при сопоставлении осадочных фаций с тектоникой плит обусловлена тем, что осадконакопление лишь косвенно связано с геофизическими процессами, на рассмотрении которых базируется эта теория. Наиболее простой и очевидной классификацией является разделение режимов растяжения и сжатия, но и зоны субдукции и системы трансформных разломов и сдвигов могут включать как области растяжения, так и области сжатия, или участки, к которым оба термина в полной мере неприменимы. Более употребительная классификация основана на попытках связать осадочные фации с основными тектоническими обстановками, выделяемыми в тектонике плит, такими, как обстановки спрединга, субдукции, сдвигов и столкновения континентов. Эта классификация, предложенная Митчеллом и Ридингом [329], принята в нашей книге.

СПРЕДИНГ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

В зонах растяжения морского дна осадки накапливаются в грабенах или односторонних грабенах, созданных тектоникой растяжения или *тафрогенцией*. Они могут быть внутриконтинентальными, как в пределах гигантских Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем, содержащих озерные и аллювиальные осадки, и могут развиваться в пределах океанических хребтов, где накапливаются пелагические осадки (см. гл. 3), или на краях зарождающегося океана типа Калифорнийского залива или Красного моря.

К западу от Красного моря развит ряд весьма характерных структур, ограниченных сбросами и наклоненных от оси спрединга блоков, слагающих Данакильские Альпы и одноименную депрессию [239]. Эвапориты и терригенные отложения олигоцена и миоцена мощностью до 5 км ассоциируются здесь с вулканами, излившимися при растяжении и сбросообразовании вдоль края прибрежной равнины (рис. 4.1). Такие ограниченные сбросами, наклоненные блоки были найдены вдоль многих континентальных окраин, хотя их соотношения с осями спрединга не всегда ясны. Предполагалось даже, что была глобальная фаза тафрогении на континентальных окраинах, охватывающая интервал от перми до раннего мела, после чего здесь наметилась тенденция к прогибанию без сбросообразования [270].

Способ, каким образование наклоненных, ограниченных сбросами блоков может контролировать осадконакопление, хорошо иллюстрируется опубликованным Сурликом [455] детальным описанием отложений верхнеюрских подводных конусов в Восточной Гренландии. Для всех отложений характерны бы-

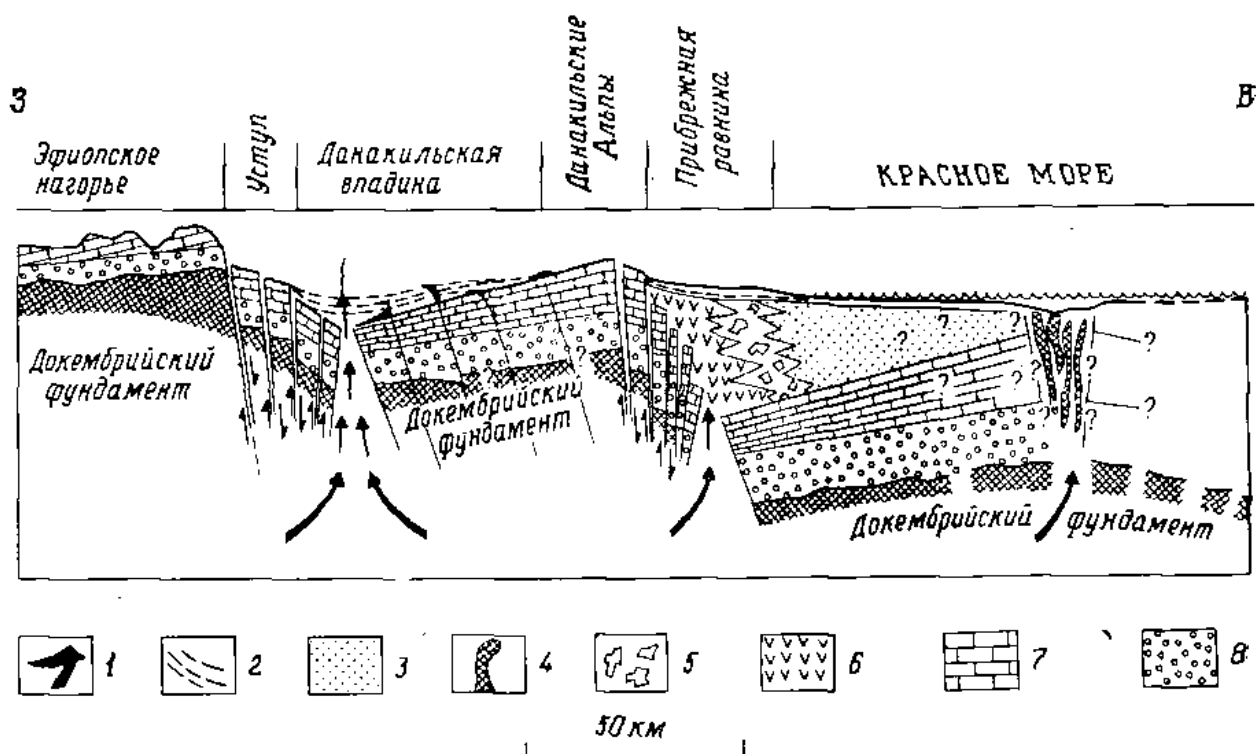


РИС. 4.1. Разрез через Красное море и Данакильскую впадину [239]. 1 — трещинные базальты; 2 — плиоцен-плейстоценовые и данакильские эвапориты; 3 — эвапоритовые фации; 4 — интрузии основного состава; 5 — морские пирокластические фации; 6 — вулканические фации; 7 — формация Антало; 8 — формация Адиграт.

стрые переходы от брекчий, залегающих в основании сбросового уступа, через конгломераты внутренней части конуса до турбидитов средней и глинистых сланцев внешней его частей (рис. 4.2). Этот комплекс фаций напоминает глубоководные конусы, но в данном случае глубина моря, вероятно, была небольшой. Важным отличием является то, что осадочная толща быстро выклинивается к востоку, по мере приближения к гребню следующего блока. Другой особенностью осадконакопления в области блоков, ограниченных сбросами, является большая мощность грубообломочных отложений непосредственно вблизи сбросового уступа; они могут образовывать тела, вертикальный размер которых больше горизонтального.

Сурлик выявил несколько мегациклов мощностью около 100 м с уменьшением зернистости пород вверх по разрезу каждого из них; он связывает возникновение мегациклов с главными фазами сбросообразования и постепенным уменьшением поступления осадков вслед за быстрой эрозией и переработкой бордерлендов. Более мелкие циклы, в которых наблюдается уменьшение размеров обломочных компонентов вверх по разрезу, вероятно, связаны с заполнением и перестройкой каналов во внутренней и средней частях подводного конуса. Поразительно сходные образования примерно того же возраста раз-

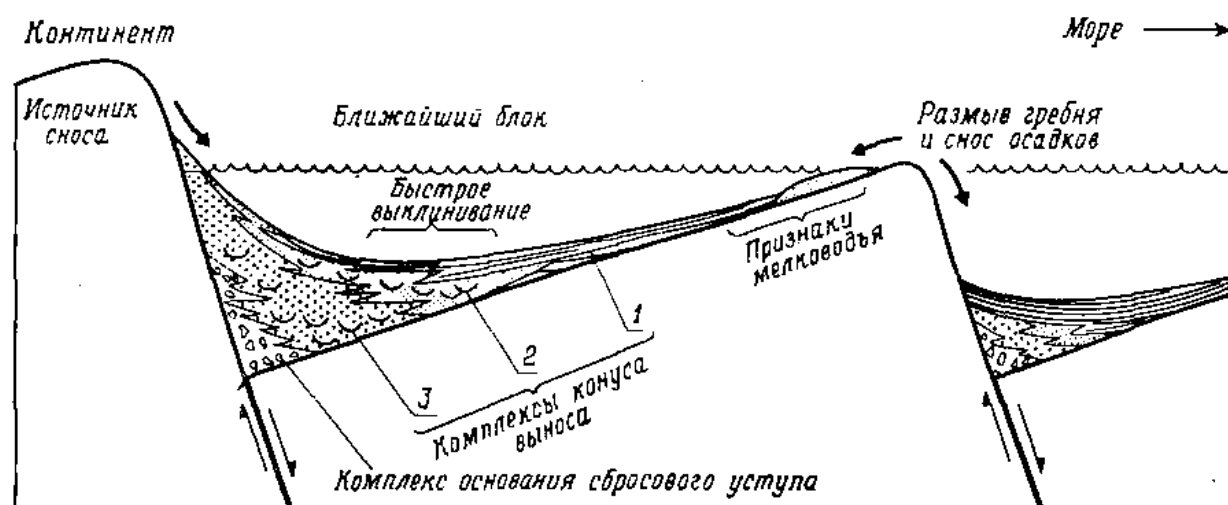


РИС. 4.2. Модель осадконакопления в подводных конусах вдоль сбросовых уступов, ограничивающих наклоненные блоки. Модель основана на изучении пограничных слоев юры и мела в Восточной Гренландии [455]. Комплексы конуса выноса: 1 — внешней части конуса; 2 — средней части конуса; 3 — каналов внутренней части конуса.

виты в северо-восточной Шотландии и в северной части Северного моря [418], где широко распространены ограниченные сбросами и наклоненные на запад блоки, которые действительно вписываются в додрейфовую реконструкцию с Восточной Гренландией на севере.

Конечно, осадконакопление, связанное с блоковыми движениями, не ограничивается краями континентов. Был описан ряд внутриконтинентальных примеров такой же связи, прежде всего для пермо-триасовых отложений по обе стороны Северной Атлантики. Хорошим примером является формация Сторновой на Гебридских островах [449]. Она состоит преимущественно из конгломератов мощностью около 4000 м, относимых к пермо-триасу и считающихся отложениями аллювиальных конусов выноса, грязевых потоков, временных и разветвленных водотоков, с подчиненным количеством пойменных, русловых и лаводковых осадков. Уменьшение размеров обломков вверх по разрезу конуса считается обусловленным постепенным уменьшением интенсивности движений по сбросам на краю бассейна, в то время как разрезы с возрастанием размера обломков вверх означают усиление сбросообразования во времени.

Осадконакопление, связанное с блоковыми движениями, но в условиях, отличающихся от двух предыдущих случаев, происходило в юре в Средиземноморском регионе [29]. В позднем триасе и раннем лейасе здесь существовала обширная мелководная карбонатная платформа, которая в течение плинсбаха и тоара подвергалась раскалыванию с быстрым превращением некоторых участков в прогибы, где условия были по меньшей

мере умеренно глубоководными. В новообразованных грабенах накопились мощные мергелистые толщи с многочисленными прослоями турбидитов.

Некоторые из разделяющих грабены горстов или «подводных гор», такие, как вал Тренто, стали ареной продолжительного, крайне медленного осадконакопления и характеризуются розовыми комковатыми известняками аммонитико-россо. Из-за крайней редкости нормальной бесшосной фауны и высокой концентрации железо-марганцевых желваков и корок аммонитико-россо и их фациальные эквиваленты, такие, как известняки Аднет из района Зальцбурга в Австрии, долгое время рассматривались как глубоководные пелагические отложения. Однако присутствие строматолитовых горизонтов с хорошо развитыми, ограниченными с боков полусферами, так же как и некоторые другие критерии, породило некоторые сомнения [187]. Но во всяком случае, вышележащие средне- и верхнеюрские радиоляриты и перекрывающие их кокколитовые известняки, такие, как майолика и бьянкон, почти наверняка являются достаточно глубоководными осадками (рис. 4.3).

Развитие непунических даек и силлов, так же как и данные о слабом вулканизме, подтверждает существование в юре тафрогенного режима, который, вероятно, был связан с ранними фазами раскрытия Атлантического океана.

Авлакогенами называются крупные линейные трог, которые под крутыми углами протягиваются от орогенов в глубь кратонов. Такие рифтовые структуры впервые были описаны на Русской платформе и затем были выявлены на всех континентах; наиболее древние из них относятся к раннему протерозою [49, 213].

Хорошим американским примером является авлакоген южной Оклахомы (рис. 4.4). Это смятый и разбитый разрывами палеозойский трог, протягивающийся от геосинклинали Уошито на северо-запад через платформенный форланд. Он заложен как грабен, дно которого было сложено докембрийскими гранитами, и в течение раннего и среднего кембрия выполнялся терригенными осадками и вулканитами, а в позднем кембрии и ордовике последовало отложение карбонатов. Затем накопился значительно менее мощный разрез силура и девона, близкий к разрезам других частей платформы. В позднем палеозое формировались складки и разрывы, но наряду с этим локально накапливались мощные толщи кластических осадков. Эволюция от ограниченного сброса грабена к широкому прогибу, который затем подвергается сжатию, характерна для многих авлакогенов.

Тектоника растяжения часто связана со сводовым поднятием, возможно, под влиянием восходящих мантийных потоков.

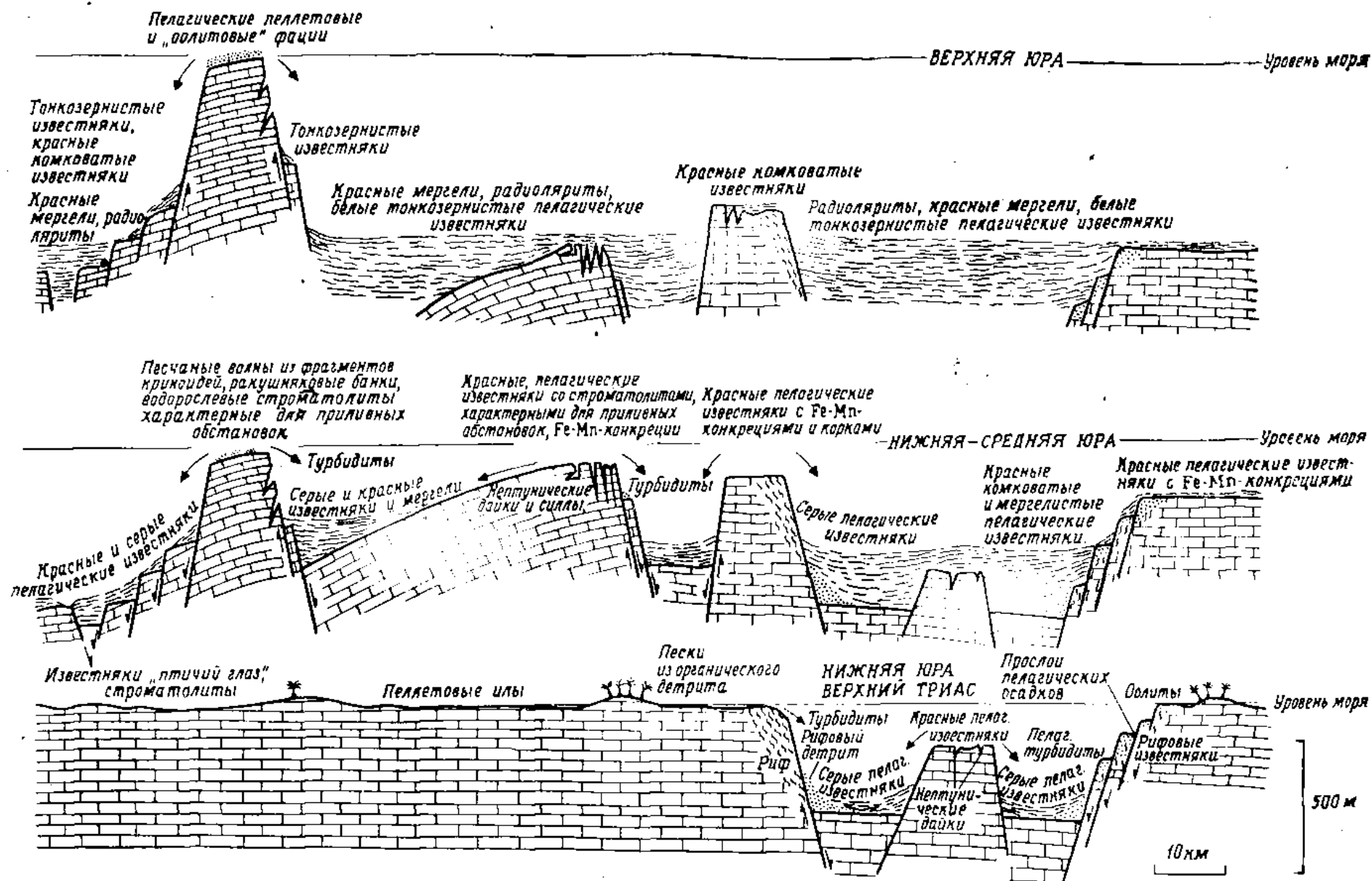
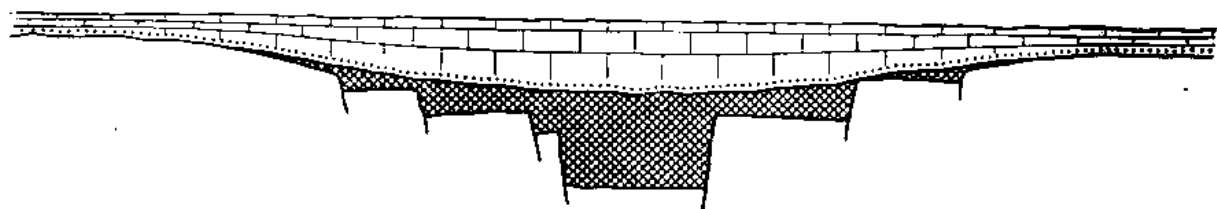


РИС. 4.3. Схема происшедшего в юре распада карбонатной платформы в средиземноморской части океана Тетис [29].

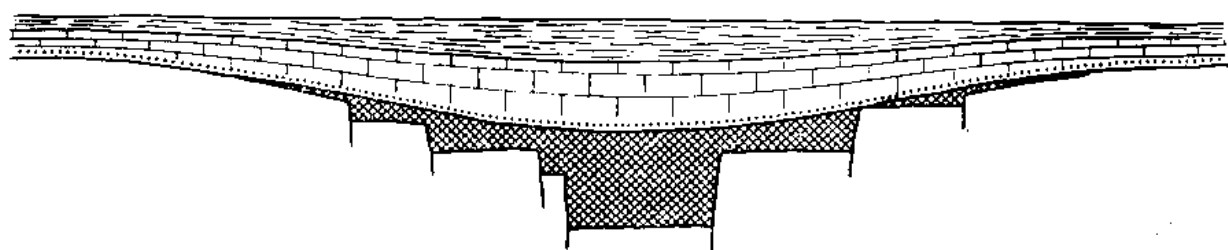
Поздний протерозой — средний кембрий



Поздний кембрий — ранний девон



Поздний девон — ранний карбон



Поздний карбон — пермь

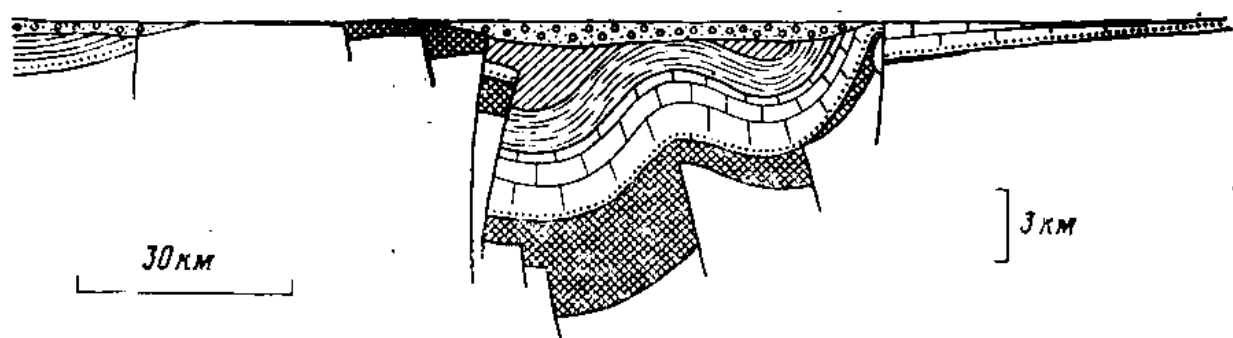


РИС. 4.4. Схематические разрезы авлакогена южной Оклахомы [213]. 1 — кварциты; 2 — риолиты, базальты, гипабиссальные силлы, туфы, осадки; 3 — гранитный фундамент; 4 — морские глинистые сланцы; 5 — морские карбонаты; 6 — конгломераты; 7 — морские глинистые сланцы с песчаниками и конгломератами.

и в этом случае могут возникнуть тройные сочленения (triple junctions). Одна ветвь такого сочленения обычно прекращает развиваться до начала спрединга, а две другие образуют дивергентную границу плит, вдоль которой создается новая океаническая кора. Таких *отмерших ветвей* (failed arms) было выявлено много [49], и они образуют особую категорию авлакогенов. Один из лучших примеров — это трог Бенуэ в Западной Африке, протягивающийся на северо-восток от входящего угла Гвинейского залива. Начав развиваться как грабен в раннемеловое время вместе с открытием Южной Атлантики, он определяет положение дельты Нигера и содержит свыше 10 км осадков подводных конусов, дельтовых и аллювиальных отложений мелового и третичного возраста.

СУБДУКЦИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Условия субдукции в наибольшей мере соответствуют тому, что в большинстве своем имеют в виду геологи, используя термин «эвгеосинклиналь». Осадочные толщи здесь особенно мощные с обильными турбидитами и отложениями потоков обломочного материала. Здесь же формируются изверженные породы и обычны мощные вулканокластические накопления. Затем при формировании орогенов накопленные толщи деформируются. Задолго до возникновения тектоники плит стало обычным искать современные аналоги эвгеосинклиналей во внутриокеанических системах дуга—желоб, наиболее широко развитых в западной части Тихого океана и по современным представлениям, конечно, относящихся к зонам субдукции.

Во внутриокеанической островодужной системе обычно выделяют несколько геоморфологических элементов (рис. 4.5). От океана к континенту последовательно сменяют друг друга желоб, промежуток между вулканической дугой и желобом (arc-trench-gap), вулканическая дуга и впадина в тылу дуги. Субдукция и, следовательно, сжатие относятся к системе желоб—вулканическая дуга, в то время как впадина в тылу дуги обычно является зоной спрединга.

Существует широко распространенное мнение, что тихоокеанские глубоководные желоба соответствуют формирующимся в настоящее время геосинклиналям. Едва ли это подтверждается современными исследованиями [406]. Глубоководные желоба достигают ширины лишь 50—100 км и не только слишком узки, чтобы выполнять эту роль, но в них может накопиться не более 2—3 км отложений; после чего осадки начинают перекрывать океаническое ложе. В течение большей части кайнозоя в желобах накопилась только сравнительно маломощная толща пелагических и гемипелагических осадков, а мощные турбидиты от-

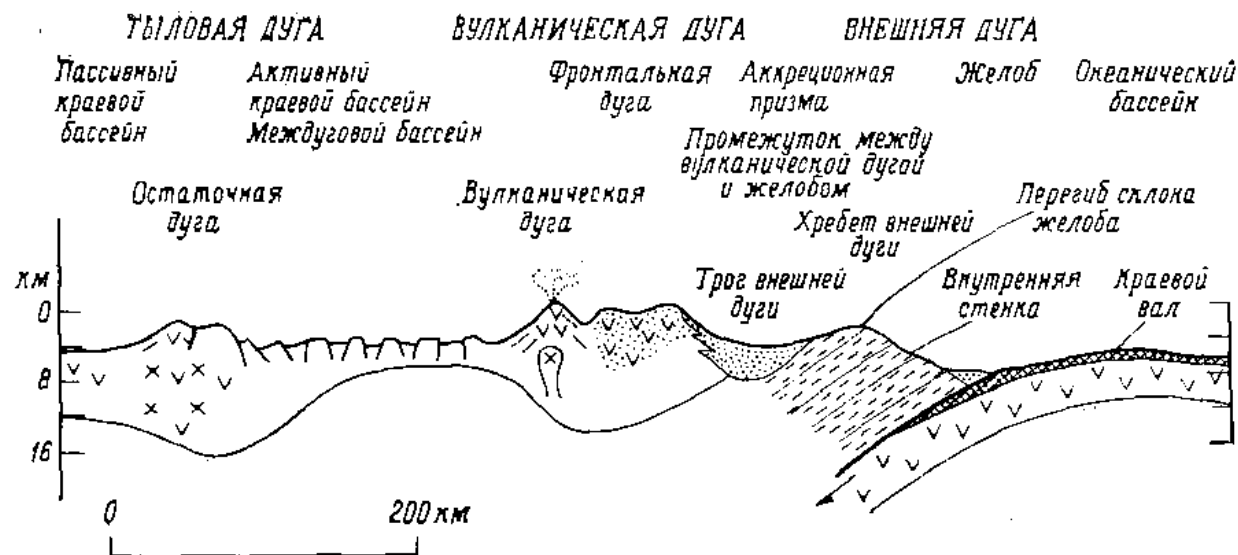


РИС. 4.5. Обобщенный разрез внутри-океанической островной дуги [329].

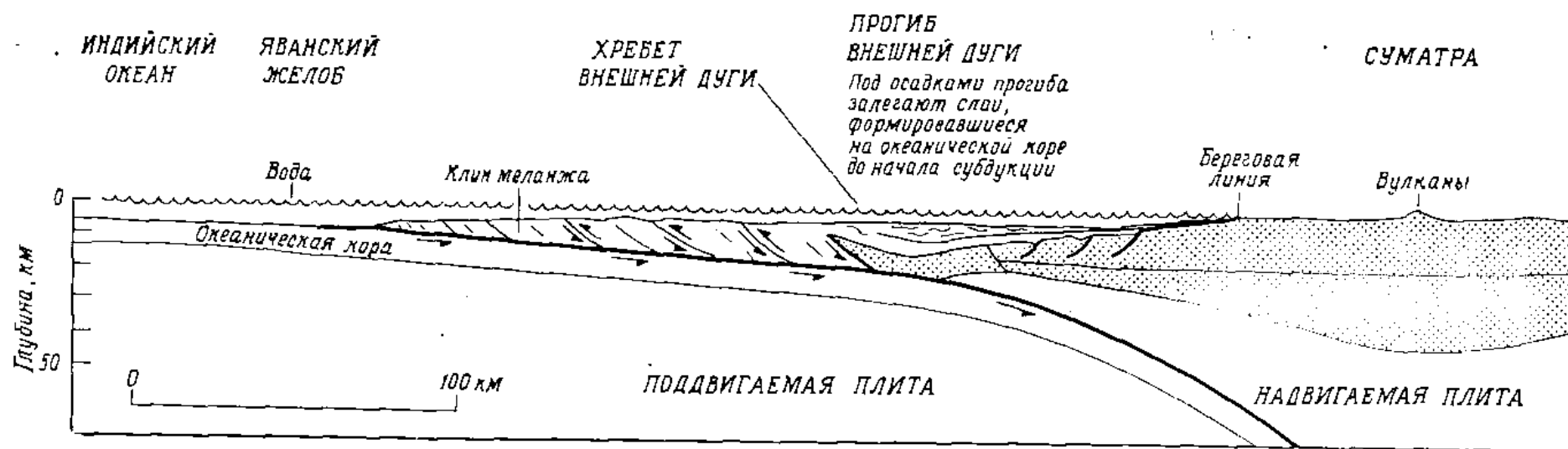


РИС. 4.6. Схематический разрез через зону субдукции в Яванском желобе ([195], с упрощениями).

лагались только при аномально низком уровне моря в плейстоцене.

Шолл и Марлоу [406] считали, что «недостающие» осадки вовлечены в субдукцию, но позднее сейсмопрофилирование вместе с другими данными подсказало альтернативное решение, согласно которому эти осадки были наклеплены (*plastered*) на передний край дуги с образованием *аккреционной призмы* (рис. 4.5, 4.6). Она состоит из круто наклоненных осадочных клиньев, последовательно омолаживающихся в сторону океана, однако при этом внутри каждого клина кровля разреза обращена к континенту. Модель аккреционной призмы недавно подтверждена глубоководным бурением у берегов южной Мексики [336].

Внутриокеанические островные дуги, например Тонга, Новые Гебриды и Малые Антильские острова, состоят из субаэральных и подводных вулканитов, преимущественно из низкокальциевых базальтов или андезитов с подчиненным количеством известково-щелочных кислых лав и туфов. Сопутствующие осадки возникли главным образом при эрозии вулканических пород, но наряду с ними могут встречаться рифогенные карбонаты. Потоки обломочного материала создают шлейфы вулканокластических и карбонатных глыбовых брекчий, конгломератов и песчаников. Для краевых континентальных дуг, таких, как Анды или Суматра, характерны более кремнистые и богатые калием дациты, андезиты и риолитовые игнимбриты; базальты здесь редки. Обломки вулканогенных пород и иногда гранитов заполняют связанные с этими дугами приразломные прогибы.

Область в тылу дуги состоит из хребтов и впадин. Осадки здесь представлены вулканокластикой, источником которой является дуга, биогенными илами и разнообразными глинами, часто обогащенными смектитом. Условия осадконакопления могут быть очень разнообразными и сложными и зависят прежде всего от объема и происхождения терригенной составляющей. Как мощные турбидиты, так и пелагические осадки могут непосредственно перекрывать океаническую кору. Существующая здесь обстановка, видимо, больше напоминает древние «эвгеосинклинали», чем системы желобов, значительно более узкие и испытывающие седиментационный голод.

Древние зоны субдукции легче всего распознаются по парным метаморфическим поясам и пластинам обдуцированных офиолитов, в то время как привязка осадочных образований к конкретным морфоструктурам или тектоническим режимам может сталкиваться с большими трудностями. Исследованиями флишевых комплексов, обзор которых дан Джулинским и Уолтоном [118], было установлено, что турбидитные потоки, как

правило, направлены вдоль трогов, параллельно простиранию тектонических структур. Позднее было доказано, что многие толщи турбидитов являются отложениями глубоководных конусов [341, 343]. Поэтому турбидиты древних желобов должны распознаваться по протяженной линейной русловой фации, параллельной оси желоба, и по небольшим подводным конусам, ориентированным перпендикулярно этому направлению.

Такие области, как Бирма и Зондская дуга, возможно, являются лучшими моделями некоторых древних орогенов с их мощными разрезами турбидитов, чем регионы, подобные Андам, Японии и внутриокеаническим островным дугам, где тектоническая история поглощающейся плиты восстанавливается значительно хуже. Особенно интересной чертой этого региона является мощный глубоководный конус, протягивающийся примерно на 3000 км к югу от Бенгальской дельты. Это гигантское осадочное тело ориентировано, таким образом, вдоль Индо-Бирманских хребтов, и поэтому напрашивается аналогия с теми примерами более древних флишевых толщ, на которые ссылаются Джулинский и Уолтон [118]. Можно провести правдоподобное сопоставление Индо-Бирманских складчатых хребтов, переходящих в нагорья восточной Бирмы, и шотландских каледонид [328]. В обоих регионах можно предполагать активную субдукцию под край континента, ограниченный сдвигом. Недавно Леггет и др. [298] привели доказательства существования в южной части шотландских каледонид аккреционной призмы турбидитов, примыкающей к предполагаемой зоне субдукции.

Наиболее эффектные ассоциации пород, связанные с зонами субдукции, известны как *олистостромы* и *меланжи* [221]. И те, и другие состоят из хаотической смеси обломков размером от галек до огромных, измеряемых несколькими километрами блоков, погруженных в основную массу, как правило тонкозернистую и часто состоящую из заметно рассланцованной глины. Олистостромы, которые в настоящее время обычно рассматриваются как результат пастообразных потоков или других гравитационно-склоновых процессов, содержат крупные экзотические обломки (более древние, чем вмещающая основная масса), называемые *олистолитами*. К числу классических примеров олистостром относятся палеогеновый *дикий флиш* Швейцарских Альп и *чешуйчатые глины* Апеннин. Они могут быть связаны с начальными фазами надвигания и залегать поэтому в подошве крупных надвигов, как в горах Таконик Новой Англии, и в основании *цветного меланжа*, как в горах Загрос в Иране.

Термин *меланж* может пониматься достаточно широко и означать также и олистостромы, когда точное разделение прове-

сти трудно. В более узком смысле к меланжу относятся тела деформированных пород, содержащие тектонически смешанные обломки, которые могут быть моложе рассланцованной основной массы. Один из лучших примеров — францисканская формация Северной Калифорнии. Она состоит из блоков граувакк, зеленокаменных эффузивов, кремней, серпентинитов, реже голубых сланцев и эклогитов, погруженных в основную массу рассланцованных алевропелитов, содержащих редкие окаменелости, возраст которых колеблется от триаса до валаушана. Эта формация считается результатом длительной направленной на восток субдукции, происходившей в палеогеновое и меловое время, и она, вероятно, состоит из отторженцев ряда океанических образований, ранее занимавших обширные пространства [218].

Следующий пример зоны меланжа, на этот раз сформированного неогеновой субдукцией, выявлен в Индонезии [195]. Сейсмопрофилирование и другие данные указывают на то, что хребет внешней дуги между Явой и Суматрой, с одной стороны, и активным Яванским желобом, с другой, является вершиной клиновидного тела меланжа и собранных в чешуи пород, крутые и умеренные падения которых резко дисгармоничны с расположенной под ними полого погружающейся океанической плитой (рис. 4.6). Этот клин растет за счет соскабливания океанических осадков и океанического фундамента, а также за счет внутреннего чешуеобразования, что вызывает обусловленное гравитацией противодействие субдуктивному движению в основании клина.

Восточнее дуга Баида фиксирует столкновение островной дуги с Австралийско-Новогвинейским континентом и выталкивание на континент собранной в чешуи массы материала, происходящего частично с самого континента, а частично из глубоководного меланжа на фронте наступающей дуги. Целые острова, такие, как Роти, Тимор и Серам, состоят из меланжа и пород, собранных в чешуи. Сланцеватые (scaly) глины образуют основную массу хаотической ассоциации олистолитов всех размеров до десятков километров в поперечнике, состоящих из шельфовых (пермь и моложе), склоновых и глубоководных (мел и моложе) осадков, а также из магматических и метаморфических пород главным образом основного и ультраосновного состава.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Современные трансформные границы плит можно изучать в Калифорнии, на Аляске, в Венесуэле, на Ближнем Востоке и в Новой Зеландии. Наиболее характерной особенностью осад-

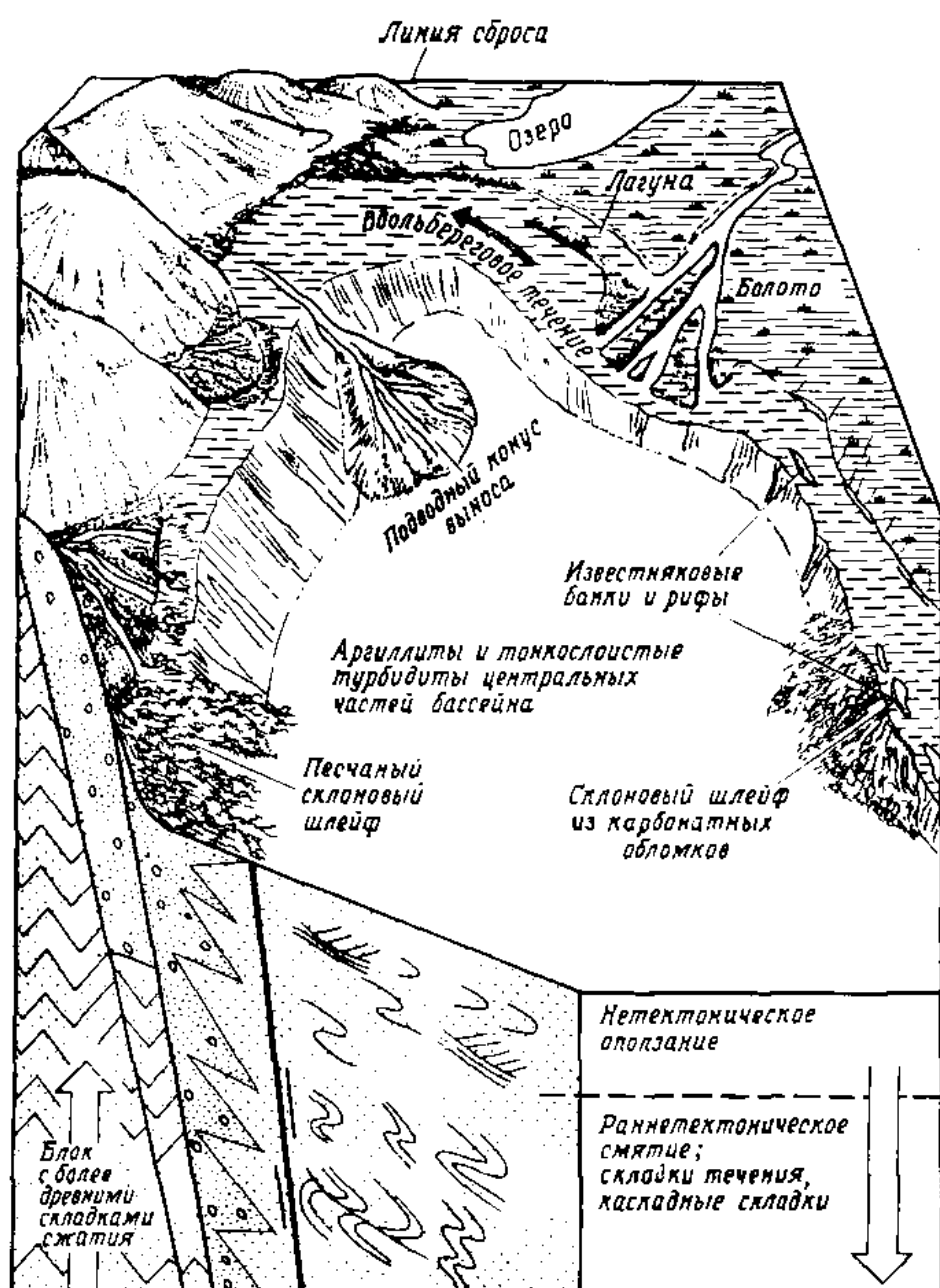


РИС. 4.7. Модель тектоники и осадконакопления в орогенном поясе, обусловленном сдвигами. Модель основана на материале по Кантабрийским горам, Испания [329].

конакопления является здесь развитие небольших тектонически активных прогибов, где накапливаются толщи, местами достигающие большой мощности. Этим толщам присущи быстрая фациальная изменчивость как по латерали, так и по вертикали и многочисленные признаки одновременных с осадконакоплением гравитационных движений. Другой типичной чертой этих обстановок является чередование в пространстве участков поднятия и прогибания, что, вероятно, связано с локальными изменениями тектонических напряжений от сжатия до растяжения. Многие прогибы могут располагаться вдоль оперяющих разры-

вов, и поэтому древние трансформные разломы бывает трудно выявить.

Эти прогибы располагаются в местах изменения простирания сдвигов, и известны как *прогибы-раздвиги* (pull-apart basins). Великолепным примером может служить прогиб Ридж, связанный с системой разрывов Сан-Андреас [86]. Он имеет размеры 50×20 км и выполнен мощной терригенной толщей неогена, которая накапливалась при постепенном раздвигании краев прогиба. Наиболее поразительной формацией является брекчия Вайолини мощностью более 10 000 м, но значительно менее протяженная по латерали; она интерпретируется как отложения аллювиального конуса выноса вблизи сбросового уступа. По латерали она переходит в различные аллювиальные, озерные и морские осадки.

Другой пример кайнозойского прогиба, связанного с важной трансформной границей, описан в Новой Зеландии Норрисом и др. [350]. Много примеров более древних прогибов, связанных со сдвигами, известно в Кантабрийских горах северной Испании, которые относятся к герцинскому орогену [373]. Там наблюдается быстрая вертикальная и латеральная изменчивость фаций: часть отложений образована потоками обломочного материала и гравитационными оползнями, обусловленными быстрыми вертикальными движениями (рис. 4.7).

СТОЛКНОВЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ II ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Когда сталкиваются два континента, маловероятно, что это столкновение будет происходить по прямой линии. Наоборот, первоначальный контакт, как правило, бывает неровным с локальными изгибами, действующими как ловушки осадочного материала, но постепенно исчезающими по мере сближения континентов. Бенгальский залив представляет собой один из таких остаточных океанических бассейнов, который постепенно закрывается в результате субдукции, направленной на восток, под Индо-Бирманские хребты, Андаманско-Никобарскую дугу и внешнюю Зондскую дугу. Пелагические осадки океанического дна этого бассейна перекрыты Бенгальским подводным конусом выноса. По мере продолжения субдукции турбидиты этого конуса будут содраны с погружающейся плиты и сформируют внешнюю дугу. На более поздней стадии они будут надвинуты на окраину континента.

К югу от поднимающихся Гималаев в неогене образовалась система позднеорогенных прогибов, где накопились мощные отложения аллювиальных конусов, относящиеся к серии Сивалик.

В глубине Азии движениями по сдвигам, связанными с продолжающимся северным давлением Индии, были сформированы многочисленные межгорные трог [331].

Что касается Альп, то детальный анализ Милнса [327] показывает, что финальные стадии столкновения континентов, ведущие к сочленению отдельных массивов суши, завершились здесь в раннем олигоцене. После этого началось быстрое поднятие, сопряженное с погружением краевого прогиба на севере, в области Швейцарского плоскогорья. Этот прогиб является классическим позднеорогенным (иногда его называют посторогенным) трогом, в котором накопилась моласса мощностью 3000—6000 м [484]. Наиболее характерным типом пород здесь являются мощные фангломераты Нагельфлю. Распознается несколько крупных аллювиальных конусов выноса мощностью до 1000 м и шириной до 40 км. К северу мощность осадков уменьшается и они становятся более тонкозернистыми; это главным образом отложения аллювиальных равнин, но с мелководноморскими горизонтами в среднем олигоцене и среднем миоцене. Несколько седиментационных циклов с погрубением пород вверх по разрезу отражают поднятие орогена на юге, движение покровов на север и образование разрывов в фундаменте.

Ван Хутен [484] описал также типичные молассовые отложения в бассейнах Эбро и Аквитанском, где фангломераты образовались при размыве поднимающихся Пиренеев. Такие же мощные фангломераты в нижнем девоне центральной Шотландии являются отложениями позднеорогенного трога, возникшего сразу после закрытия океана Япетус.

ЦИКЛ УИЛСОНА

Главной слабостью классической теории геосинклиналей было то, что в ней не учитывались значительные горизонтальные движения, которые могли сблизить породы, образовавшиеся на обширных пространствах далеко как друг от друга, так, может быть, и от сформированного в конце концов орогена. Есть некая прория в том, что в основу своей концепции геосинклиналей Штилле положил геологию альпийских офиолитовых комплексов, так как в то время они считались неотъемлемой частью геосинклинали, результатом внедрений и излияний *in situ*. Эта концепция просуществовала до возникновения тектоники плит (например, [16]), но сейчас офиолитовые комплексы в центральных частях орогенов обычно считаются обдуцированными и сформированными при спрединге где-то в другом месте. Фактически теперь обнаружилось, что выделенная Штейнманом знаменитая ассоциация офиолитов и пелагических осадков

не имеет прямого отношения к тектонике сжатия, которая создает горные пояса.

Подобно этому в Альпах мало что осталось от лептогеосинклинальной фазы Трюмпи, потому что осадки его глубоких «голодающих» прогибов Южных и Восточных Альп теперь считаются фациями подводных гор, которые, вероятно, накопились в южной части океана Тетис и лишь после этого были перемещены далеко на север. И вообще меланжи, по крайней мере некоторые, могут быть хаотической смесью материала, соскобленного с широких пространств морского дна.

Ясно, что необходима концепция нового типа, которая учитывала бы тектонику плит. Вначале рассмотрим вкратце историю трех орогенических событий.

Северные Аппалачи были классическим регионом для изучения геосинклиналей, начиная с пионерских работ Холла, и особенно после выделения Кеем в палеозое Новой Англии расположенной на западе многогеосинклинали и более восточной эвгеосинклинали, разделенных вулканическим поднятием гор Грин-Маунтинс. Бёрд и Дьюи [32] были первыми, кто приложил модель тектоники плит к Аппалачскому орогену. Внимание было сосредоточено на северной части площади, охватывающей Новую Англию и Ньюфаундленд, где отсутствие влияния позднепалеозойской аллеганской орогении облегчает изучение эффекта более древних таконской и акладской орогений.

На западе Новой Англии многогеосинклинали Кея соответствует область, традиционно именуемая «зоной Логана»; здесь развита серия кембрийских и нижнеордовикских мелководных карбонатов, перекрывающая нижнекембрийские ортокварциты, известные как песчаники Потсдам. Мощность разреза увеличивается к востоку, а одинаковые фации протягиваются вдоль Аппалачей. На западе Ньюфаундленда знаменитая брекчия Кау-Хед считается брекчией оползания на юго-восточном краю зоны Логана, где отшель резко сменялась глубоководной зоной.

Резкая смена фаций приурочена к среднему ордовика — тому уровню, где мелководные карбонаты переходят вверх по разрезу в мощную аргиллитовую формацию — сланцы Норманскилл. Западнее они сменяются известняками Трентон, а в противоположном направлении в них появляются прослои граувакк, источник которых, бесспорно, находился на востоке. Выше располагается аллохтон гор Таконик с несколькими перемещенными к западу надвиговыми пластинами. Характерные фации дикого флиша, залегающие в подошве аллохтона, интерпретируются Бёрдом и Дьюи как меланж, возникший при нагромождении продуктов эрозии с продвигающихся на запад клиппенов. Эти движения, относящиеся к позднему ордовика, внезапно нарушают длительную историю относительной тектонической

стабильности и медленного погружения края континента; бесспорно, они обусловлены сжатием и связаны с таконской орогенией (рис. 4.8).

Юго-восточнее расположена зона Пидмонт, где обломочные породы и вулканиты от верхнего докембрия до ордовика интенсивно деформированы и метаморфизованы во время таконской орогении. Эта зона соответствует эвгеосинклинали Кея, и теперь считается, что она охватывала континентальное подножие на краю расширяющегося океана. Верхнедокембрийские базальты отвечают ранней фазе растяжения с образованием грабенов, в то время как другие вулканиты свидетельствуют о возникновении в раннем ордовике островодужной системы, связанной с новообразованной зоной Беньюффа, наклоненной на запад (рис. 4.9). Дальнейшая история — это история океана (Япетус), неуклонно сужающегося по мере поглощения его коры с последующим столкновением континентов, которое вызвало в девоне акадскую орогению и распространение на запад молассовых фаций (так называемой дельты Кэтскилл).

На западе Северной Америки разрез палеозоя является зеркальным отражением такого же разреза к востоку от центрального платформенного региона. В общих чертах здесь можно выделить три параллельных фациальных пояса. С востока на запад это:

1. Мелководноморские карбонаты с ортокварцитами; в традиционной интерпретации — многоэсиклинали.

2. Глинистые (в нижнем палеозое граптолитовые) сланцы с горизонтами кремней; обычно их относят к глубоководным фациям.

3. Ассоциация граувакк, вулканокластитов и вулканитов.

Зоны 2 и 3 рассматриваются как эвгеосинклинали, включающая вулканические островные дуги; предполагается длительная прерывистая субдукция в восточном направлении. Чуркин [60] полагает, что зона окраинного бассейна с несколькими сменяющимися друг друга фазами открытия и захлопывания существовала в течение большей части палеозоя. Так, антлерская орогения, приуроченная к позднему девону и раннему карбону, связывается со столкновением окраинного бассейна с островной дугой, вызвавшим последующее поднятие и надвигание целлагических осадков; гигантский клин снесенных с запада конгломератов и песчаников несогласно перекрывает отложения зоны 2. В конце палеозоя возобновление рифтогенеза приводит к образованию новой системы вулканической дуги и окраинного бассейна (рис. 4.10).

Чуркин усматривает в этом очевидную аналогию с развитием западной части североамериканских Кордильер в мезозое и кайнозое, но необходимо заметить, что предложенная им

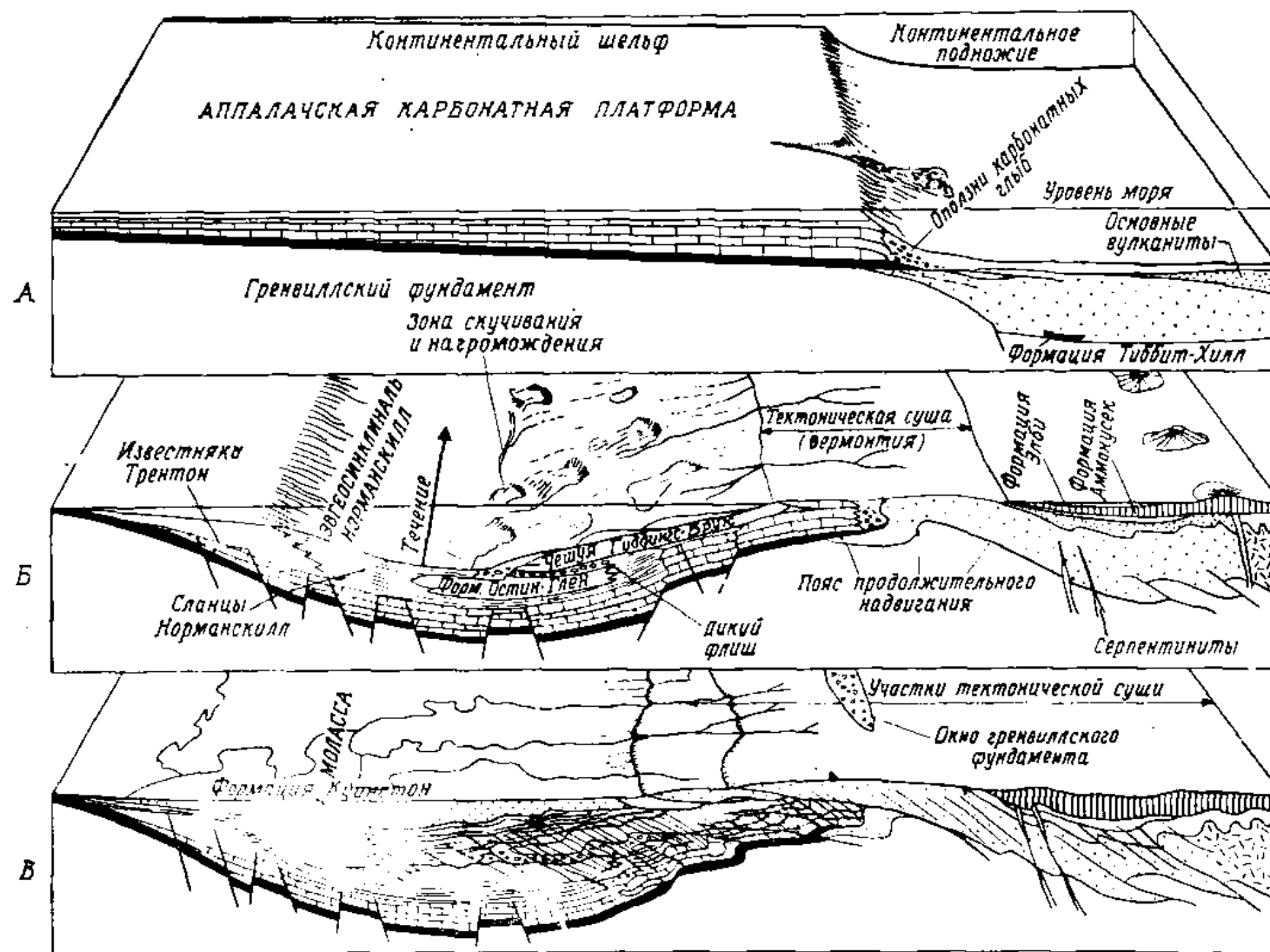


РИС. 4.8. Схематические блок-диаграммы, иллюстрирующие предтаконскую и таконскую эволюцию ордовикской континентальной окраины на западе Новой Англии. А — предтаконская стадия; Б — раннетаконская стадия; В — позднетаконская стадия ([32], с упрощениями).

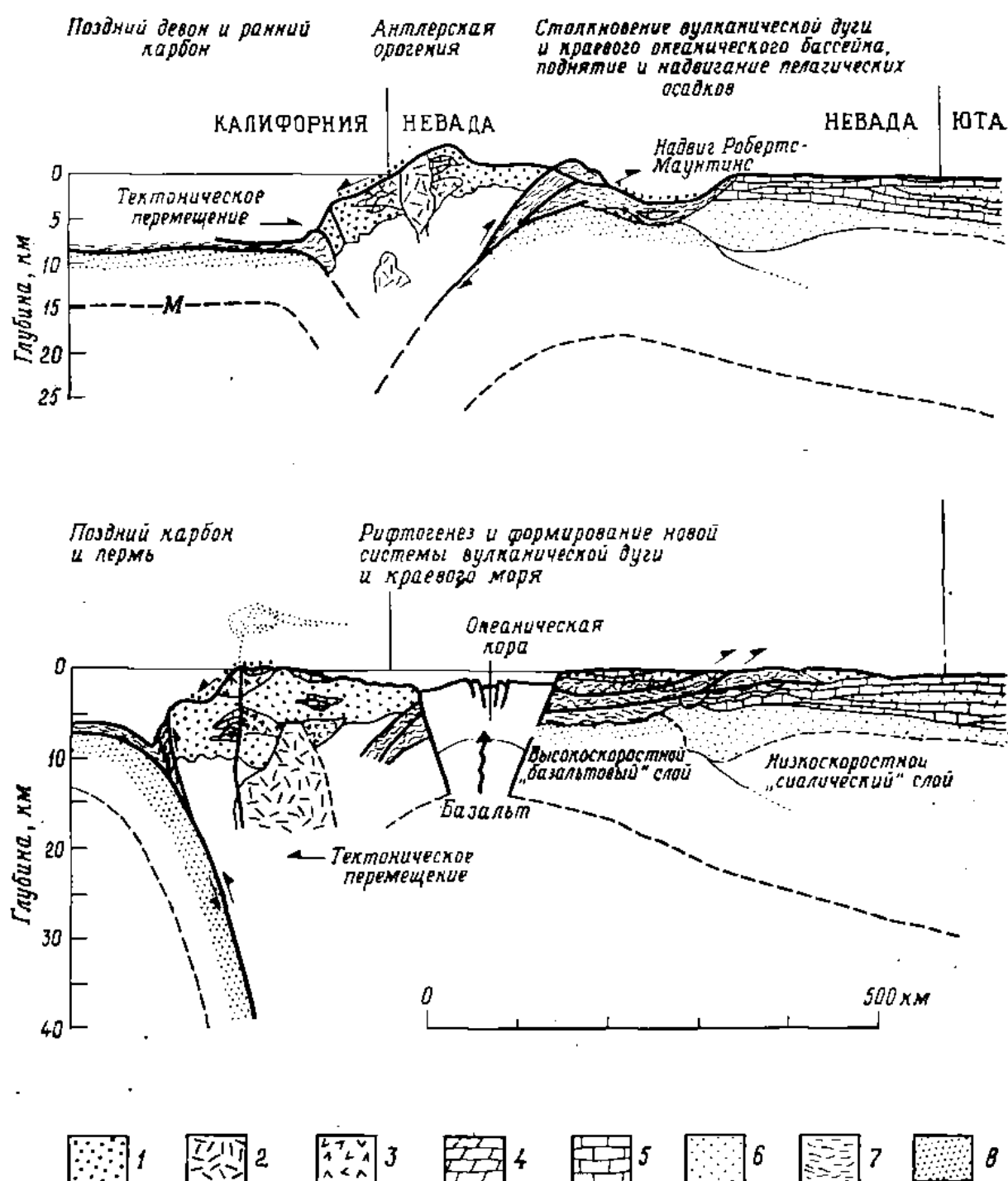


РИС. 4.10. Модель позднепалеозойской тектоники растяжения и сжатия в западной части Кордильер, США ([60], с упрощениями). 1 — вулканомиктовые граувакки, аргиллиты и конгломераты; 2 — плутонические породы; 3 — вулканические брекчии, туфы и массивные порфировые лавы; 4 — доломиты; 5 — известняки; 6 — кварциты; 7 — пелагические осадочные породы, главным образом граптолитовые сланцы и кремни; 8 — базальтовые лавы, местами имеющие подушечную текстуру.

относительно простая модель чередующихся фаз субширотного сжатия и растяжения была усложнена после выяснения возможности значительных перемещений к северу крупных участков берегового пояса [254].

КОМПЛЕКСЫ ПОРОД В РАЙОНЕ НЕЙРИЗ

*Слои Тарбур и более
молодые отложения*

Офиолиты Нейриз

Слои Бахтегак

Серия Пичакун

Слои Далнашин

Формация Сарвак

ОМАНСКИЕ ЭКВИВАЛЕНТЫ

*Маастрихтские и более
молодые отложения*

Офиолиты Сумаиль

*Верхние покровы Хавасина
(с Оманскими экзотическими
блоками)*

Нижние покровы Хавасина

Формация Мутти

Группа Вазиа

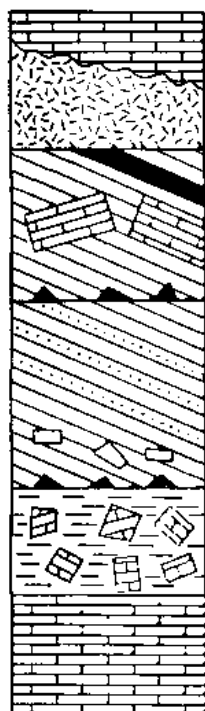


РИС. 4.11. Сравнение структурно-стратиграфических комплексов Оманских гор и района Нейриз в южном Иране [188].

Теперь обратимся к Старому Свету, где линейная зона офиолитовых комплексов и связанных с ними меланжей, протягиваясь от Омана через южный Иран и южную Турцию до Кипра, является следом столкновения континентов, произошедшего в позднемеловое время. Геология слабо меняется по простиранию этой зоны, а сходство между Оманом и южным Ираном особенно велико [166, 188]. Мощная серия мелководных карбонатов, верхи которой относятся к сеноману, перекрывается диким флишем — хаотической смесью известняковых блоков в сланцеватой глинистой основной массе. Выше по надвигу залегает мощная серия радиоляритов с прослоями турбидитных обломочных известняков, содержащих окаменелости триаса, юры и мела. Выделяется несколько надвиговых пластин, а вблизи кровли аллохтона залегает толща с огромными олистолитами пермских и триасовых известняков. Главная офиолитовая серия в свою очередь надвинута на радиоляриты, а весь комплекс с несогласием перекрывает маастрихтскими и более молодыми известняками, что определяет верхний возрастной предел столкновения континентов (рис. 4.11).

Предлагаемые для этих двух районов интерпретации в целом сходны. В течение какой-то точно не определенной части мезозойского времени новая океаническая кора генерировалась к северу от карбонатной платформы Аравии, край которой под

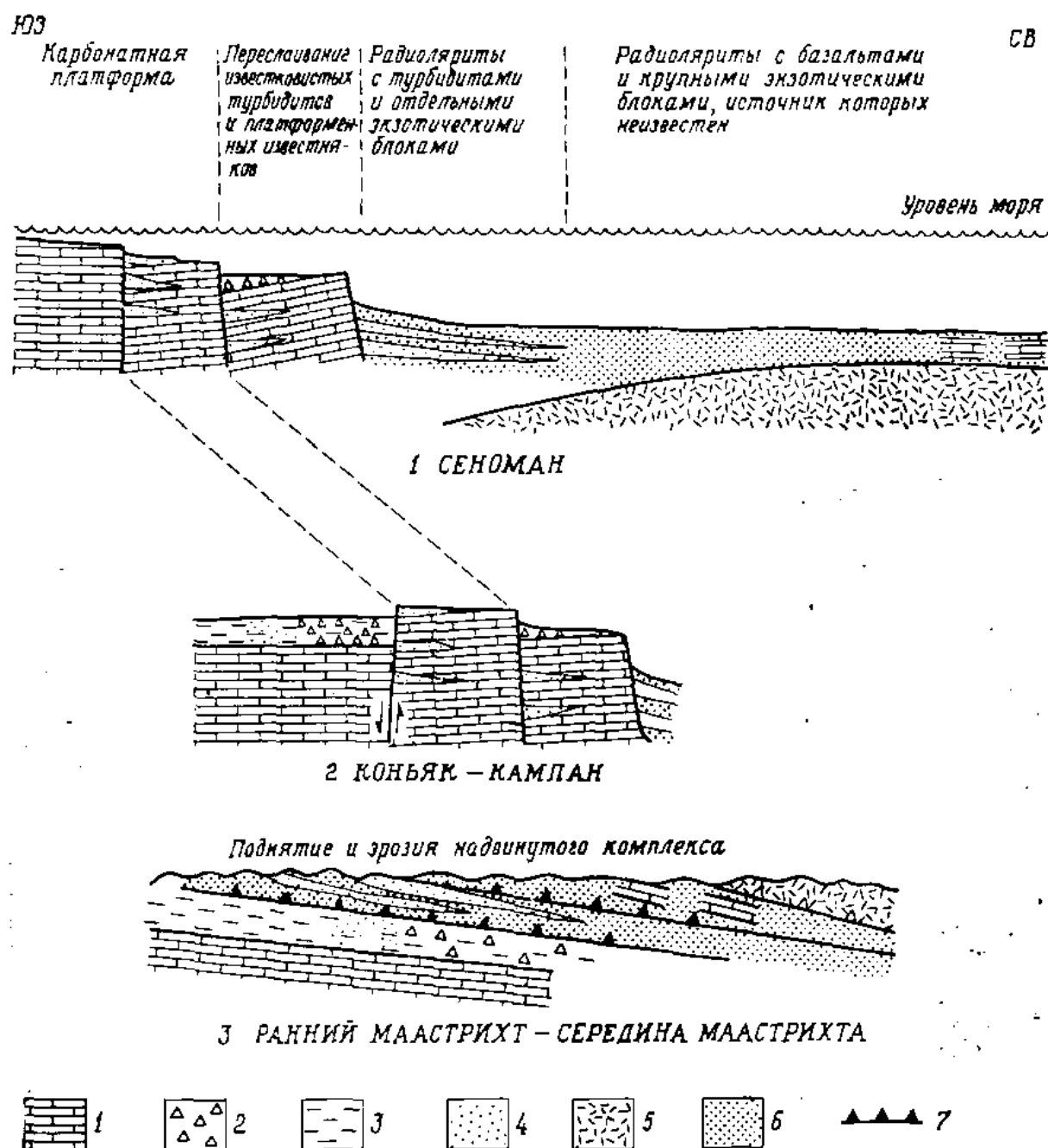


РИС. 4.12. Модель позднемеловой структурной эволюции района Нейриз в южном Иране [168]. 1 — известняки карбонатной платформы; 2 — брекчии; 3 — мергели; 4 — известняковая кластика песчаной размерности; 5 — офиолиты; 6 — радиоляриты; 7 — надвиги.

влиянием тектоники растяжения опускался по сбросам. Карбонатные осадки транспортировались в глубоководную зону, образуя там турбидитные прослои и горизонты экзотических глыб среди кремнистых пелагических илов, отлагавшихся прямо на океанических базальтах. Во время последующей позднемеловой фазы сжатия эти глубоководные осадки были надвинуты на юг и юго-восток поверх карбонатной платформы; начало надвигания маркируется погружением внешнего края платформы и

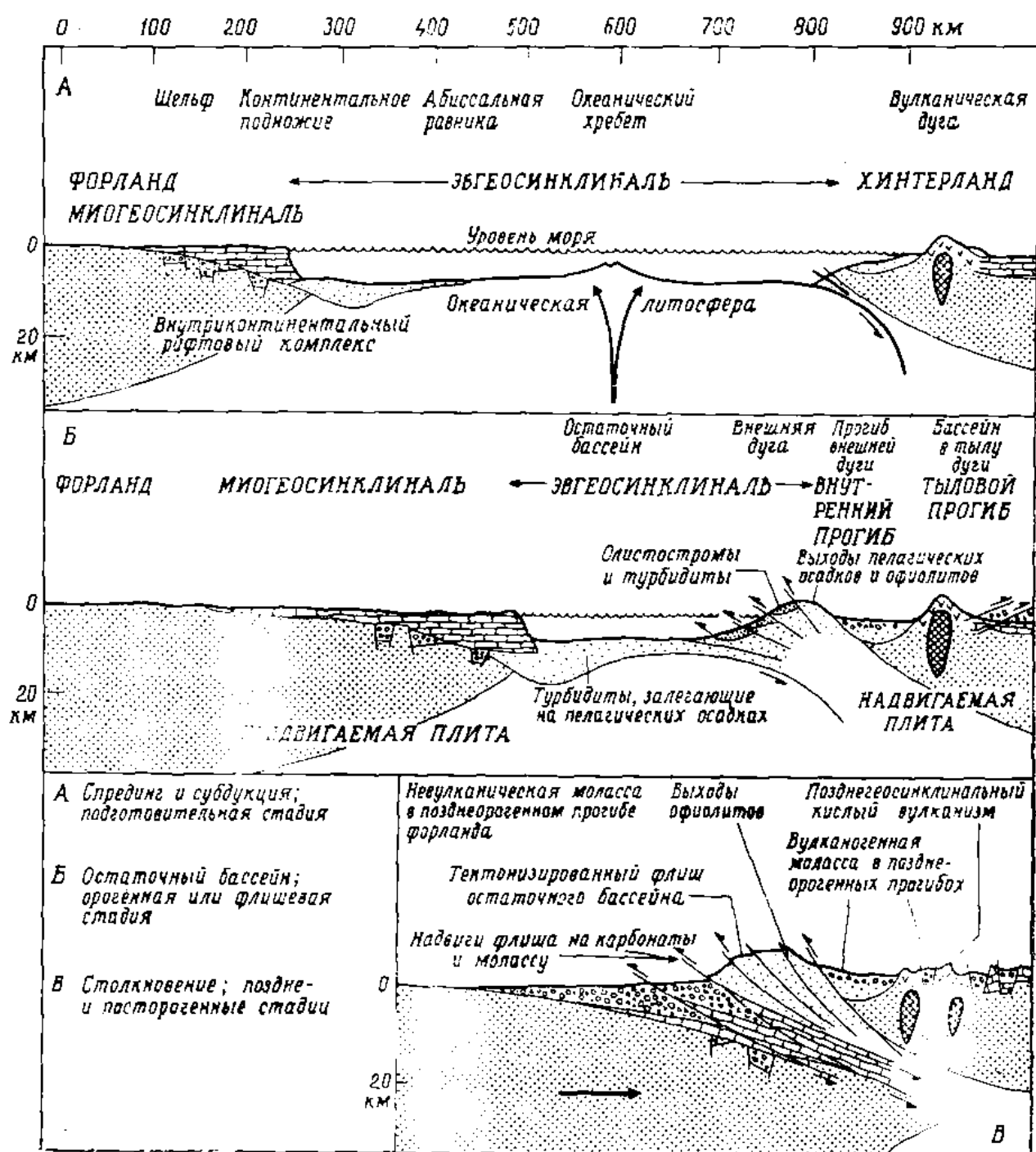


РИС. 4.13. Цикл Уилсона: открытие океана, субдукция и столкновение континентов [329].

формированием олистоостромы (дикого флиша) в подошведвигающегося покрова. Обдукция офиолитовой пластины означает окончательное закрытие древнего бассейна (рис. 4.12).

Установлено несколько ярко выраженных параллелей с нижним палеозоем северных Аппалачей. Так, нижние покровы Хавасина и серия Пичакун, мелкие олистолиты которых связаны с разрушением карбонатной платформы, напоминают брекчию Кау-Хед Ньюфаундленда. Сланцы Далнашин и Мути по текто-

нической обстановке накопления аналогичны сланцам Норманскилл, и в обоих случаях дикий флиш располагается в подошве надвига.

Весьма близкая история структурного совмещения была выявлена при изучении фациально почти идентичных пород гор Отрис в Греции [443]. Заметные отличия от района Персидского залива состоят в том, что карбонатная платформа располагалась на северо-востоке и что надвигание происходило несколько раньше — в позднеюрское и раннемеловое время.

История этих и других регионов создает основу для общей модели тектонической эволюции как последовательного открытия и закрытия океанических структур с ранней стадией открытия океана, более поздней стадией остаточного бассейна и финальной стадией столкновения континентов. Так как эта модель впервые была предложена Уилсоном, она известна как цикл Уилсона (рис. 4.13).

ПРОГИБАНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Считается, что, несмотря на многочисленные сложности и неопределенности, многие геологические процессы (в том числе и осадконакопление), происходящие на границах плит, по крайней мере в общих чертах сравнительно хорошо поняты. Формирование бассейнов осадконакопления внутри платформенных областей значительно более загадочно [38]. Эти прогибы ни в коей мере не могут повсюду рассматриваться только как авлакогены или отмершие ветви и, следовательно, как побочные продукты растяжения в связи с событиями на границах плит.

Рассмотрим для примера бассейн Мичиган в центральной части США. Его осадочный разрез отражает историю постоянного прогибания в течение большей части палеозоя, но прогиб имеет почти круглую форму и остается недеформированным. Хэксби и др. [203] считают, что его форма и размеры являются серьезным свидетельством изгиба литосферы под нагрузкой, горизонтальные размеры которой малы по сравнению с радиусом изгиба. Они разработали термальную модель эволюции, при которой в литосферу первоначально внедряется мантийный диапир. Габбро при этом переходит в эклогит, под грузом которого бассейн прогибается по мере охлаждения за счет теплопроводности.

Эту модель отрицает Мак-Кензи [312], который считает невероятными необходимые для нее фазовые переходы. Если происходит термальное сжатие, оно должно было предваряться периодом крупномасштабного поднятия, сопровождавшегося значительной эрозией, а свидетельств этому нет ни в Мичиганском,

ни в других прогибах, таких, как бассейн Северного моря или Паннонская впадина Венгрии.

Мак-Кензи предпочитает модель, включающую начальную фазу растяжения, сопровождающегося сбросообразованием и погружением. Затем литосфера утолщается за счет отвода тепла к поверхности, и далее происходит медленное погружение без образования крупных сбросов. Как признает Мак-Кензи, главным препятствием для этой модели является слишком большая величина растяжения, так как только для накопления 4,5 км осадков необходимо расширение бассейна вдвое. С другой стороны, она, по-видимому, хорошо согласуется с историей многих авлакогенов, поскольку на ранней стадии в них развиваются грабены, вслед за чем начинается общее прогибание.

Полная оценка этих или других геофизических моделей выходит за рамки этой книги, но следует еще раз подчеркнуть, что большая часть данных, необходимых для такой оценки, должна быть получена путем тщательного стратиграфического и фациального анализа формаций и эволюции платформенных прогибов. Только с помощью таких исследований можно правильно ответить на целую серию важных вопросов: каковы были форма и размеры прогиба? Как долго он существовал? С какой скоростью погружался? Изменялась ли эта скорость систематически? Была ли связь с разрывами в фундаменте прогиба и на его краях?

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕКТОНИКА В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ

Хотя систематическое изложение вопросов геологии месторождений полезных ископаемых выходит за рамки этой книги, здесь уместно рассмотреть (в связи с современными открытиями) северную часть Северного моря в качестве яркого примера того, как взаимодействие осадконакопления и тектоники контролирует нефтегазовые месторождения в том регионе, который стал крупной нефтеносной провинцией.

Теперь известно, что под Северным морем расположена крупная мезозойская тафrogenная зона с центральной системой грабенов, протянувшейся вдоль длинной оси бассейна и характеризующейся развитием наклоненных и ограниченных сбросами блоков. Нефтеносные районы тесно связаны с этой системой грабенов [418, 514], что указывает на определенную причинную связь. Северная часть Северного моря стала крупной нефтегазоносной провинцией вследствие комбинации факторов. Здесь расположен глубокий бассейн осадконакопления, в кото-

ром богатые органическим веществом глинистые сланцы пересланяются или соприкасаются по разрывам с пористыми песками, а температуры, необходимые для превращения органического вещества в нефть и газ, достигаются сочетанием глубокого погружения и высокого геотермического градиента вдоль оси рифта, где земная кора утонена. Многочисленные нефтяные ловушки формируются при структурообразующих движениях, синхронных с осадконакоплением.

В настоящее время нефть и газ извлекаются из коллекторов трех типов: палеоценовых песков (площадь Фортис), маастрихтского и датского мела (площадь Экофиск) и из юрских песков (площади Брент и Пайпер). Каждый тип месторождений имеет характерные черты. Особенность палеоцена состоит в пересланянии пачек неслоистых песков, которые считаются отложениями глубоководных зернистых потоков, с менее пористыми турбидитными песчано-сланцевыми пачками, образованными в результате подъема и размыва каледонского фундамента Шотландии и подводного Шетландского плато. В отличие от других крупных нефтеносных площадей, таких, как дельтовые комплексы Миссисипи и Нигера, здесь еще не открыты крупные нефтяные месторождения во фронтальной зоне дельты, там, где пески в направлении к центру бассейна переходят в глинистые сланцы. Месторождения в меле необычны; хотя мел часто бывает очень пористым (до 35 %), он обычно слабопроницаем, так что поровая жидкость не может быть извлечена. И действительно, в некоторых нефтеносных районах Среднего Востока мел играет роль кэпрока. Вероятно, наиболее важным фактором, создающим высокую проницаемость, наряду с пористостью является образование трещин растяжения в результате куполовидных поднятий мела над диапирами пермской соли, хотя могут влиять и другие постседиментационные факторы.

Но больше всего месторождений содержится в юрских песках грабена Викинг между Шетландским плато и Норвегией. Это отлагавшиеся в аллювиально-дельтовых и мелководноморских условиях пески Статфьорд, относящиеся к самым верхним горизонтам триаса и основанию юры, и наиболее важные в практическом отношении аллювиально-дельтовые бат-байосские пески Брент. Третья, оксфорд-кимериджская толща песков Пайпер выполняет субширотный бассейн Мори, который пересекает главную систему грабенов. Это мелководноморские пески, образованные при перемыве подстилающих песков Брент в начале позднелюрской трансгрессии.

Различные типы месторождений в юрских песках показаны на рис. 4.14, а три типа ловушек в них — на рис. 4.15. Наиболее важны месторождения, связанные с наклонными сбросами. На месторождении Брент сбросообразование в конце средней юры

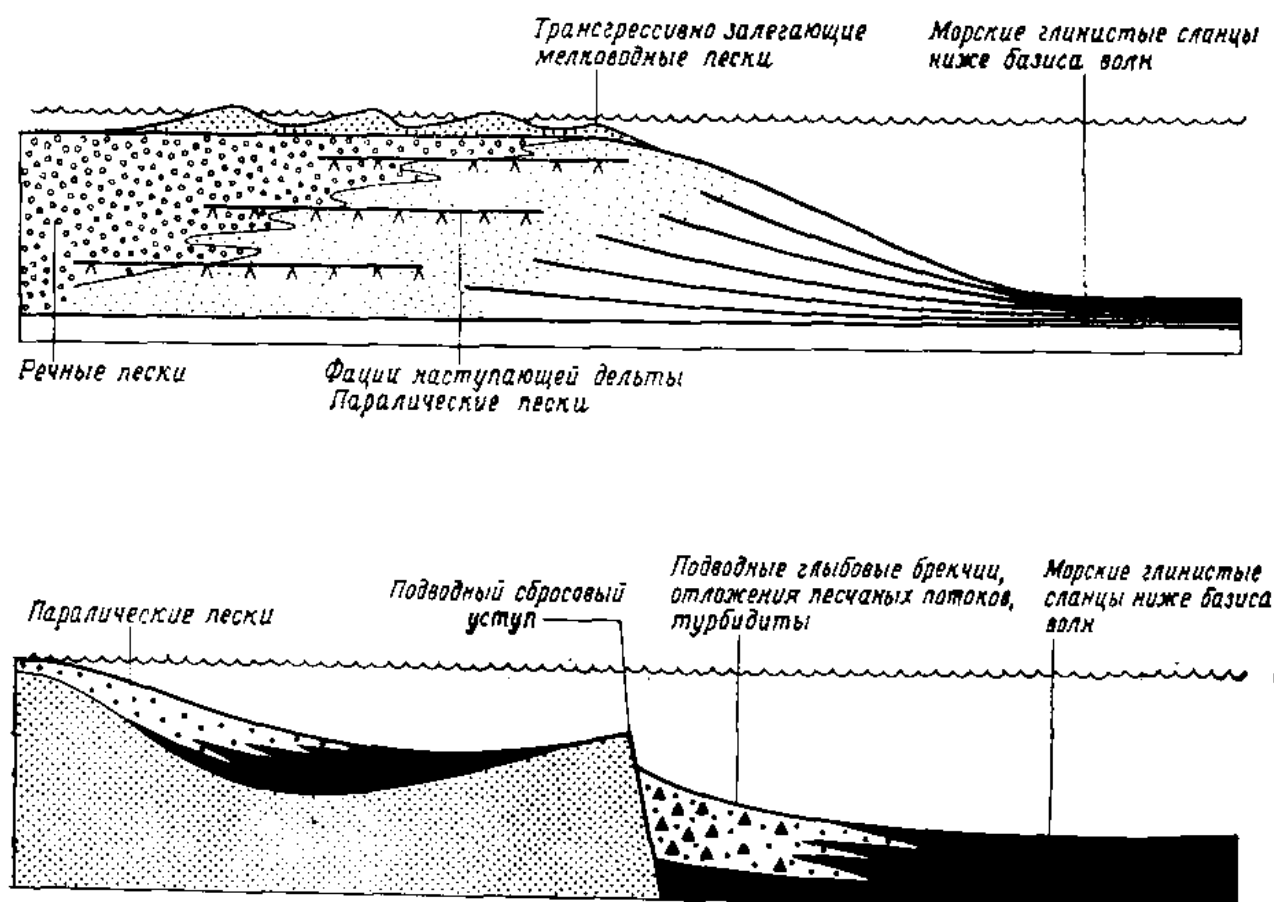


РИС. 4.14. Различные типы юрских песчаных фаций в северной части Северного моря [418].

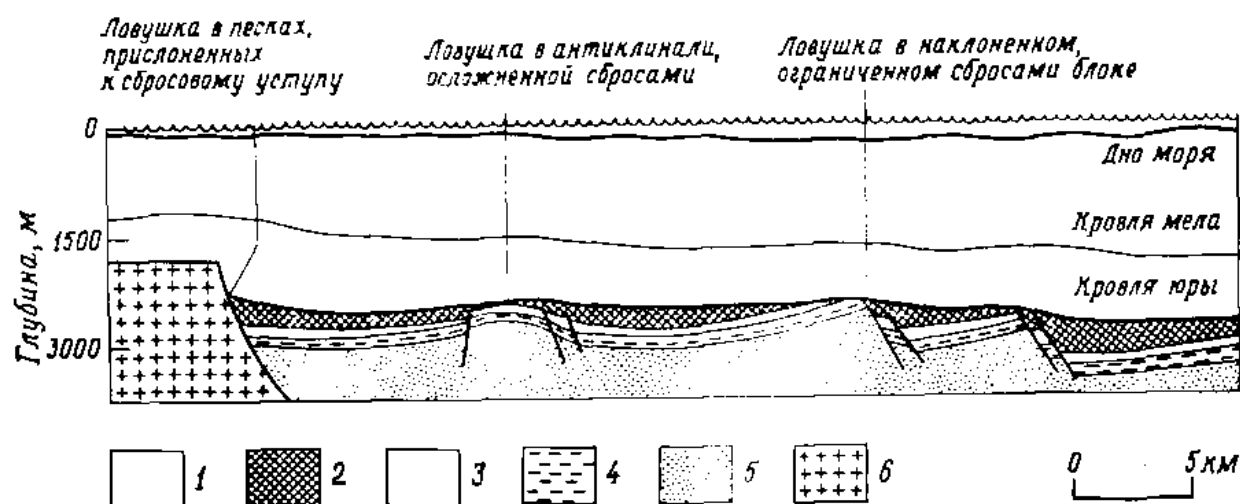


РИС. 4.15. Три главных типа нефтяных ловушек в юрских породах Северного моря [418]. 1 — современные, третичные и меловые отложения; 2 — верхняя юра; 3 — средняя юра; 4 — нижняя юра (лейас); 5 — триас; 6 — каледонский метаморфический фундамент.

и в конце юры привело к несогласному контакту песчаных коллекторов Брент и Статфьорд с верхнеюрскими и нижнемеловыми сланцами, выполняющими роль кэпрока. Не вызывает сомнений то, что нефтематеринскими породами являются сильно битуминозные сланцы кимериджа.

Нефтеносные районы вначале были оконтурены методом отраженных волн, и пока доказана выгода эксплуатации только структурных ловушек, но поскольку цена нефти продолжает расти все быстрее, будет уделяться внимание и возможным стратиграфическим ловушкам, которые сейчас имеют только второстепенное значение. Тогда вступит в игру вся изобретательность аналитика фаций, например, при выявлении систем дельтовых или подводных русел или зон выклинивания песков среди сланцев.

ДРЕВНИЕ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЯ

Современные шельфовые моря занимают лишь ограниченные участки окраин континентов и должны в соответствии с этим называться *периконтинентальными*. В противоположность этому в прошлом в течение длительных интервалов времени мелководные моря распространялись глубоко во внутренние части континентов. Термин *шельф* кажется неприменимым для этих морей, которые обычно описываются как *эпиконтинентальные* или *эпейрические*. Фациальные комплексы, отражающие существование эпиконтинентальных морей, резко отличны от мелководных «эвгеосинклинальных» комплексов. Для них характерны прежде всего кварцевые песчаные породы [У автора — ортокварциты. — *Ред.*], осадки карбонатных платформ, глины, сланцы и аргиллиты, обычно содержащие обильные остатки бентосной мелководной фауны.

Другим важным отличием отложений эпиконтинентальных морей от осадков, связанных с интенсивными тектоническими движениями, является то, что отдельные слои или пачки часто прослеживаются на большие расстояния с очень небольшими фациальными изменениями или без них. Можно проиллюстрировать это происшедшим со мной случаем. Для своей докторской диссертации я проводил детальное исследование фаций голубого лейаса южной Англии — тонкослоистой толщи известняков, мергелей и аргиллитов нижнеюрского (геттангского и синемюрского) возраста. Классический разрез побережья Дорсета стратиграфически был уже хорошо изучен, и различные слои известняков были известны под такими колоритными горняцкими названиями, как «ублюдок» и «свиной навоз».

Через несколько лет мне показывали серию пластов того же возраста на востоке Парижского бассейна, т. е. на 430 км восточнее. Мой французский гид был изумлен, когда я смог определить положение границы геттанга и синемюра с точностью до полуметра только на основании литологического сходства с породами Дорсета. Мой дальнейший опыт убедил меня в том, что это мог бы сделать любой, кто детально исследовал этот тип фаций, и я рискую утверждать, что для таких отложений лате-

ральное постоянство отдельных горизонтов на площадях, превышающих сотни квадратных километров,—почти общее правило, и оно ни в коей мере не является необычным даже на площадях, превышающих тысячи квадратных километров.

Имея дело с отложениями широких эпиконтинентальных морей, мы сталкиваемся с первым примером обстановки, для которой нет современных аналогов, и оказываемся в большей, чем обычно, зависимости от подробных доказательств и аргументов, основанных на стратиграфических и фацнальных соотношениях. Помогает моделирование ситуации, как это было сделано Шоу [427] и Ирвином [242] в отношении палеозойских отложений Северо-Американской платформы.

Были интервалы времени прежде всего в ордовике, когда можно было, пересекая этот кратон, на протяжении тысяч километров не видеть суши. Если максимальная глубина моря достигала глубины современного внешнего шельфа 200 м, наклон дна в сторону океана не превышал $1/50\,000$ по сравнению с современными градиентами шельфа от $1/500$ до $1/2500$. Более того, нет больших сомнений в том, что глубины в пределах обширных регионов были существенно меньше 200 м.

В наше время подобная геоморфологическая ситуация должна была бы иметь важные гидрологические следствия. Вряд ли могли существовать крупные системы океанических течений, перемещавших большие массы воды. Кёлиган и Крамбейн [271] математически показали, что при достаточно малом наклоне морского дна в сторону океана могут возникнуть условия, когда волны, создающиеся ветром на некотором расстоянии от берега, будут терять свою энергию, не достигая его. Не только формирование береговых клифов станет невозможным, но и осадки на обширных пространствах морского дна будут подвергаться только очень слабой волновой переработке. Подобным образом приливные течения также будут ослабляться трением о дно, а амплитуда приливов у берегов, удаленных от открытого океана, сократится почти до нуля. В результате единственным гидродинамическим фактором в пределах обширных регионов эпиконтинентальных морей будет энергия волн, созданных локальными ветрами.

Из-за крайней мелководности на огромных площадях небольшие неровности морского дна будут оказывать непропорционально большое воздействие на ограниченную циркуляцию. В областях с высокими среднегодовыми температурами и малым количеством осадков части моря, находящиеся за пределами воздействия приливов и распространения океанических течений, не смогут восполнять испаряющуюся воду, и там будет существовать тенденция к повышенной солености. В противоположность этому во влажных регионах приток пресной воды

с суши будет приводить к некоторому опреснению моря на значительных расстояниях от берега.

Можно также предполагать, что биологическая продуктивность этих морей была высокой, так как современная продуктивность фитопланктона ощутимо увеличивается в пределах континентального шельфа (рис. 5.1). Так, годовая продуктивность шельфовых вод близ Нью-Йорка составляет примерно 120 г углерода/м², что в четыре раза больше продуктивности океана в тропиках; продуктивность Северного моря почти столь же высока. Райтер [392] объясняет это двумя факторами: во-первых, увеличенным привносом питательных веществ с континента, а во-вторых, тем фактом, что в мелкой воде глубина слоя, перемешиваемого ветром, обычно не превышает глубины эвфотической зоны, вследствие чего рост фитопланктона не тормозится недостатком света. К тому же бентосные водоросли играют важную, если не доминирующую роль в общей продуктивности растений. Органический детрит, снесенный с суши, может быть важнейшим компонентом в некоторых шельфовых областях. Так, одним исследованием в северной части Мексиканского залива показано, что содержание фитопланктона здесь было только 0,032—0,096 мг/л по сравнению с 0,2—0,5 мг/л органического детрита [255].

Так как преобладающая часть современных карбонатных осадков имеет безусловно биогенное происхождение, предполагаемая высокая продуктивность древних эпиконтинентальных морей может помочь объяснить большой объем накопленных в них карбонатов, которые, очевидно, откладывались значительно быстрее, чем глубоководные илы в оксанах. Таким примером являются позднеэриасовые отложения карбонатной платформы в Южных и Восточных Альпах, для которых существуют оценки скорости накопления (и погружения) порядка 100 м за миллион лет [155].

Ирвин [242] предложил модель эпиконтинентального моря с тремя различными по энергетическим параметрам зонами (рис. 5.2):

1. Широкая низкоэнергетическая зона открытого моря, где его глубина больше базиса действия волн (зона X).

2. Узкий промежуточный высокоэнергетический пояс, начинающийся там, где волны впервые сталкиваются с морским дном, расходуя свою кинетическую энергию, и распространяющийся в сторону суши до границы воздействия приливных течений (зона Y).

3. Располагающаяся со стороны суши от зоны Y крайне мелководная низкоэнергетическая зона, которая может быть весьма широкой. Здесь существует только очень ограниченная цирку-

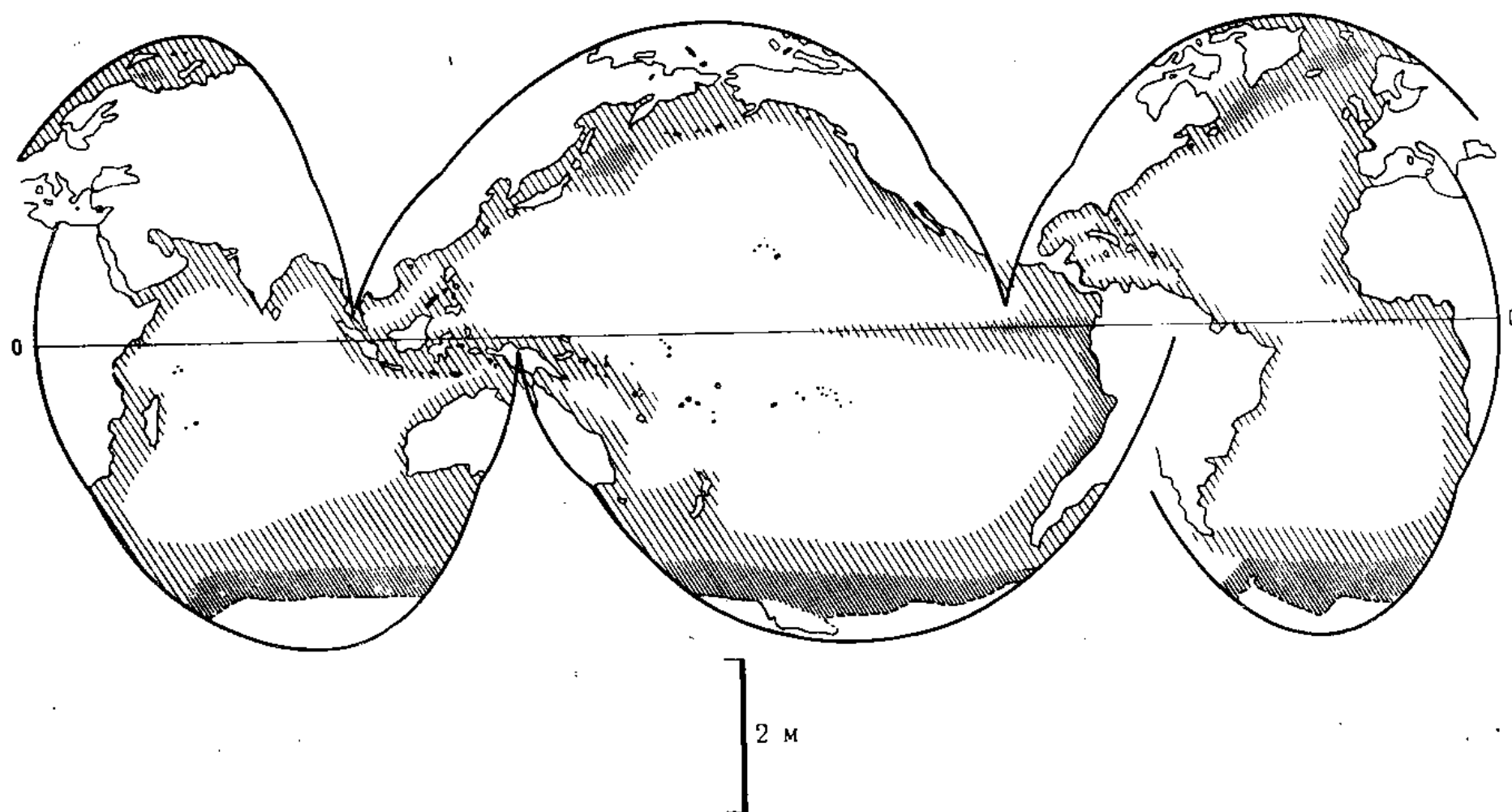


РИС. 5.1. Общая картина продуктивности фитопланктона в океанах. Плотность штриховки пропорциональна продуктивности [182].

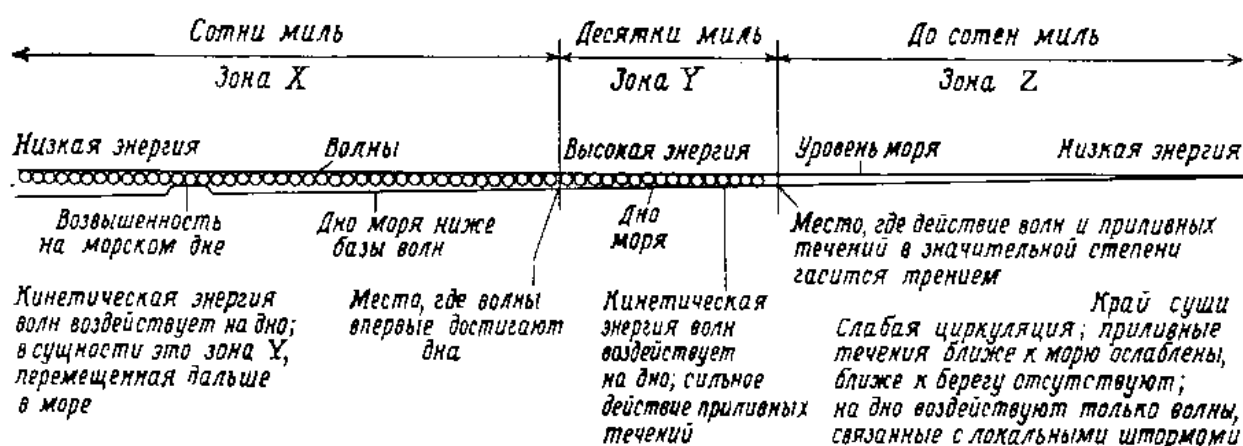


РИС. 5.2. Разрез, изображающий энергетические зоны в эпиконтинентальных морях [242].

ляция воды, приливы незначительны, а волновое воздействие порождается только штормами (зона Z).

Рассмотрим некоторые возможные следствия из этой модели. С мористой стороны зоны Z при карбонатном осадконакоплении можно ожидать появления органогенных рифов, а при терригенном, вероятно, песчаных баров. В зависимости от соотношения испарения и осадков соленость в зоне Z может достигать значений существенно больших или меньших, чем соленость океана. Будут характерны тонкозернистые осадки, указывающие на малую подвижность воды; слабо изменяясь, они могут занимать большие площади. Сочетание высокой продуктивности и ограниченной циркуляции в зоне Z будет усиливать тенденцию к застою по сравнению с открытым морем.

Обрисованная здесь общая модель, являющаяся развитием моделей Шоу и Ирвина, может быть проверена несколькими способами. Ясно, что для такой проверки наиболее важной частью модели является широкая зона Z, потому что у нее нет явных современных аналогов. Для выявления этой зоны важны доказательства отсутствия значительных приливных колебаний, а также тенденции к застою и аномальной солености.

НЕЗНАЧИТЕЛЬНАЯ АМПЛИТУДА ПРИЛИВОВ

Ряд диагностических признаков приливо-отливных обстановок установлен на современных примерах в областях накопления терригенных осадков. Как указано в гл. 2, при формировании дельт могут доминировать речные, волновые и приливные процессы, и хотя известно много примеров современных дельт, контролируемых волновым и приливным режимами, подавляющее большинство ископаемых дельт несет признаки преобладания речных процессов. Одной из наиболее характерных особен-

ностей современных приливно-отливных отмелей является деятельность приливно-отливных каналов, в которых идет боковая эрозия; однако известно очень немного хорошо задокументированных примеров их воздействия на осадки в древних разрезах даже в тех отложениях, которые формировались, казалось бы, именно в этих обстановках. В действительности характерные остаточные скопления гравия, видимо, редки.

Что касается мелководноморских песчаных отложений, то такие их текстуры, как перекрестная слоистость, флазерная слоистость и облекающие глинистые пропластки, не кажутся бесспорными критериями приливно-отливной деятельности, и как указано в гл. 3, есть сомнения в надежности распознавания древних песчаных волн. Фактически в сложном и не до конца понятом гидродинамическом режиме мелководных морей часто очень трудно разделить влияние приливно-отливных течений и штормовых волн.

Далее можно возразить, что в некоторых мелководных морях, таких, как Северное и Желтое, амплитуда приливов значительна, и, конечно, чтобы переместить тот же объем воды, приливно-отливные течения в мелководных условиях должны быть быстрее. Однако такие моря вряд ли можно сопоставлять с несравнимо более широкими эпиконтинентальными морями прошлого. Ввиду многочисленных свидетельств очень небольших глубин на огромных площадях, скорость приливных течений в эпиконтинентальных морях должна была достигать скорости воды в мельничном лотке, но нет никаких признаков повсеместного смыва, который происходил бы вследствие этого.

Следующий аргумент состоит в том, что свободный приливно-отливный обмен с океаном должен был бы обеспечивать сохранение нормальной морской солености вплоть до береговой линии, но это не всегда подтверждается исследованиями, ссылки на которые приведены ниже.

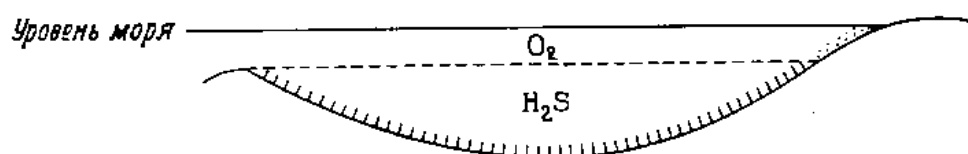
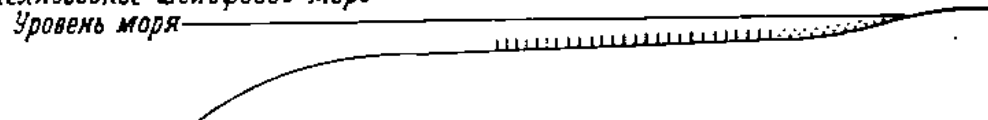
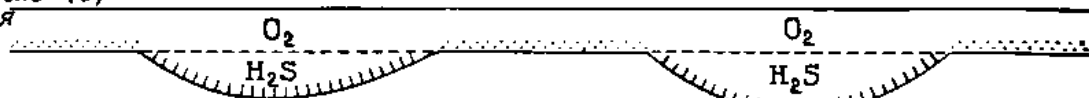
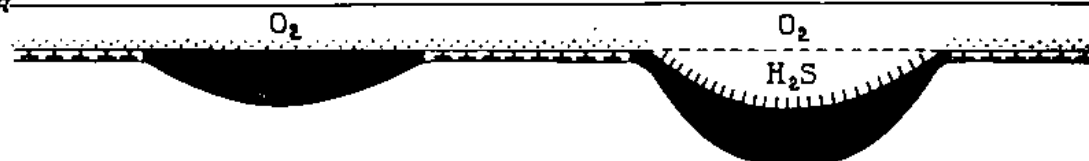
Нет оснований утверждать, что амплитуда приливов повсеместно была незначительной. Некоторые топографические формы и явления резонанса могли обуславливать по крайней мере некоторую приливно-отливную активность, и в ряде случаев зона Z могла быть узкой или даже отсутствовать. Тем удивительнее поэтому, что выявлено так мало убедительных и бесспорных доказательств значительных приливов. Принимая во внимание доводы, основанные на общей конфигурации бассейнов, и свидетельства широкого распространения эвапоритовых и лагунных фаций, которые обсуждаются ниже, необходимость доказывать по-видимому, ложится в основном на тех, кто будет утверждать, что приливно-отливные течения были очень важны, особенно если это касается тех частей эпиконтинентальных морей, которые были наиболее удалены от океана.

На основе изучения рельефа современных строматолитовых построек в заливе Шарк и других местах предполагается, что по нему можно определить амплитуду прилива, но реальность этого критерия оспаривается [413]. Скраттон [413] подчеркивает также, что нет твердых доказательств того, что широко распространенные протерозойские строматолиты формировались в приливно-отливной зоне. Он указал, однако, что внимательное изучение линий роста раковин двустворок может дать полезную информацию о характере приливов.

ТЕНДЕНЦИЯ К ЗАСТОЮ

Одним из наиболее характерных, хотя и не самым большим по объему типом эпиконтинентальных морских отложений являются тонкослоистые битуминозные сланцы (часто называемые черными сланцами), которые при выветривании нередко образуют отделяющиеся слойки и пластиночки толщиной в бумажный лист. Такие породы содержат гораздо больше органического углерода, чем нормальные глинистые сланцы, но его содержание редко превышает несколько процентов. Большая часть органического вещества состоит из бесструктурного керогена, но имеется непостоянная примесь различных остатков организмов — динофлагеллат, пыльцы и спор с подчиненным количеством растительного детрита. Как правило, сланцы чередуются с несколько более толстыми глинистыми прослойками, образуя с ними ритмичные пары со средней мощностью 20—30 мкм. Обычна тонкодисперсная примесь диагенетического пирита, а содержание терригенной песчано-алевритовой составляющей колеблется от низкого до умеренного.

Наиболее яркой палеоэкологической особенностью битуминозных сланцев является почти полное отсутствие следов и остатков роющих организмов. Действительно, существенная биотурбация легко разрушила бы тонкую слоистость. Остатки nektonных и nektoбентосных организмов, таких, как рыбы и аммонитов, иногда могут встречаться, причем они очень хорошей сохранности, но бентосные организмы если и присутствуют, то почти всегда однообразны, невелики по размерам и являются эпибионтами, живущими или на разделе осадок—вода или непосредственно над ним. Плотность фауны может быть высокой, однако слои при этом переполнены остатками лишь единственного вида. Таксономическое однообразие и высокая плотность фауны характерны для условий с высоким физиологическим стрессом. Существует единодушное мнение, что такие битуминозные сланцы накапливались ниже нормального базиса действия волн в спокойной плохо аэрируемой воде, но идет дискуссия

а *Изолированный бассейн*б *Мелководное шельфовое море*в *Неровности дна*Уровень (I)
моряУровень (II)
моря

*Сохранившиеся после трансгрессии
локальные неровности дна или
короткоживущие прогибы*

*Быстро погружающиеся
депоцентры*



1



2



3



4

РИС. 5.3. Модели условий накопления юрских битуминозных сланцев [193].
Придонные условия: 1 — аэробные, 2 — анаэробные. Отложения: 3 — небитуминозные биотурбированные глинистые сланцы; 4 — битуминозные сланцы.

относительно границ распространения полностью бескислородных донных вод, и к этому вопросу мы вернемся позднее.

Выбор наиболее приемлемой фацальной модели еще более неоднозначен. Традиционно наиболее популярной являлась модель глубокого изолированного бассейна (рис. 5.3, а), основанная главным образом на аналогии с Черным морем (гл. 3). Однако эта аналогия привела к некоторым трудностям. Многие горизонты битуминозных сланцев очень протяженны, прослеживаются через целые континенты, а связанные с ними фации

обычно мелководны. Очень важно, что чаще всего они, по-видимому, встречаются в подошве трансгрессивных серий или вблизи их основания [193].

Так, хорошо известные сланцы Чаттануга и их стратиграфические аналоги в Аппалачах и на Среднем Западе США повсюду залегают вблизи основания трансгрессивного разреза, относящегося к верхней части девона и нижней части карбона [77]. Морские горизонты в верхнекаменноугольных угленосных свитах Европы и Северной Америки часто представлены битуминозными сланцами. *Медистые сланцы* верхнепермского цехштейна ГДР непосредственно перекрывают базальные конгломераты морского разреза, а стратиграфически эквивалентные им мергелистые сланцы северо-восточной Англии залегают на песках Йеллоу (эоловых или трансгрессивных морских мелководных осадках с крупной косой слоистостью; гл. 2).

Другие битуминозные сланцы, рэтские слои Уэстбери в Англии, перекрывают конденсированный костный горизонт, который в свою очередь лежит на неморском или прибрежно-морском кейпере. Залегающий выше нижний геттанг, отвечающий времени возобновленной трансгрессии после регрессии в конце рэта, содержит серию протяженных тонких битуминозных пластов. Более мощные нижнетоарские *посидониевые сланцы* в ФРГ и их французские и йоркширские эквиваленты (*картонные сланцы* и Джет-Рок соответственно) залегают только в узком стратиграфическом интервале над широко распространенными песчаниками, железняками и мергелями, имеющими признаки очень мелководного происхождения и соответствующими времени крупной мировой трансгрессии. Битуминозные сланцы на этом уровне отмечены в провинции Альберта в Канаде и Японии. Точно так же среднекелловейские-нижнеоксфордские глины Англии близки к подошве крупной трансгрессивной серии, которая прослеживается через всю Европу. Другие юрские примеры рассмотрены Хэллемом и Бредшоу [193].

Что же касается более молодых примеров, то с широко распространявшимися в альбе и сеномане трансгрессиями часто связаны битуминозные сланцы [402], а в эоцене побережья Мексиканского залива Фишер [132] описал осадочные циклы с тонкослоистыми глинами, содержащими тонкостворчатые пеллециподы, вблизи основания трансгрессивного разреза, перекрывающего конденсированную пачку, богатую глауконитом и фосфоритами.

Конечно, распространение черных сланцев отнюдь не ограничено эпиконтинентальными морями — можно вспомнить граптолитовые черные сланцы нижнего палеозоя геосинклинальных регионов. Интересно в этой связи, что отложение граптолитового битуминозного ила началось на дне океана Япетус в районе

Британских островов приблизительно в начале карадока, одновременно с широкой трансгрессией в пределах соседних шельфов. Широко распространенные морские черные сланцы формируются на Британских островах как в это время, так и в начале позднего кембрия и в раннем лландовери, и лландоверские сланцы также связаны со значительной трансгрессией [297].

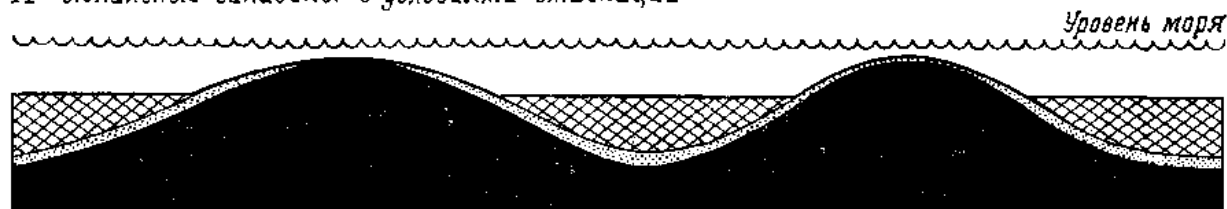
Из-за этой ассоциации с морскими трансгрессиями и мелководными морскими осадками, широкого распространения, а также отсутствия свидетельств о существовании порогов, ограничивавших древние осадочные прогибы, я отказался от модели изолированного бассейна в пользу модели осадконакопления в мелководном море, где застой возникает в результате комбинации высокой органической продуктивности, ровного климата и крайне слабого наклона морского дна в сторону океана, что вызывает ограничение циркуляции и подавление волновых процессов, связанных с приливами и ветрами [182] (рис. 5.3, б). Более свободная циркуляция возникает в ходе трансгрессии, когда море становится глубже. Это приводит к лучшей аэрации природных вод и формированию небитуминозных биотурбированных глинистых сланцев, содержащих умеренно разнообразную инфауну.

К сожалению, эта модель также имеет недостатки, прежде всего она не может объяснить, почему битуминозные сланцы не встречаются в верхней части регрессивных серий и почему такие сланцы более полно развиты в более мощных разрезах [187, 191]. Поэтому была предложена третья модель (рис. 5.3, в), включающая элементы моделей а и б и основанная на анализе тоарских битуминозных сланцев Западной Европы [193].

Эта модель (в) основана на том факте, что бескислородные или почти бескислородные условия сохраняются дольше в регионах с более высокими скоростями прогибания. В модель введены представления о понижениях морского дна, которые локально могли бы препятствовать придонной циркуляции, позволяя существовать изолированным объемам застойной воды, в то время как вокруг них накапливались аэробные осадки. Как только некоторые депрессии заполняются, восстанавливается циркуляция и вместе с ней аэрация дна. Но при быстром погружении некоторых депрессий осадки не успевают их заполнять, и донный рельеф сохраняется. Важным следствием из этой модели является то, что в эпиконтинентальном море битуминозные сланцы вполне могут быть более глубоководными, чем окружающие их разновозрастные небитуминозные осадки, но они не обязательно отличаются по глубине накопления от небитуминозных отложений выше или ниже по разрезу; многое зависит от локальных топографических условий.

Дальнейший прогресс в понимании условий формирования

А Локальные западины с условиями стагнации



Б Свободная циркуляция воды

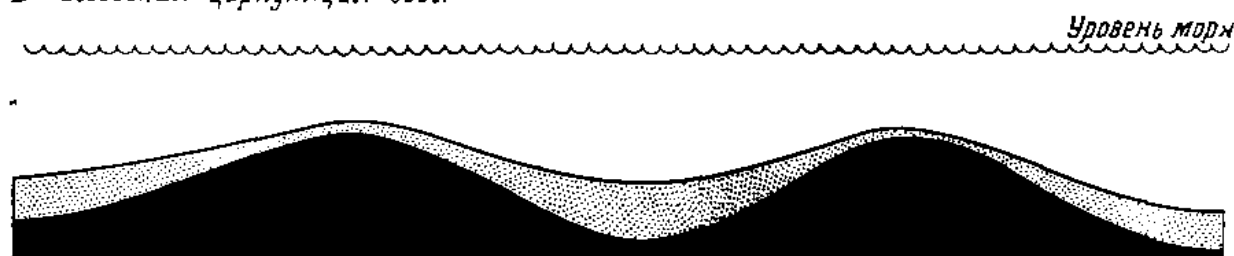


РИС. 5.4. Интерпретация условий образования битуминозных и нормальных глинистых сланцев европейской юры. Ранняя (А) и поздняя (Б) стадии осадконакопления в мелководном морском бассейне с неровным рельефом дна. Точками показаны осадки, черным — фундамент, сеткой обозначены застойные воды [191].

битуминозных сланцев может быть достигнут путем изучения распространения в Европе юрских отложений в целом [191]. Фация битуминозных сланцев неравномерно развита по всему разрезу, она более обычна и более распространена в нижней юре, чем в средней и верхней. Так, несколько тонких битуминозных горизонтов широко развиты в геттанге и нижнем синемюре в Англии, Франции и ФРГ; в плинсбахе они развиты более ограниченно, встречаясь в северной Испании и локально в других частях континента; широко распространенный горизонт приурочен к нижнему тоару. Выше нижней юры распространение битуминозных сланцев, по существу, ограничивается средним келловеем и кимериджем отдельных районов Англии и Шотландии.

Такой общий характер распределения этих фаций во времени можно объяснить следующим образом. По мере того как юрское море последовательно распространялось в Европе и погружающиеся области становились ареной осадконакопления, первоначальные неровности дна, препятствовавшие циркуляции воды в мелком море, постепенно сокращались или исчезали совсем. Таким образом, вероятность частичного или полного застоя в отдельных районах уменьшалась со временем, по мере того как циркуляция становилась свободнее, возобновляясь просто вследствие существенного углубления моря, обусловленного либо эвстазией, либо опусканием дна бассейна (рис. 5.4). Под-

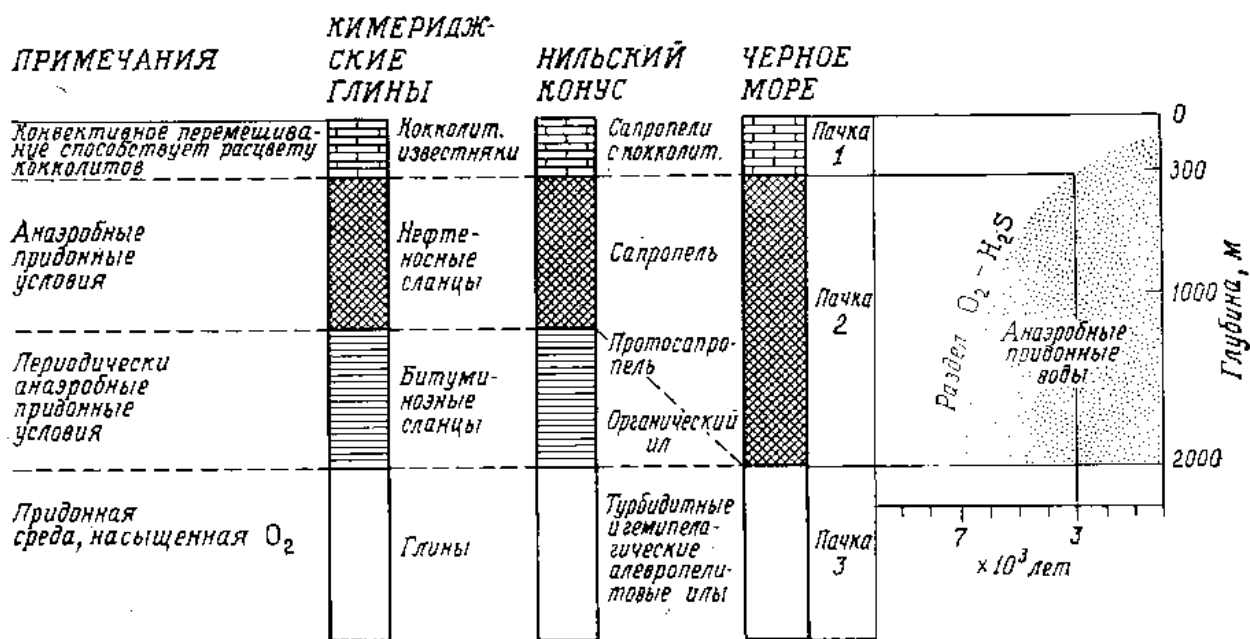


РИС. 5.5. Сравнение литологии и условий накопления киммериджских глин Дорсета и осадков конуса дельты Нила и Черного моря [472].

тверждение этой гипотезы было найдено Хэллемом и Селлвудом [194], которые показали, что в Южной Англии суммарные латеральные вариации мощности, которые могут быть связаны с рельефом дна и дифференциальным погружением, уменьшаются от южной и низов средней юры к верхней юре; они показали также, что киммеридж соответствует времени повышенной тектонической подвижности и опускания прогибов в Британском регионе.

Необходимо также иметь в виду, как это и вытекает из описанной выше общей модели, что чем мелководнее море, тем заметнее должно быть влияние неровностей дна на ослабление циркуляции и, следовательно, тем больше вероятность возникновения застоя. Это может помочь объяснить залегание многих битуминозных сланцев в подошве трансгрессивных серий или близко от нее.

Детальное изучение разрезов юрских битуминозных сланцев показало, что они редко бывают однородными по разрезу, и эти изменения фаций могут связываться с различной степенью застоя [187]. Это подтверждается и более поздними исследованиями.

Так, в Дорсете в стратотипическом разрезе киммериджа Тайсоном и др. [472] выявлена тонкая цикличность, которая связывается с изменяющейся степенью насыщения придонных вод кислородом в результате периодического подъема и понижения раздела O_2/H_2S (рис. 5.5). Предполагается, что термоклин был главным фактором, контролировавшим стратификацию и застой в водной толще. Моррис [340] в своем обзоре основных юрских

битуминозных сланцевых формаций Британии также отмечает, что кимериджские глины, вероятно, накапливались при периодической смене условий умеренного насыщения кислородом полностью бескислородными условиями. В противоположность этому глины келловея — нижнего оксфорда отлагались в воде, умеренно насыщенной кислородом, в то время как тоарские слои Джет-Рок, вероятно, накапливались в придонных водах, очень бедных кислородом, и восстановительные условия в них начинались сразу на поверхности осадка.

Одна из наиболее интересных интерпретаций, основанная на детальном палеоэкологическом анализе посидониевых сланцев, стратиграфического аналога слоев Джет-Рок, широко известных благодаря превосходно сохранившейся фауне позвоночных, принадлежит Кауффману [256].

То, что эта часто рассматриваемая формация накапливалась в совершенно бескислородных условиях, было общим мнением, основанным на наличии в ней тонких слоев органического материала, развитии пирита и на присутствии окаменелостей прекрасной сохранности, включая кожу, головоногих моллюсков с сохранившимися крючками на щупальцах, полные скелеты членистоногих и рыб. Двустворки и криноидеи, встречающиеся вместе с древесным плавником, считались псевдопланктонными организмами.

Однако Кауффман выдвинул против такой интерпретации следующие аргументы:

1. Имеется редкий, но несомненный бентос, включающий фораминифер, двустворок и морских ежей.

2. Двустворчатый моллюск *Posidonia* (*-Bositra?*), по которому названа формация, имеет раковину, характерную для бентосного образа жизни.

3. Биссусные и прикрепляющиеся двустворки обильны, а древесный плавник редок. Плавающая древесина является плохим субстратом для современных двустворок.

4. Остатки позвоночных хорошо сохранились только *снизу*, а их верхние части, очевидно, были уничтожены.

Средние посидониевые сланцы с горизонтами кокколитовых известняков соответствуют наиболее глубоководным и наиболее застойным условиям. "*Posidonia*" встречаются только вблизи их кровли и подошвы. Кауффман предполагает, что они требуют больше кислорода, чем иноцерамы, которые распространены по всему разрезу. Наиболее крупные раковины аммонитов обросли с верхней стороны эпибионтами; видимо, они поднимались над бескислородным слоем. Криноидеи *не* прикрепляются к плавающей древесине.

Для своей интерпретации (рис. 5.6) Кауффман привлекает частые периодические небольшие флюктуации степени недосы-

щения кислородом в условиях неустойчивого равновесия и предполагается существование водорослево-грибкового мата, перекрывавшего границу O_2 — O_2 и пропускавшего при этом глинистые осадки. Бесспорно, условия, реконструируемые Кауфманом, резко отличаются от тех, которые ожидаются в застойном бассейне с мощной бескислородной зоной в нижней части водной толщи.

АНОМАЛЬНАЯ СОЛЕНОСТЬ

Вначале рассмотрим доказательства существования режимов повышенной солености, которые нам представляют внутриконтинентальные эвапоритовые бассейны. Одним из наиболее изученных таких бассейнов является девонский прогиб Элк-Пойнт в западной Канаде, протягивающийся из Альберты в Саскачеван. Тонкослоистые осадки, состоящие из кальцита, доломита, ангидрита и органического вещества, образуют базальные пачки формаций Маскег и Прейри и вверх переходят в массивные ангидритовые и галитовые пласты. Эти породы залегают в межрифовых пространствах между карбонатными постройками, сложенными формациями Виннипегосис и Кег-Ривер (рис. 5.7).

Чтобы объяснить происхождение ламинитов, Ширман и Фаллер [430] привлекли модель себхи. Предполагается, что ламины органического вещества образованы в результате роста водорослевого мата в приливно-отливной зоне неглубоко под водой или в условиях периодического осушения; вторичный кон-

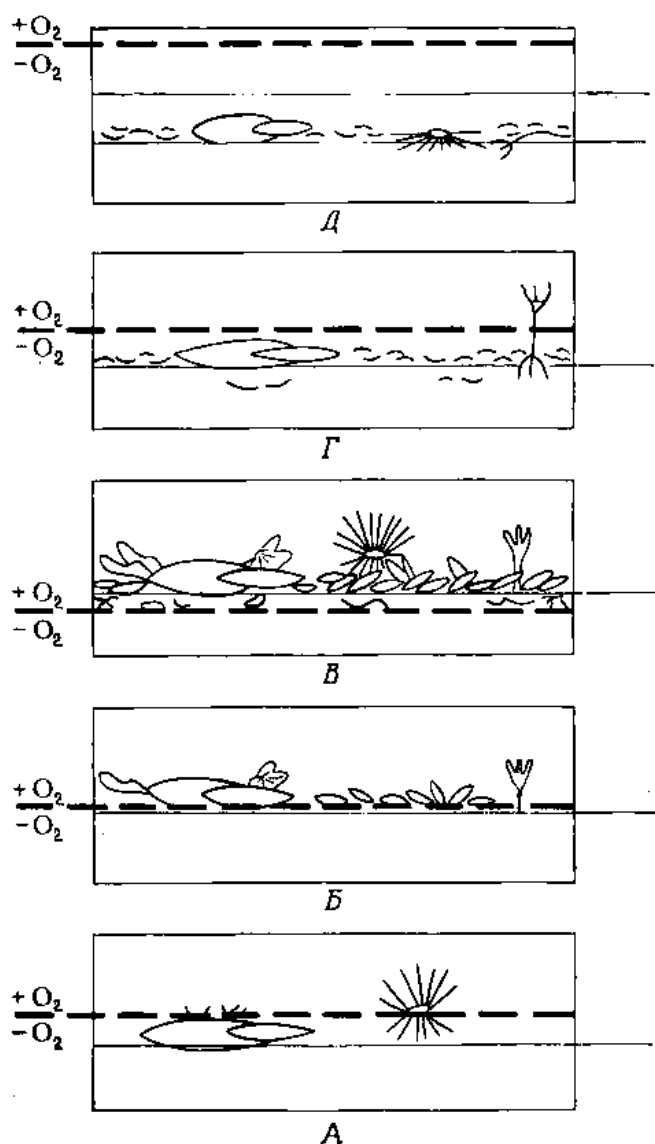


РИС. 5.6. Модель, отражающая небольшие флюктуации границы аэробных условий ($+O_2$) и условий нехватки кислорода, вплоть до анаэробных ($-O_2$) на дне моря, где накапливались посдониевые сланцы, а также реакцию бентосной биоты на эти флюктуации. Граница между $+O_2$ и $-O_2$ показана жирным пунктиром [256].

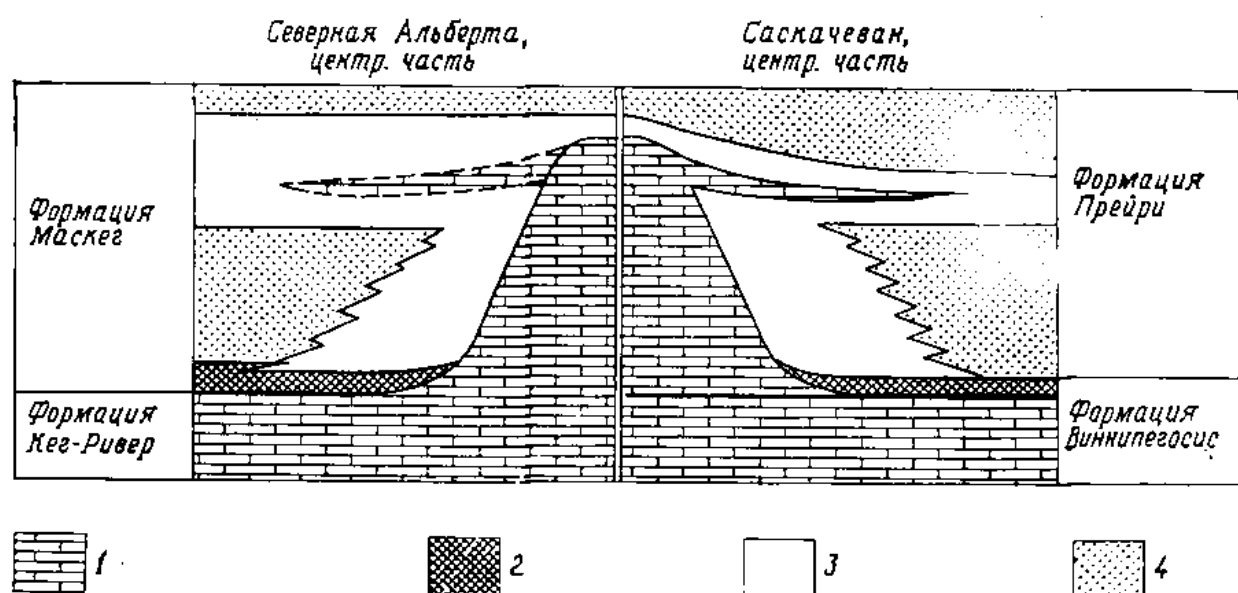


РИС. 5.7. Стратиграфические соотношения в среднедевонских отложениях прогиба Элк-Пойнт ([94], с упрощениями). 1 — карбонаты, преимущественно доломиты; 2 — ламиниты; 3 — ангидрит; 4 — галит.

креционный ангидрит образовался при последующем осушении в супралиторальной обстановке.

Такая интерпретация оспаривается Девисом и Ладлемом [94], которые подчеркивают, что ламины, мощность которых колеблется от долей миллиметра до примерно 1 см, состоят из минеральных слоев кальцита, доломита и ангидрита, разделенных пленками бесструктурного органического вещества, содержащего динофлагеллаты. С этими ламинитами переслаиваются пласты обломочных карбонатов с градационной слоистостью; их количество и мощность увеличиваются вблизи карбонатных построек.

Было выдвинуто несколько аргументов против гипотезы водорослевого мата на приливной отмели, предложенной Ширманом и Фаллером:

1. Нет явного сходства между девонскими ламинитами и современными слоистыми водорослевыми осадками залива Шарк и побережья Абу-Даби. В частности, нет признаков осушения, ламиниты выдержаны по латерали, а отдельные ламины можно проследить на расстояния до 25 км.

2. Модель себхи не может объяснить происхождения мощных перекрывающих отложений ангидрита и галита.

3. Карбонатные горизонты с градационной слоистостью указывают на отложение в подводных условиях турбидитными течениями, направленными со стороны выступавших в рельефе карбонатных построек.

Было проведено сравнение с современными ламинитами, формировавшимися в стратифицированных водных массах, и

было замечено, что в Черном море отдельные ламины прослеживаются на расстояния, превышающие 1000 км. Отсутствие бен-тоса и биотурбаций указывает на застойные придонные условия.

Из-за отсутствия каких-либо признаков перемыва предполагают, что девонские отложения прогиба Элк-Пойнт накопились ниже базиса волн в мелководном полуизолированном эпиконтинентальном море, открытом на северо-запад. Карбонатные постройки способствовали ограничению циркуляции и были источником градационных слоев. Испарение превышало выпадение атмосферных осадков, и в удаленных от океана частях бассейна верхние слои воды перессыщались солями. Возникал обратный подток рассола, что фиксируется фациальными поясами с переходом от ангидрита через галит к калийным солям. И конкреционный ангидрит, и энтеролитовые складки рассматриваются как диагенетические образования, не связанные с периодическими осушениями.

Опираясь на высоту карбонатных построек, часть которых несет в своих верхних частях признаки вадозных процессов, Девис и Ладлем оценивают максимальную глубину воды во время накопления ламинитов в 50 м. Если в это время постройки еще росли, то глубины должны были быть еще меньше. Более глубоководные условия, предполагавшиеся на основании общей 300-метровой мощности эвапоритов, исключаются, так как формирование ламинитов контролировалось размещением карбонатных построек, которые в этом случае были бы затоплены.

Интерпретация происхождения эвапоритов прогиба Элк-Пойнт, данная Девисом и Ладлемом, вероятно, приложима и к другим крупным эвапоритовым телам, особенно к тем, в которых часто описываются битуминозные ламины. Так, знаменитые верхнепермские эвапориты Техаса и Нью-Мексико в целом похожи, так как более древняя серия слоистых битуминозных кальцитовых и ангидритовых осадков формации Кастайл перекрыта здесь формацией Саладо, сложенной более растворимыми солями, такими, как галит, сильвинит и полигалит. Как правило, считается, что эти эвапориты были отложены в замкнутом морском бассейне; по отношению к подстилающим карбонатным формациям, включающим риф Капитан, рассмотренный в гл. 3, бассейн располагался в тылу рифов [452]. Андерсон и Керкленд [12] продемонстрировали прекрасную корреляцию ламин в формации Кастайл на расстоянии, превышающем 14 км, и обнаружили существование столь же протяженных ламин в верхнеюрской формации Тодилто в Нью-Мексико.

Что касается эвапоритов цехштейна Северо-Западной Европы (которые в целом одновозрастны с серией Очоа, включающей формации Кастайл и Саладо [37]), то Рихтер-Бернбург [382] утверждал возможность уверенной корреляции их ламин

на расстоянии почти 300 км. Стоит напомнить, что основание разреза цехштейна сложено морскими битуминозными ламинитами. По аналогии с современными примерами, упомянутыми в гл. 3, многие из органических ламинитов вполне могут быть варвами. В значительной степени это допускается и для многих других типов ламин, состоящих из различных солей и карбонатных минералов [452].

Теперь мы обратимся к другим группам отложений, свидетельствующих о существовании обширных мелководных морей, переходящих в лагуны с соленостью, существенно отличающейся от солености океана, но в этом случае, не содержащих или почти не содержащих эвапоритовых минералов. Примеры взяты из мезозоя Северо-Западной Европы.

Развитые здесь так называемые рэтские слои по присутствию характерной двустворки *Rhaetavicula concorta* в целом коррелируются со слоями Кёссен в Австрийских Альпах, относящимися к терминальному триасу (рэту) и южнее переходящими в верхнюю часть известняков Дахштейн. Они состоят главным образом из пачки тонкослоистых битуминозных сланцев (слои Уэстберн в Англии, слои с *Rh. contorta* в ФРГ), вверх переходящей в мергели и известняки в Англии и в песчаники в ФРГ.

Слои Кёссен и их карпатские эквиваленты [157] содержат богатую и разнообразную фауну двустворок, включая крупные толстостворчатые мегалодонтиды, фораминиферы и остракоды. Обычны также замковые брахиоподы, рифостроящие кораллы и различные типы иглокожих, а аммониты, известковые губки и гидроиды встречаются редко. Часто считают, что эти отложения образовались на окраине океана Тетис. В противоположность этому «рэт» Северо-Западной Европы содержит однообразную фауну, ограниченную главным образом несколькими видами двустворок (без мегалодонтид) и остракодами, что указывает на аномальную соленость бассейна. Отсутствие эвапоритов, распространение каолинита и обильный растительный материал указывают на влажный климат близлежащей суши и позволяют предполагать опреснение этого бассейна [504]. Рэтское «море» распространялось на сотни тысяч квадратных километров (рис. 5. 8), являясь, по существу, огромной лагуной, не имеющей современных аналогов.

После небольшой регрессии в конце триаса море вернулось в начале юры, но типично морские условия установились не сразу. Так, непосредственно в основании геттанга, которое характеризуется обильной фауной устриц, по-видимому эвригалинных, аммониты нигде не встречаются, хотя эта часть разреза очень конденсирована; вверх по разрезу яруса разнообразие фауны постепенно возрастает [179]. Так же как и в «рэте», фа-

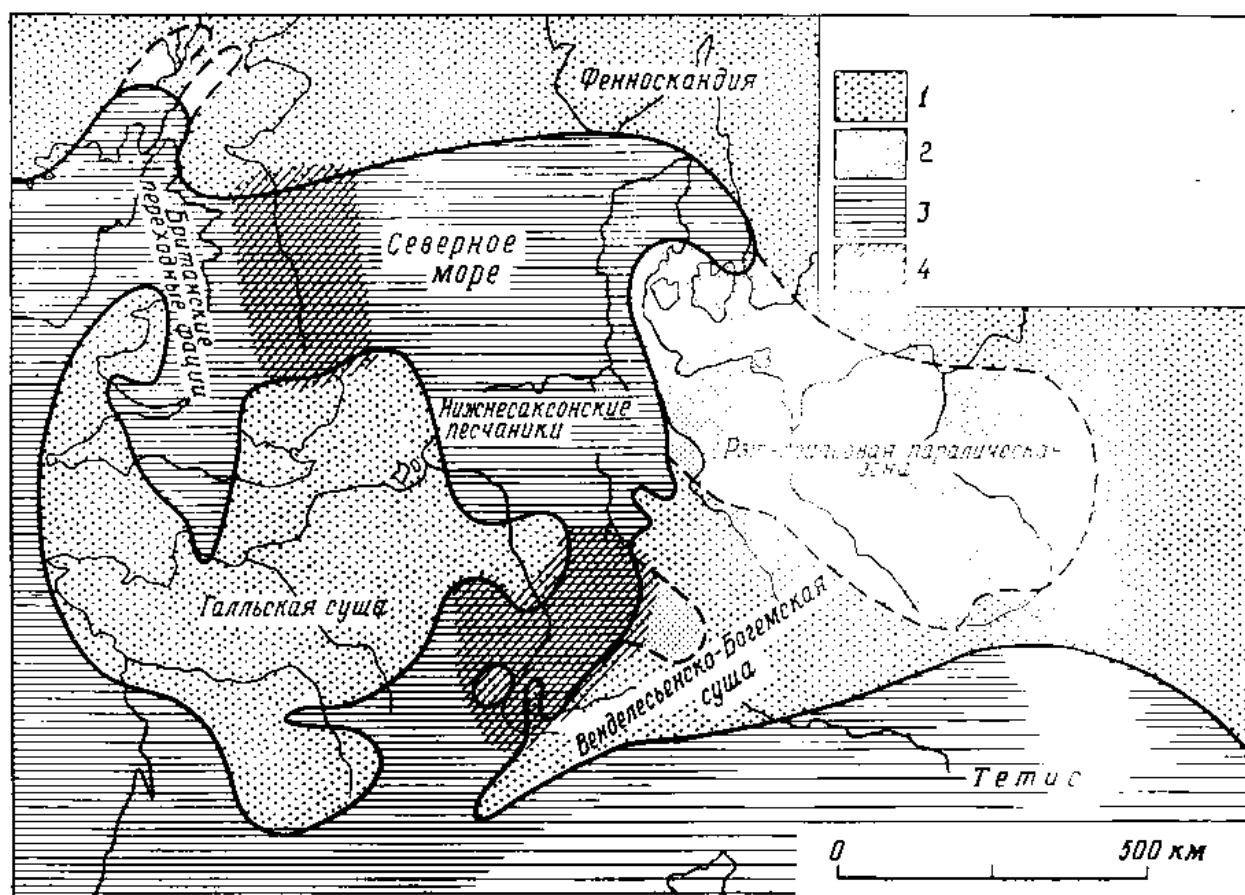


РИС. 5.8. «Рэтская» палеогеография Западной Европы ([504], с упрощениями). 1 — области размыва; 2 — паралические зоны; 3 — морское осадконакопление; 4 — главные пороги.

ции указывают на существование спокойных мелководных условий на большей части континента.

Второй пример относится к батским отложениям Великобритании. Батскому ярусу повсеместно отвечает регрессивный интервал в морских разрезах юры; зона дельт приурочена к Северному морю, а южнее и западнее развиты лагунные фации (рис. 5.9). Типичные морские отложения известны только в юго-западной Англии и далеко на севере в грабене Викинг [363].

Тонкозернистые мергели и известняки центральной Англии с их однообразной, преимущественно пелестицодовой фауной интерпретируются как лагунные отложения типа современных осадков Флоридского залива [354]. Частично этот разрез можно проследить на север, где он переходит в чередование песков, алевроитов и глин с горизонтами срезанных корешков (truncated rootlets), которое Бредшоу [42] рассматривает как серию отложений наступающих прибрежных маршей и болот, разделенную периодами морских трансгрессий. Разнообразие фауны в морских слоях уменьшается к северу, и Бредшоу счи-

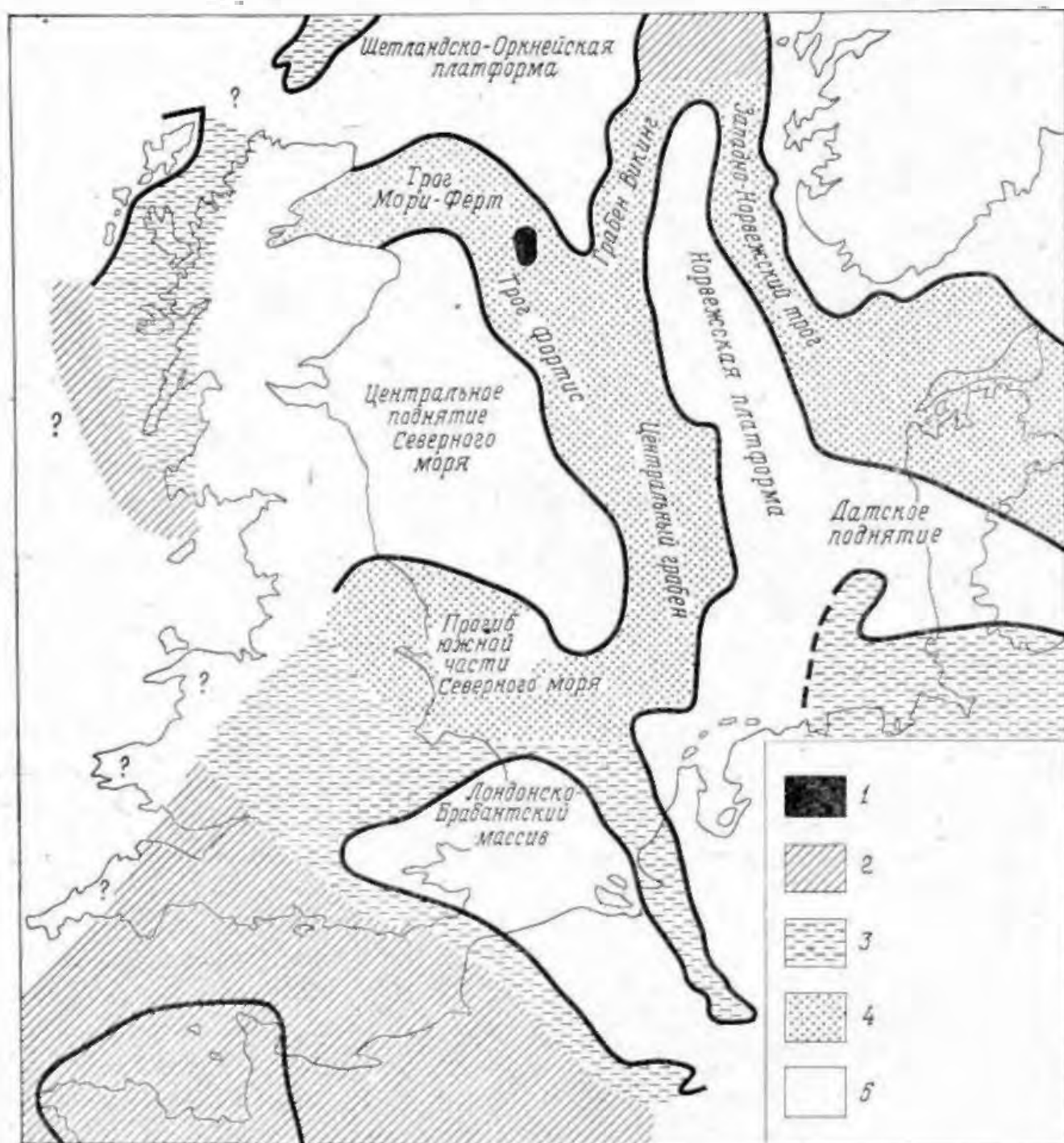


РИС. 5.9. Батская палеогеография Северо-Западной Европы ([421], с упрощениями). 1 — вулканический центр; 2 — морские фации; 3 — лагунные и прибрежно-морские фации; 4 — дельтовые фации; 5 — предполагаемая суша.

тает, что типичные морские условия здесь так и не устанавливались.

В северо-западной Шотландии бат представлен так называемой серией Грейт-Эстьюэрин. Хадсон [230, 231, 232] выявил здесь ряд фаунистических комплексов, характеризующихся высокой плотностью при однообразии состава, включающих эстери, остракод и моллюсков *Neomiodon*, *Liostrea* и *Viviparus*; он предположил значительные колебания солености бассейна, что

впоследствии было подтверждено анализом изотопов углерода и кислорода [459]. Видимо, самым близким современным аналогом этой серии являются осадки береговых лагун Техаса и заливы национального парка Эверглейдс во Флориде.

Хотя зона лагунных фаций этого времени менее обширна, чем в рэте, она тем не менее значительно шире любой современной эквивалентной фациальной зоны. Прибрежные лагуны, на сравнение с которыми опирался Хадсон, ограничены барьерами, но в одном месте открытого Мексиканского залива, примерно в 16 км от берега, развиты банки *Crassostrea*; вода здесь летом имеет соленость только 30 ‰ из-за разбавления пресной водой реки Атчафалайа [71]. Зимняя соленость, вероятно, еще ниже. Учитывая малую амплитуду приливов в Мексиканском заливе, мы можем относиться к этому примеру как к намеку на то, что следует ожидать в обширном эпиконтинентальном море в области с влажным климатом.

Наконец, пурбекские слои Южной Англии, которые охватывают пограничный интервал между юрой и мелом, традиционно интерпретируются как отложения опресненных лагун. И опять-таки пурбекские фации очень широко распространены, прослеживаясь через Парижский бассейн до Швейцарской Юры и южной ФРГ. К характерным особенностям этих фаций относятся обильная, но однообразная фауна, водорослевые и копролитовые известняки, горизонты ископаемых почв и эвапориты типа отложений себхи. Согласно обзору Хэллема [187], современные исследования указывают на крайне мелководные и спокойные условия с весьма непостоянной соленостью: от опресненных до осолоненных с отдельными эпизодами осушения. Так же как и в предыдущих примерах, амплитуда приливов, по-видимому, была ничтожной.

ДРУГИЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ФАЦИИ

Целесообразно закончить главу кратким рассмотрением нескольких других характерных типов эпиконтинентальных морских отложений, которые не имеют близких современных аналогов, хотя можно дебатировать, в какой степени их происхождение определяется особыми условиями эпиконтинентальных морей.

Оолитовые железняки. Эти так называемые руды типа минетты, как правило, состоят из оолитов железистого алюмосиликата шамозита в цементе из шамозитовой глины или микрокристаллического сидерита; оолиты могут быть также гетитовыми или гематитовыми, а цемент кальцитовым. В Европе они наиболее характерны для ордовика и юры, а североамериканские примеры включают ордовикские железняки Уобана на

Ньюфаундленде и силурийские железняки Клинтон в Аппалачах.

Хотя шамозит встречается в современных морских осадках, например замещает фекальные пеллеты в отложениях против дельт Нигера и Ориноко, никаких современных аналогов оолитовых железняков не найдено, и поэтому выяснение способа их образования — интригующая задача. Наибольшие дискуссии вызывают юрские оолитовые железняки Европы [187]. Хотя иногда говорят о лагунных условиях их накопления, в них обычны морские окаменелости, часто включающие такие стеногаллинные элементы, как брахиоподы, аммониты и кринноидеи. Богатый бентос и горизонты с косой слоистостью, поверхности размыва и слои пересотложненной гальки указывают на хорошо аэрируемые мелководные условия по крайней мере с эпизодическими проявлениями активного движения воды.

Большинство споров относится к происхождению оолитов и источнику железа. В сравнении шамозитовых оолитов с современными арагонитовыми нельзя заходить слишком далеко, так как для шамозитовых более характерна эллипсоидальная, нежели сферическая форма, и они часто находятся в основной массе, состоящей из шамозитовой глины, что указывает на их формирование *in situ* в условиях малоподвижной среды. Там, где оолиты преимущественно гетитовые, как в синемюрских известняках Фродингем в центральной Англии или тоарских рудах Лотарингии, основная масса чаще состоит из крупнокристаллического кальцита, нежели из микрозернистого сидерита или шамозитовой глины, что указывает на переработку в относительно более подвижных условиях с выносом тонкого материала и одновременным окислением шамозита в оолитах. Попытка Кимберли [272, 273] воскресить старую идею Сорби о том, что шамозитовые оолиты образованы при диагенетическом замещении первичных кальцитовых, игнорирует бесспорные петрографические свидетельства в пользу их первичного генезиса [462]. Более того, по его интерпретации необходимо, чтобы железняки были перекрыты мощной дельтовой толщей, являющейся источником просачивающихся вниз замещающих ионов. Однако среди многих хорошо известных юрских железняков или песчаников с шамозитовыми оолитами только йоркширская формация Доггер перекрыта мощными дельтовыми отложениями, а в остальных случаях стратиграфические свидетельства говорят не в пользу того, что дельтовые отложения были удалены последующей эрозией.

Проблемы, связанные с образованием оолитов шамозита, в действительности более сложны. Является ли шамозит продуктом изменения терригенных минералов, например каолинита, или, подобно глаукониту, он формируется *in situ* прямо из ионов

морской воды? Если оолиты образуются как снежный ком путем налипания в илистой среде, почему не часто встречаются оолиты других глинистых минералов? Для образования шамозита, по-видимому, требуются восстановительные условия (ср. [90]), почему же в таком случае он содержится в отложениях с богатым бентосом? Происходит ли это потому, что он образуется внутри тонкозернистых осадков, но остается стабильным в умеренно окислительных условиях морского дна? Каков генезис специфически деформированных оолитов, часто с крючкообразными соединениями, известных как *спастолиты*? Я охотнее ставлю эти и связанные с ними вопросы, чем пытаюсь ответить на них, так как данных для убедительного решения до сих пор недостаточно.

Что же касается более общей проблемы источников железа, данные о фациальных комплексах подкрепляют традиционные представления о том, что оно скорее сносится с ближайшей суши, чем извлекается из бескислородных илов [187]. Необходимой предпосылкой, видимо, являются некоторые формы более ранней концентрации типа латеритов, образующихся при выветривании в тропическом климате, а также транспортировка медленными, содержащими много органического вещества реками через выровненную сушу, покрытую густой растительностью. Железо могло транспортироваться в закисной форме, возможно, в составе металлоорганических комплексных соединений, и выпадать в осадок в более щелочной морской среде. С другой стороны, оно могло переноситься в море в виде частиц окиси железа на поверхности глинистых мицелл и там восстанавливаться до более растворимой и, следовательно, более подвижной закисной формы [53]. Возможно, концентрация железа в воде некоторых эпиконтинентальных морей вдали от океана была значительно выше, чем в современной морской воде, где она крайне низка.

Следующая проблема состоит в том, как железо (в какой бы то ни было форме) отделяется при транспортировке от терригенных песка и глины. Без такой сепарации минералы железа были бы очень разубожены, и промышленные руды не смогли бы формироваться. Самое популярное решение состоит в привлечении различного рода *ловушек обломочного материала* [226] — депрессий, куда сносились терригенная кластика, если она существовала, в то время как на слабо выраженных поднятиях формировались железняки (рис. 5.10.а). Подтверждением этому служит тот факт, что по стратиграфическим данным формации железняков являются конденсированными в сравнении с замещающими их по латерали песчано-глинистыми разрезами.

Гипотеза ловушек обломочного материала была видоизменена Брукфилдом [46], который привел доводы в пользу того,

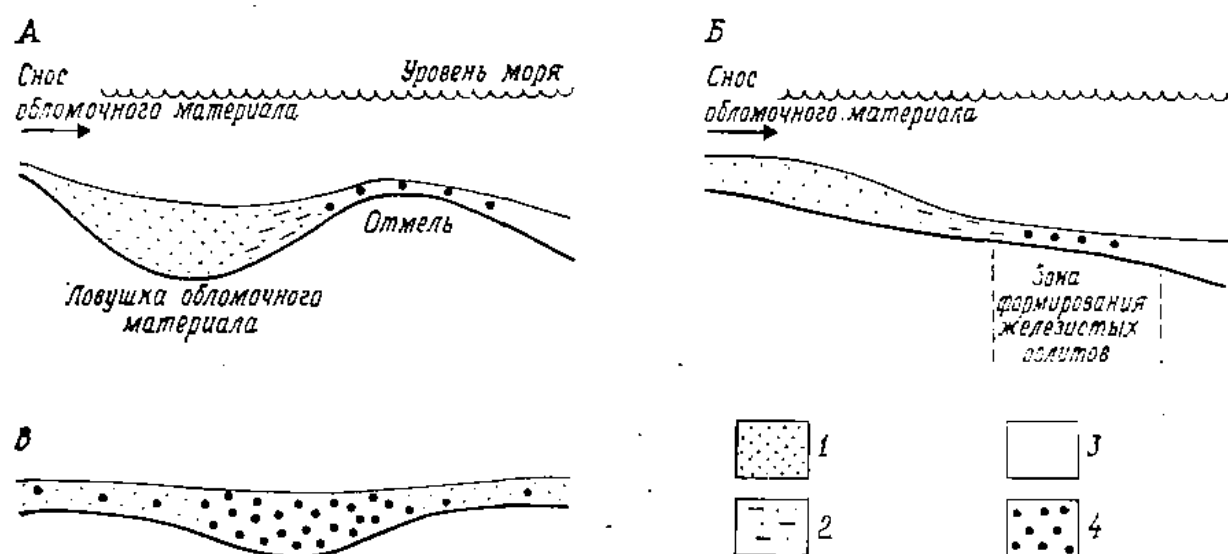


РИС. 5.10. Модели условий накопления оолитовых железняков. А — классическая «ловушка обломочного материала»; Б — альтернативная модель Брукфилда [46]; В — обобщенные соотношения фаций, характерные для слоев Марлстон-Рок (плинсбах) и песков Нортхемптон (аален), Мидленд, Англия [193]. 1 — пески; 2 — алевроиты; 3 — глины; 4 — железистые оолиты.

что железистые оолиты и кластические силикатные песчаные зерна имеют различные гидродинамические свойства и могут разделяться на дне моря процессами суспензии, сальтации или качения (рис. 5.10, б). Эта альтернативная гипотеза кажется неправдоподобной по причинам, указанным Ноксом [280], но проблема остается, так как некоторые наиболее чистые шамозитовые оолитовые железняки могут быть мощнее, чем замещающие их по латерали песчаные эквиваленты [193] (рис. 5.10, в).

Рассмотрение последовательности фаций в разрезе может помочь в решении этой проблемы, так как юрские железняки, как правило, приурочены к кровле крупных и мелких регрессивных серий, представленных морскими глинистыми сланцами, вверх переходящими через песчаные сланцы в песчаники, которые в свою очередь перекрыты маломощными железняками [193].

Трудно полностью исключить роль неровностей морского дна в сепарации хемогенных и кластических элементов. Эти неровности могли быть очень небольшими, так как во многих слоях и песчаный материал, и шамозит-гётитовые оолиты встречаются вместе и в большом количестве. Только в очень ограниченных районах и лишь эпизодически происходило полное разделение этих двух типов материала, приводившее к формированию промышленной руды.

Таким условиям благоприятствовала регрессия, когда любое

поднятие рельефа независимо от его происхождения должно было больше влиять на гидрографию. В более глубоководных условиях тонкоалевритовые и глинистые частицы, как правило, осаждались, образуя более или менее однородный чехол на всем морском дне. Как только море мелело, тонкие осадки сменялись более грубыми, а основной способ транспортировки изменился от переноса в суспензии к переносу волочением. При транспортировке волочением осадки рассеиваются в меньшей степени, чем при переносе в суспензии, и песчаные тела чаще образуются в форме ограниченных баров, чем обширных покровов. Только эпизодическими штормами песчаные зерна могли рассеиваться шире. В условиях очень мелкого моря, где приливные течения не оказывали сильного влияния, даже самые слабые поднятия рельефа могли сохраняться, будучи перекрытыми песками. Кроме того, среди обширного мелководья могли существовать небольшие депрессии, защищенные от проникновения песка, где в сравнительно спокойных условиях формировались чистые оолитовые железняки.

Так как железняковые формации по мощности редко превышают несколько метров, а по площади — несколько тысяч квадратных километров, объем оолитовых железняков относительно невелик. Как правило, по латерали они переходят в более мощные разрезы песчанистых сланцев и аргиллитов с подчиненными горизонтами песчаников и с желваками, чаще сложенными конкреционным сидеритом, чем обычным вездесущим кальцитом. Это означает, что богатые железом воды распространялись значительно шире, чем сами железняки. Кроме того, шамозитовые или гётитовые оолиты рассеяны в больших объемах терригенных или карбонатных осадков (так называемых ожелезненных известняков); это указывает на их перемещение из районов первоначального образования. Бесспорно, железняки формировались только тогда, когда осуществлялась особая комбинация химических, седиментологических и географических условий.

Фосфориты — это другой пример хемогенных осадков, которые образуют важные в практическом отношении залежи. Слагающий их коричневый фосфат традиционно известен как коллофан, но химический анализ и рентгеновская дифрактометрия показывают, что это карбонатапатит. Среди пригодных к разработке отложений преобладают фосфориты с пеллетовым строением, но в некоторых конденсированных горизонтах они встречаются в виде желваков в ассоциации с глауконитом [265].

В отличие от оолитовых железняков известны и современные фосфориты, хотя нельзя безоговорочно согласиться с тем, что они являются прямыми аналогами древних пеллетовых фосфоритов, которые залегают во внутренних частях континентов. Со-

временные фосфориты встречены на глубинах порядка нескольких сотен метров в 40-градусной полосе по обе стороны от экватора, преимущественно у западных берегов континентов. Такая локализация обычно связывается с зонами апвеллинга богатых фосфором океанических вод, которые обычно проявляются в поясе пассатов там, где поверхностные воды отгоняются от берега ветрами и где этому направленному от берега течению способствует кориолисова сила [45, 433].

Геологически молодые фосфориты также залегают вблизи зон современного океанического апвеллинга. Так, фосфориты миоценовой формации Монтерей в Калифорнии расположены вблизи от современного апвеллинга, связанного с Калифорнийским течением, и миоценовые фосфориты перуанской прибрежной пустыни Сечура залегают также в районе, прилегающем к зоне современного апвеллинга, обусловленного Перуанским течением. Связь генезиса фосфоритов с явлениями апвеллинга кажется в этих случаях вполне правдоподобной, но эти фосфориты едва ли могут рассматриваться как отложения эпиконтинентальных морей.

Одно из самых изученных более древних фосфоритовых скоплений, а именно пермская формация Фосфория западного Вайоминга и соседних штатов залегает, однако, глубоко внутри континента. И здесь, естественно, встает вопрос о степени приложимости модели океанического апвеллинга.

Слои пеллетовых фосфоритов приурочены здесь к циклически построенной пестрой по составу серии осадков. Согласно интерпретации Шелдона [432], разрез отражает последовательную смену трансгрессивных и регрессивных фаз в развитии пространственно-зональных условий осадконакопления; к наиболее глубоководной фазе относятся темные, битуминозные, бедные фауной фосфатоносные аргиллиты. Фации, отражающие последовательное обмеление, представлены кремнями, карбонатами, включающими доломиты и биокластические известняки, и светлыми аргиллитами. Последние переходят в содержащие эвапориты континентальные красноцветы. Судя по региональному распределению фаций, суша располагалась на востоке.

Шелдон считает, что красноцветы с эвапоритами образовались в условиях низкоширотной, связанной с направленными от берега пассатами пустыни на западном берегу континента, а фосфориты отлагались в результате апвеллинга на краю расположенного западнее океана (рис. 5.11). Однако эта палеогеографическая обстановка существовала в зоне перехода от Северо-Американского палеозойского кратона к расположенной западнее миогеосинклинали, и нет убедительных доказательств существования в это время океана или краевого океанического бассейна к востоку от Береговых хребтов [60]. Следовательно,

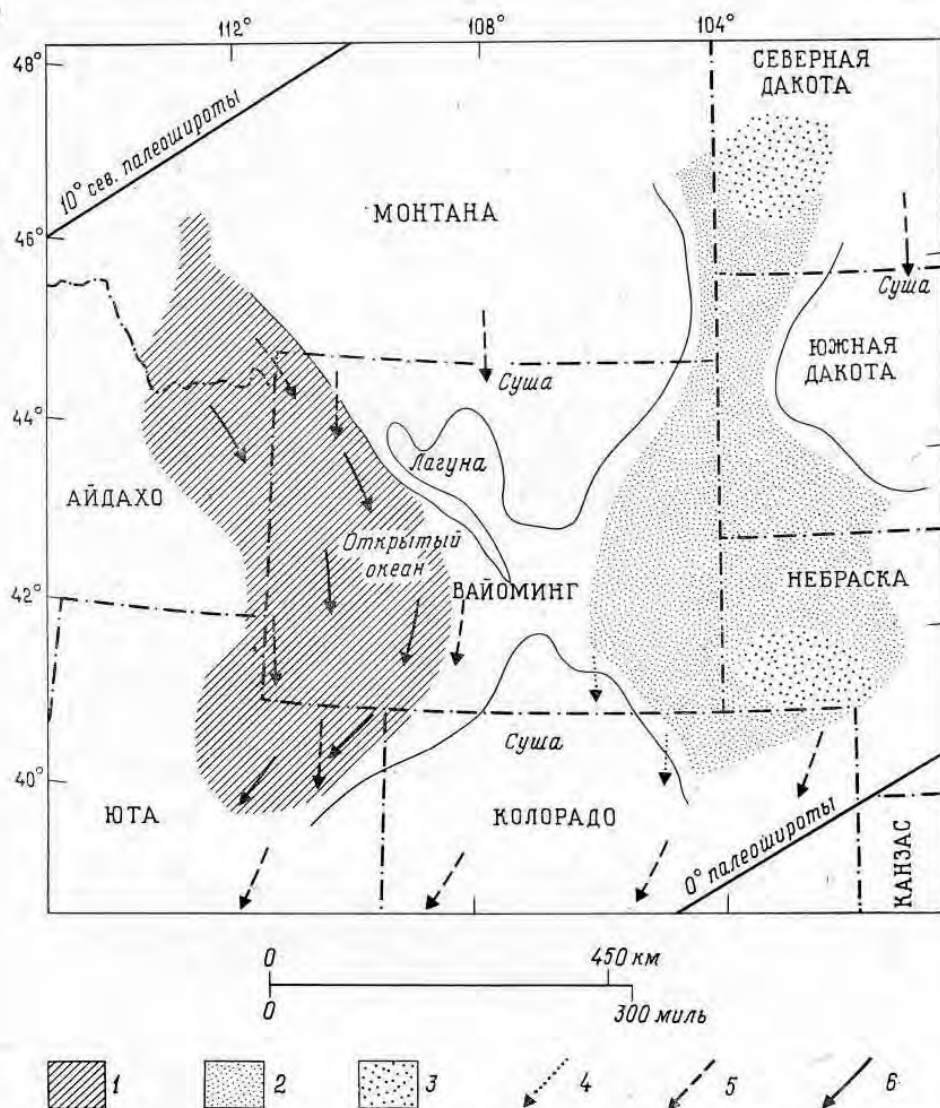


РИС. 5.11. Палеогеографическая обстановка накопления пермских фосфоритов на Западе США [433]. 1 — накопление фосфоритов; 2 — накопление гипсов и ангидритов; 3 — накопление галита; 4 — направление ветра, определенное по косой слоистости в эоловых песчаниках; 5 — предполагаемое направление ветра; 6 — предполагаемое течение в океане.

либо модель Шелдона, либо палеогеографическая реконструкция требует некоторого исправления.

Другие важные фосфоритовые отложения, относящиеся к верхнему мелу—эоцену, развиты в зоне, протягивающейся от Марокко к южной Турции и Ираку. Они также ассоциируются с кремнями, черными сланцами и карбонатами [395, 434]. В современном Средиземном море нет апвеллингов, но в условиях

совершенно другой палеогеографии того времени по крайней мере некоторые из этих районов могли находиться на краю крата с южной стороны океана Тетис. Так как эта зона находилась в северной части пассатного пояса, Шелдон [434] считает, что пассаты могли вызывать сильное направленное на запад течение с апвеллингом на южном краю океана, обусловленным ветрами, дующими от берега, и кориолисовой силой.

Более глубокое понимание факторов, контролировавших накопление фосфоритов там, где, бесспорно, существовали условия эпиконтинентального моря, может быть достигнуто изучением фосфатосных черных сланцев, которые встречаются в пенсильванских (верхнекаменноугольных) отложениях американского Мидконтинента в районе, протягивающемся от Канзаса до Аппалачей [209]. Отложения, о которых идет речь, являются типичными апаэробными осадками — они черные и листоватые; богаты органическим веществом и конодонтами, но в типичном случае лишены бентосной фауны; обогащены также такими тяжелыми металлами, как медь, никель, ванадий и цинк. Обильный нескелетный [Т. е. не входящий в состав скелетов организмов.— *Ред.*] фосфат образует как тонкие прослои, так и желваки. Черные сланцы, далеко прослеживающиеся по латерали, пересланяются с известняками и нормальными глинистыми сланцами с бентосной фауной и интерпретируются Геккелом [209] как наиболее глубоководные и удаленные от берега отложения трансгрессивно-регрессивной серии.

Геккел предложил модель (рис. 5.12), в которой термоклин обуславливает вертикальную плотностную стратификацию воды. Стойкость воды была достаточно устойчивой, чтобы препятствовать локальным ячейкам вертикальной циркуляции, обусловленной ветром, пополнять запас кислорода у морского дна. Если глубина была достаточно большой, в эпиконтинентальном море могли установиться бескислородные или почти бескислородные условия; как уже доказывалось в этой главе, для этого не нужно привлекать гипотезу ограничивающих барьеров или порогов.

На востоке тропической части Тихого океана в результате апвеллинга, обусловленного ветрами, дующими от берега, верхняя граница бедных кислородом вод (и термоклина) расположена высоко. Поднимающаяся с глубин вода, одновременно обогащенная фосфором и обедненная кислородом, вызывает бурное развитие планктона, производящего большое количество органики. Отложению фосфорита в этих условиях благоприятствуют падение давления, повышение температуры и увеличение рН по мере того, как более холодная вода поднимается из глубин. Так как в фотической зоне фосфор быстро ассимилируется фитопланктоном, образование фосфоритов происходит на глу-

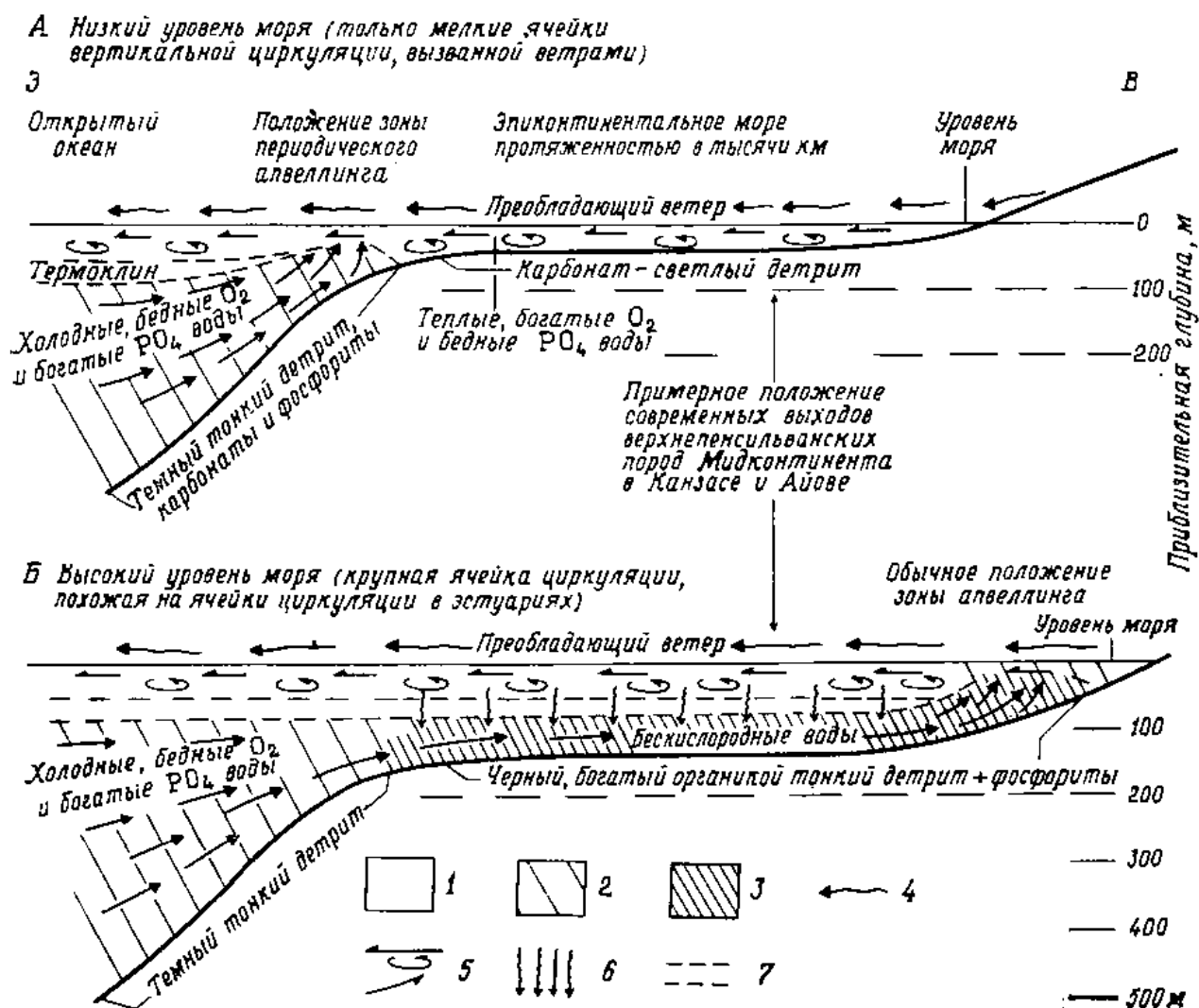


РИС. 5.12. Модель накопления фосфатоносных черных сланцев в эпиконтинентальном море [209]. 1 — вода, богатая кислородом; 2 — вода, бедная кислородом; 3 — вода, лишенная кислорода; 4 — преобладающие ветры; 5 — океанические течения; 6 — осаждение органического вещества, богатого PO_4 и тяжелыми металлами; 7 — термоклин (нижний предел вертикальной циркуляции).

бинс, превышающей 50 м. Максимальные концентрации фосфора в современных морских илах наблюдаются на глубинах от 30 до 200 м. Геккел пришел к выводу, что пенсильванское море Мидконтинента располагалось в тропических широтах, соединяясь с расположенным западнее открытым океаном, по-видимому, через проливы на западе Техаса. Осадконакопление, вероятнее всего, происходило на глубинах от 100 до 200 м.

Неоднократно повторяющаяся в геологическом прошлом удивительная ассоциация фосфоритов и черных сланцев может стать главным ключом к решению проблемы генезиса фосфоритов. Вполне может быть, что многие другие относительно глубоководные черные сланцы, практически лишенные бентоса, обогащены фосфатом, но выгодные для разработки фосфоритовые

пласты, по-видимому, формируются значительно реже. Хотя для объяснения генезиса фосфоритов, вероятно, всегда надо привлекать какие-то типы апвеллинга, тем не менее создается впечатление, что поднимающиеся из глубин обогащенные фосфором воды в прошлом могли проникать далеко в глубь континентов.

Мел. Одним из наиболее характерных типов отложений древних эпиконтинентальных морей является мел — мягкий, крошащийся, белый микритовый известняк, который в течение позднего мела отлагался в широкой полосе Северной Европы, протягивающейся от Ирландии до Русской платформы, и в более ограниченном по площади поясе, который соответствовал восточной части пролива, существовавшего в области Мидконтинента Северной Америки. Главный шаг к пониманию природы мела был сделан с внедрением электронной микроскопии, с помощью которой было показано, что основная масса породы сложена кокколитами и их фрагментами, а более крупная фракция включает призмы иноцерам, раковины фораминифер (преимущественно планктонных) и кальцисферы [197]. Следовательно, был решен парадокс, почему такой чистый известняк остается только полуконсолидированным и поэтому мягким; дело в том, что все его тонкозернистые компоненты сложены кальцитом и соответственно там происходила только ограниченная постседиментационная цементация¹.

Кокколито-фораминиферовые илы в настоящее время откладываются в океане на больших глубинах, но было бы слишком экстравагантным считать в соответствии с этим, что обширные внутренние части континентов в течение позднего мела находились под водой на глубине несколько тысяч метров. Тем не менее мел — это безусловно пелагический осадок, и его широкое распространение на континентах связано с особым событием, а именно с крупнейшей после середины палеозоя морской трансгрессией и поднятием уровня моря, которые будут рассмотрены в следующей главе.

Мягкий однородный белый мел с горизонтами желваковых диагенетических кремней преобладает среди отложений верхнего мела Северной Европы. По большей части он не особенно богат макроокаменелостями, но тем не менее в нем была собрана разнообразная фауна, среди которой, вероятно, наиболее обычны зарывающиеся неправильные морские ежи, такие, как *Micraster*. Поверхность осадка, очевидно, была мягкой, на что указывают специальные, препятствующие погружению приспособления различных пелеципод, такие, как шипы у *Spondylus* и большая по-

¹ Видимо, предполагается, что в процессах литификации известковых осадков решающая роль принадлежит переходу арагонита в кальцит и мел остается рыхлым из-за своего первично-кальцитового состава. — *Прим. ред.*

верхность раковины у некоторых *Inoceramus*. Однако на глубине не более 0,5 м осадок был уже достаточно плотным, чтобы сохранять четкие контуры таких широко распространенных следов жизнедеятельности *Chondrites*, *Thalassinoides* и *Zoophycos*.

Высказывались различные предположения о глубине накопления мела. В толще белого мела, в отличие от некоторых горизонтов твердого дна, нет свидетельств деятельности водорослей, что указывает на отложение глубже фотической зоны. Присутствие разнообразной фауны шестилучевых губок указывает, если исходить из сравнения с современностью, на глубины между 200 и 600 м; принимая во внимание все имеющиеся данные, Ханкок [197] предположил, что диапазон глубин накопления мела изменялся от 100 до 600 м. С другой стороны, поверхности твердого дна, вероятно, формировались на относительно небольших глубинах. Учитывая это, Кеннеди и Гаррисон [266] определяют этот диапазон как 50—300 м.

Скорость осадконакопления, очевидно, была различной в прогибах и на поднятиях, но обычно достигала 10—50 мм и даже 150 мм за 1000 лет [148]. Фаннел [148] обратил внимание на то, что эта скорость достаточно высока в сравнении со скоростью седиментации на современном дне океана; в наиболее богатой фитопланктоном экваториальной зоне Тихого океана кокколито-фораминиферовые илы накапливаются со скоростью только 10—30 мм за 1000 лет, а в других районах она значительно ниже. Это означает более высокую продуктивность известкового фитопланктона в эпиконтинентальных морях, где накапливался мел, по сравнению с глубоким океаном, что согласуется с общей моделью, намеченной в начале этой главы.

Одна из наиболее интересных особенностей писчего мела Европы — часто встречающиеся *горизонты твердого дна* (hard-grounds) и *узловатого мела* (nodular chalk), которые образовались при подводной литификации. Наиболее часты они в тех районах, где общая скорость осадконакопления была низкой, т. е. на поднятиях и на краях древних поднятых массивов. Некоторые горизонты твердого дна прослеживаются на очень большие расстояния и связаны с эпизодами регионального обмеления.

Сложная история этих фаций, включающая ряд последовательных стадий литификации, была рассмотрена Кеннеди и Гаррисоном [266]. Пауза в седиментации вела к формированию поверхности перерыва, вслед за чем начинался рост отдельных узлов ниже раздела вода—осадок с образованием узловатого мела. Эрозия узловатого мела приводила к образованию внутриформационных конгломератов. В результате дальнейшего роста и слияния узлов возникали прерывистые или непрерывные слои (начальные стадии твердого дна), которые при отсутствии

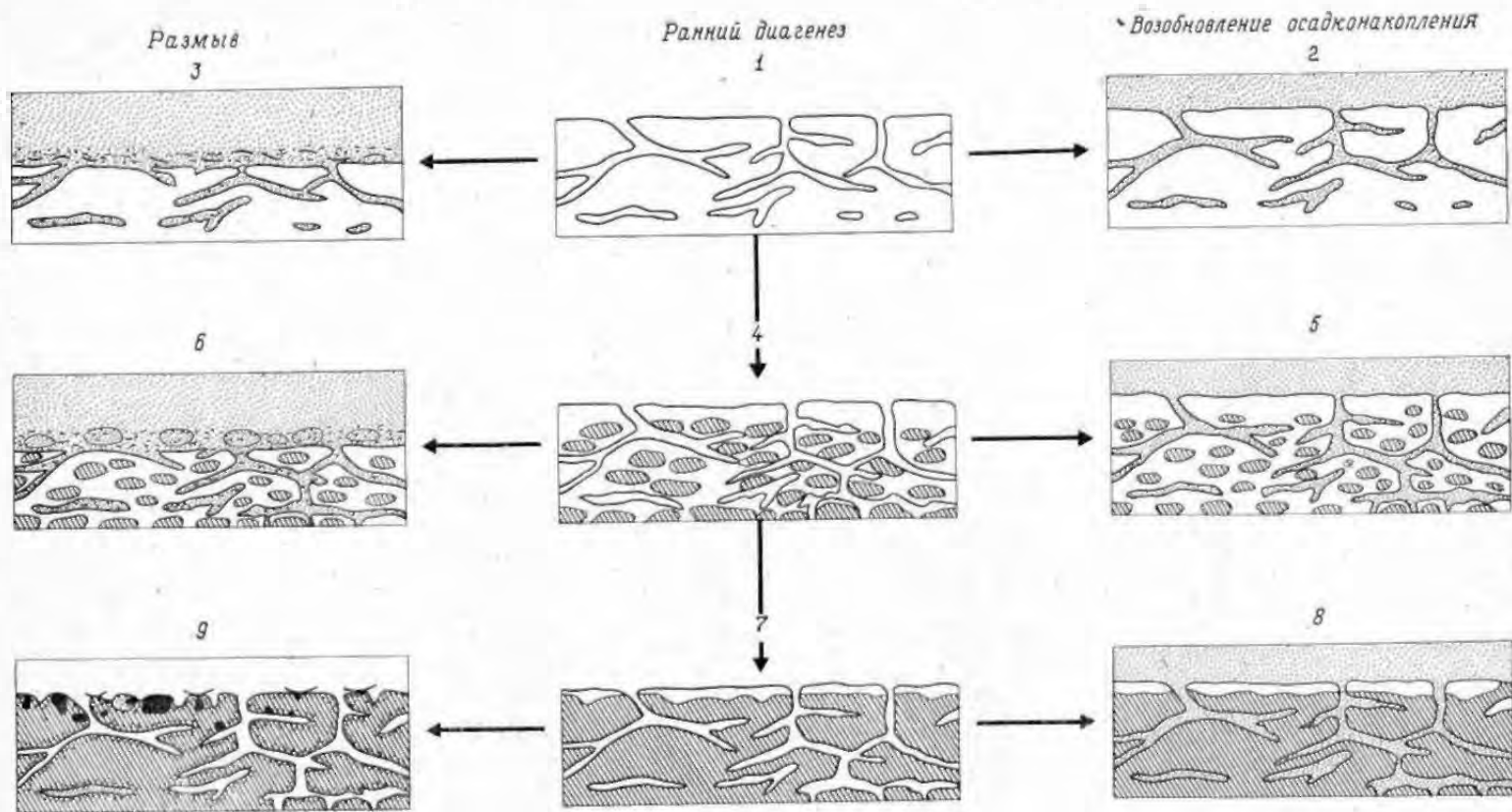


РИС. 5.13. Соотношения диагенеза, размыва и образования узловатого мела и горизонтов твердого дна. Обратите внимание на систему ходов *Thalassinoides* [266].

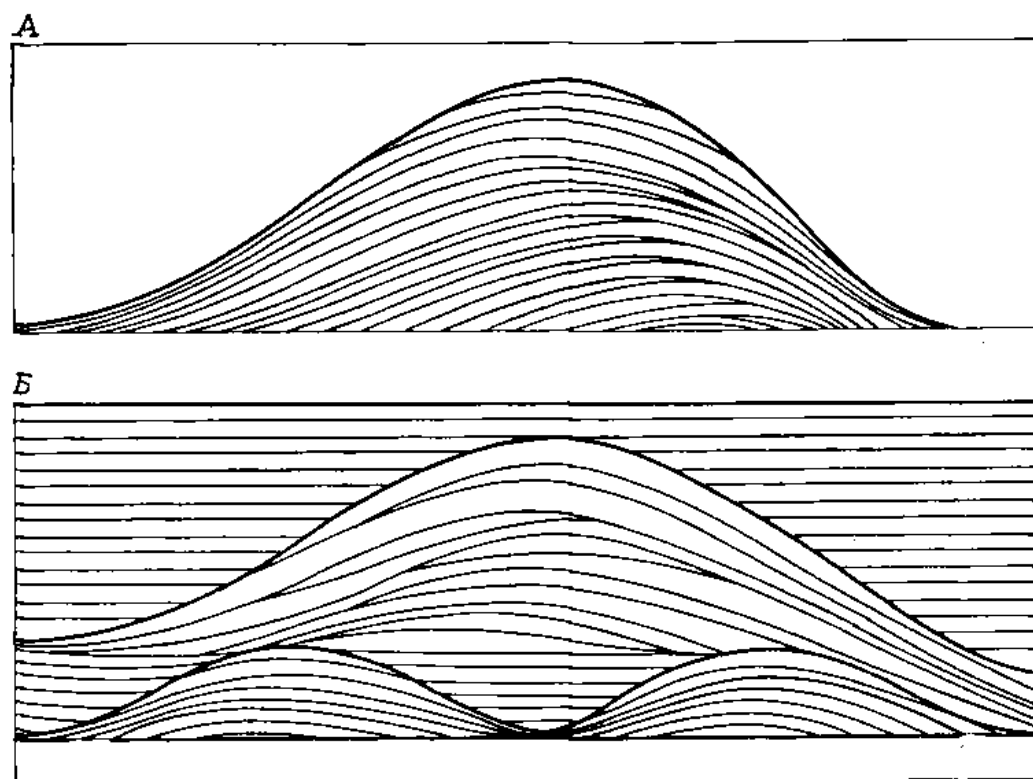


РИС. 5.14. Упрощенные эскизы простой (А) и сложной (Б) построек в толще мела на побережье Нормандии [267].

осадконакопления превращались в горизонты настоящего «твердого дна».

На этой стадии лишенное рыхлых осадков дно моря, сложенное литифицированным мелом, подвергалось сверлению и инкрустации разнообразными организмами, а часто также глауконитизации и фосфатизации (рис. 5.13). Фауна горизонтов твердого дна и узловатого мела представлена гастроподами, кораллами, скафоподами и различными видами пелеципод, нуждающимися для прикрепления в твердом субстрате и поэтому не характерными для нормального мела.

Узловатый мел с типичной для него флазерной текстурой поразительно похож на комковатые известняки альбского красного мела северо-восточной Англии, юрские аммонитико-россо Южной Европы и разнообразные палеозойские *гриотты* (griottes). Способ их образования, вероятно, одинаков [248]. В меловой толще нормандского побережья много хорошо заметных банок или построек до 50 м в высоту и 1500 м в поперечнике с напластованием, подчеркнутым горизонтами твердого дна, узловатого мела и кремней, которые являются окремненным заполнением ходов *Thalassinoides* (рис. 5.14). Остатки организмов, образовавших каркас построек, задерживающих осадки и укрепляющих субстрат, отсутствуют. По мнению Кеннеди и Жюинье [267], этими организмами были водоросли или морская трава.

Однако, учитывая открытые недавно глубоководные постройки во Флоридском проливе (гл. 3), возможно, нет необходимости привлекать растения, даже если это затруднит интерпретацию. Подобные банки встречены в толще маастрихтского и датского мела Дании, где они первоначально считались гигантскими дюнами. Их поразительное сходство с палеозойскими постройками волсортского типа вполне очевидно.

Большая часть мела — это почти чистый CaCO_3 , но сеноманский мел более мергелистый. Это обстоятельство, как и наличие глауконитовых песков на окраинах древних массивов, указывают на более мелководные условия накопления сеноманского мела. В позднекампанское время, соответствующее максимуму инундации, суша была полностью затоплена. Обычно считают, что массивы суши в позднемеловое время были пенепленизированы и имели поэтому очень мягкий рельеф, но Ханкок [197] считает, что этим нельзя объяснить большую долю песка в терригенных осадках там, где они есть. Он предпочитает объяснение, согласно которому климат был либо аридным, либо таким, как в тропических дождевых лесах, так как в настоящее время скорость эрозии незначительна именно при несезонном климате.

ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Разрезы отложений эпиконтинентальных и краевых морей, в которых нет фацальных изменений, указывающих на непостоянную глубину бассейна, встречаются редко, и в действительности часто наблюдаются систематические изменения в разрезе, которые связываются с циклическим осадконакоплением; при этом единицы разреза, отвечающие циклам, называются *циклотемами* [112]. Хорошим примером является типичная циклотема в верхнемеловых отложениях Западного Внутреннего бассейна США (рис. 6.1). Учитывая региональное распространение фаций, такую циклотему можно интерпретировать как результат морской трансгрессии и последующей регрессии; при этом самые глубоководные отложения будут соответствовать временн максимальной трансгрессии моря.

Такая циклотема может отвечать *либо* региональному тектоническому событию, а именно смене опускания поднятием, *либо* глобальному повышению и понижению уровня моря. Великий австрийский геолог Эдуард Зюсс [454] предложил для глобальных событий второго типа термин *эвстатические*. Зюсс наметил три подхода к их изучению. Первый основан на исследовании современных береговых линий и пригоден поэтому только для анализа самых последних геологических событий. Вторым и третий, опирающиеся соответственно на анализ осадочных формаций и прослеживание границ древних морей, годятся для всего фанерозоя.

Представление о четвертичных эвстатических колебаниях, контролируемых оледенением, со времен Зюсса является общепринятым, и по этому вопросу собрана обильная и детальная информация [300]. Обычно геологи находятся под впечатлением поразительных географических и седиментационных эффектов быстрой голоценовой «фландрской» трансгрессии, которой во время последнего оледенения предшествовал период низкого положения уровня моря. Однако в применении к более древним эпохам идея Зюсса не получила явной поддержки геологов и даже оспаривалась в течение большей части нашего века; заметным исключением был Грабау [173], который доказывал, что серия крупных палеозойских трансгрессий и регрессий была ско-

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Характер разрезов. При изучении эвстазии безусловно хотелось бы избежать тех рассмотренных в гл. 4 областей, где ярко проявляется интенсивная тектоническая деятельность, и сконцентрировать внимание на мелководных морских толщах относительно стабильных кратонов. Если глубина моря была достаточно мала, даже небольшие изменения уровня моря могли оказать существенное воздействие на условия осадконакопления. Необходимым условием выявления эвстатических колебаний, за исключением, может быть, самых крупных, является использование надежных зональных ископаемых, которые позволяют произвести детальное стратиграфическое расчленение.

Как ясно из рис. 6.2, нельзя ожидать, что различные фации будут одинаково реагировать на эвстазия. Последовательные подъемы и падения уровня моря могут быть хорошо выражены изменением фаций на окраинах осадочного бассейна, в то время как в центральных его частях более глубоководные отложения могут изменяться слабо, особенно если скорости погружения и осадконакопления достаточно велики. Например, на удаленной от берега отмели, лишенной привноса терригенного материала, регрессивные эпизоды в карбонатном разрезе могут быть выражены просто как паузы в осадконакоплении или горизонты твердого дна. Следует также понять, что подъем уровня моря только тогда может приводить к трансгрессии, когда привнос терригенного материала невелик (рис. 6.3).

Тем не менее если изменения в режиме морского осадконакопления, указывающие на колебания глубины бассейна, можно проследить на достаточно обширных площадях в масштабе континентов или субконтинентов *независимо* от локальных седиментационных или тектонических структур, таких, как прогибы и поднятия (которые выражены изменениями фаций и мощностей), то предположение об эвстатическом контроле становится правдоподобным. Оно подкрепляется, если время углубления хорошо соответствует трансгрессиям на краях суши, а время обмеления — регрессиям. Если же будет доказана возможность межконтинентальной корреляции таких событий, эвстазия будет, по-видимому, окончательно доказана.

Если интерпретация фаций достаточно однозначна, то альтернативами могут быть отрицание надежности стратиграфического сопоставления или предположение о том, что континенты двигаются вверх и вниз в унисон. Идея одновременных вертикальных движений континентов по ряду причин выглядит значительно менее правдоподобной, чем представление об изменениях уровня моря. Слосс и Спид [441] предложили модель, по которой периодические изменения содержания расплава в асте-

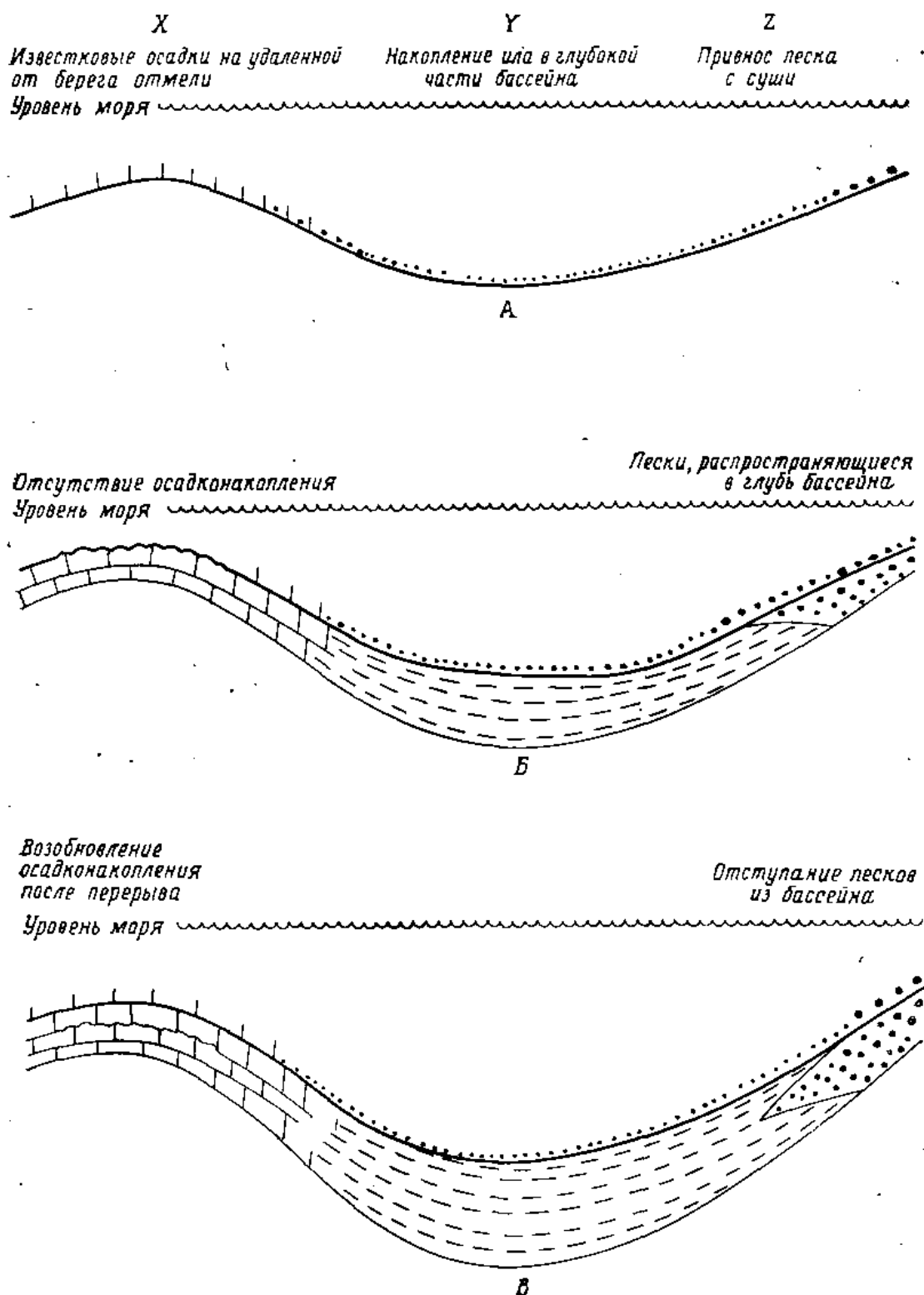


РИС. 6.2. Стадии развития морского бассейна и накопления глинистых сланцев при падении уровня моря от стадии А до стадии Б и его подъеме от стадии Б до стадии В. В зоне X падение уровня моря выражено перерывом, а в зоне Z — распространением песков, замещающих сланцы; в зоне Y изменения уровня моря не проявляются в фациальных изменениях.

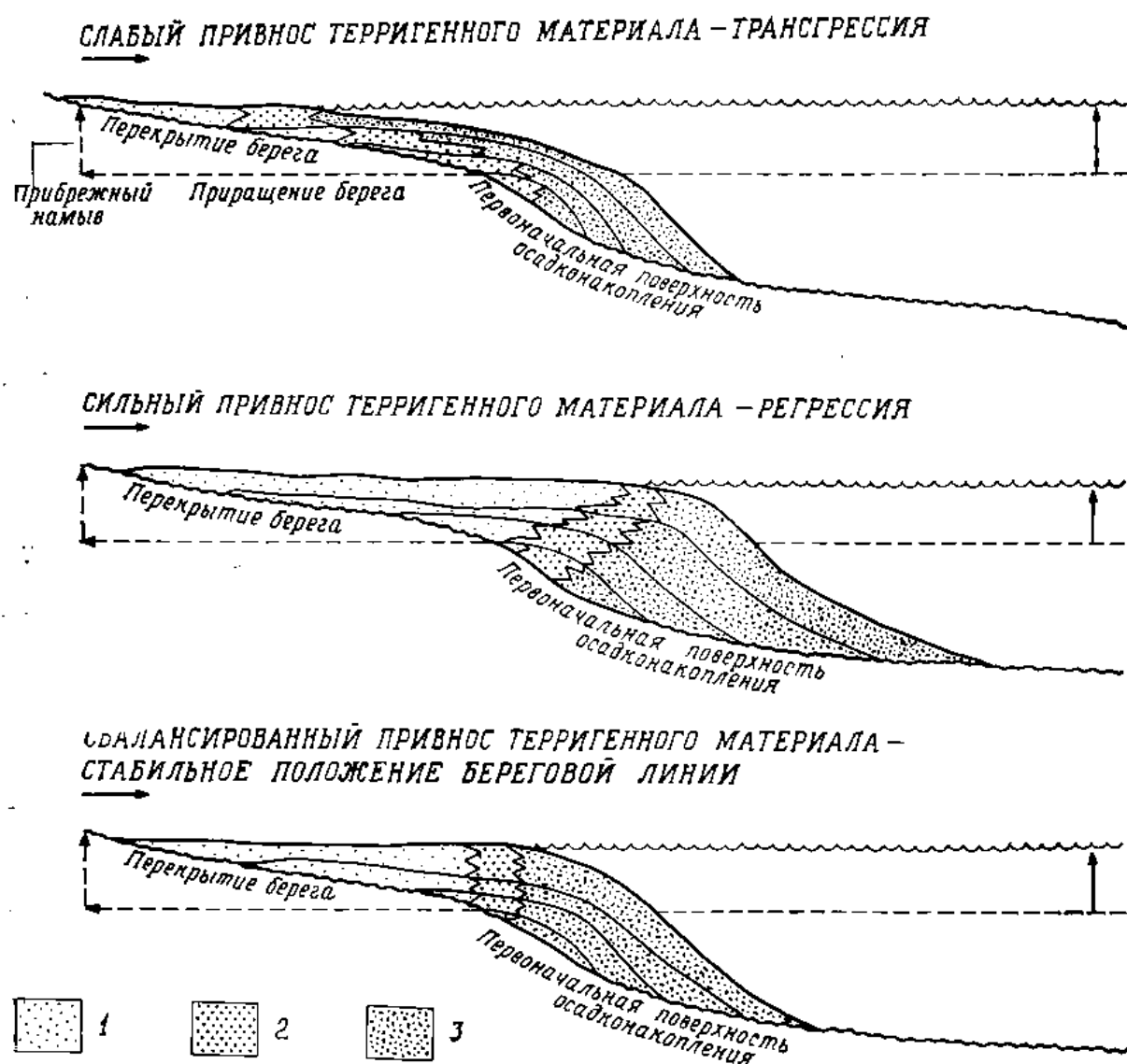


РИС. 6.3. Влияние колебаний уровня моря и привноса терригенного материала на трансгрессии и регрессии [474]. 1 — неморские прибрежные отложения; 2 — отложения литорали; 3 — морские отложения. Штриховой линией показано первоначальное положение уровня моря, волнистой — конечное, стрелкой — относительный подъем уровня моря.

носфере под континентами вызывают поднятия и опускания. Однако эта гипотеза не подкрепляется независимыми данными и, по существу, обходит вопрос, почему все континенты должны двигаться одновременно. Более того, она игнорирует тот факт, что океанографические исследования выявили увеличение и уменьшение во времени объема срединно-океанических хребтов, что должно было вызывать наступление моря на континенты. Вопрос лишь в том, может ли подобное наступление распознаваться в разрезах древних толщ. Доказательства такой возможности быстро накапливаются.

Для примера рассмотрим юрские отложения, которые особенно благоприятны для такого анализа, так как благодаря ам-

монштам возможно их детальное стратиграфическое расчленение. Юрские аммонитовые зоны имеют продолжительность около миллиона лет, и в большинстве случаев их можно разделить на несколько подзон. В пределах Европы, где расположены наиболее изученные разрезы, сопоставление часто возможно на уровне подзон, а зоны европейской шкалы опознаются даже в Южной Америке [187]. Это уровень точности, не превзойденный в стратиграфических исследованиях.

Я попытался выявить литологические и палеонтологические критерии распознавания углубления и обмеления в разнофациальных эпиконтинентальных разрезах Северо-Западной Европы и сумел продемонстрировать сопоставимость подобных событий на площадях в сотни тысяч квадратных километров независимо от локальных тектонических и фациальных особенностей. Так, в Англии и ФРГ перерывы точно соответствуют одним и тем же уровням. Морским прослоям среди дельтовых толщ в других регионах могут соответствовать смена мелководноморских песчаников известняками, отлагавшимися дальше от берега, или переход мелководных известняков и мергелей в более глубоководные глинистые сланцы. Наиболее заметные из этих изменений часто сопоставимы с морскими трансгрессиями и эпизодами углубления бассейнов на других континентах и рассматриваются поэтому как события, контролируемые эвстазией. Региональные эпизоды обмеления также коррелируются с регрессиями, охватывающими обширные области. Так я выявил крупные фазы поднятия уровня моря в раннем геттанге, в раннем и среднем тоаре, раннем байосе, позднем бате и раннем келловее, а также в среднем оксфорде, а крупные фазы падения уровня моря — в позднем тоаре и аалене, в раннем бате — позднем келловее и в позднем титоне — волжском веке [191].

Важно выяснить относительные скорости подъема и падения уровня моря в юре или в любом другом периоде. Анализируя юру, я рассматривал ряд возможностей, изображенных на рис. 6.4. К ним относятся: *а* — короткие фазы быстрого подъема уровня моря, которые разделяются более длительной фазой его стабильного положения; *б* — умеренный по скорости подъем, сменяющийся умеренным понижением без промежуточной фазы стабильного стояния; *в* — медленный подъем, сразу же сменяющийся быстрым падением; *г* — быстрый подъем, сразу же сменяющийся медленным понижением; *д* — этапы быстрых подъема и падения, разделенные более длительной фазой стабильного стояния. Выбор между этими моделями непрост и, бесспорно, зависит от интерпретации условий формирования различных фаций, но, как я сейчас считаю, большая часть юрских циклов в Европе, если не все, максимально соответствует модели *д* или комбинации моделей *г* и *д*.

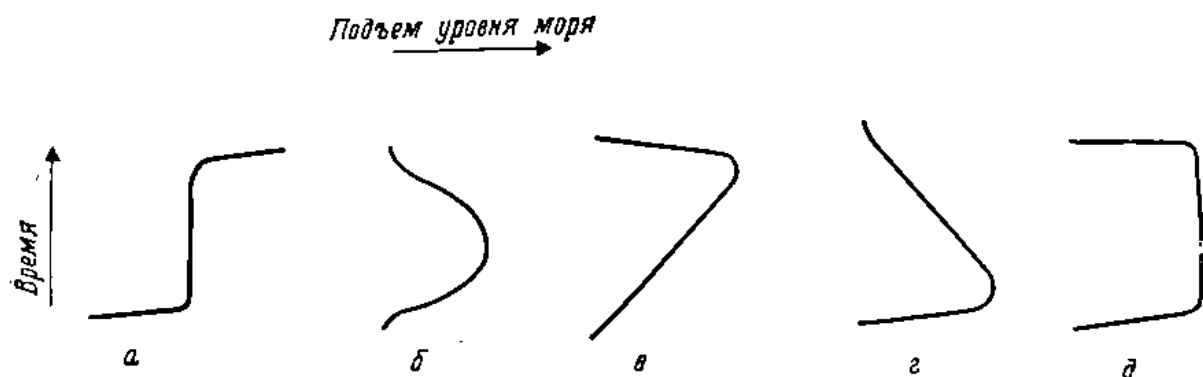


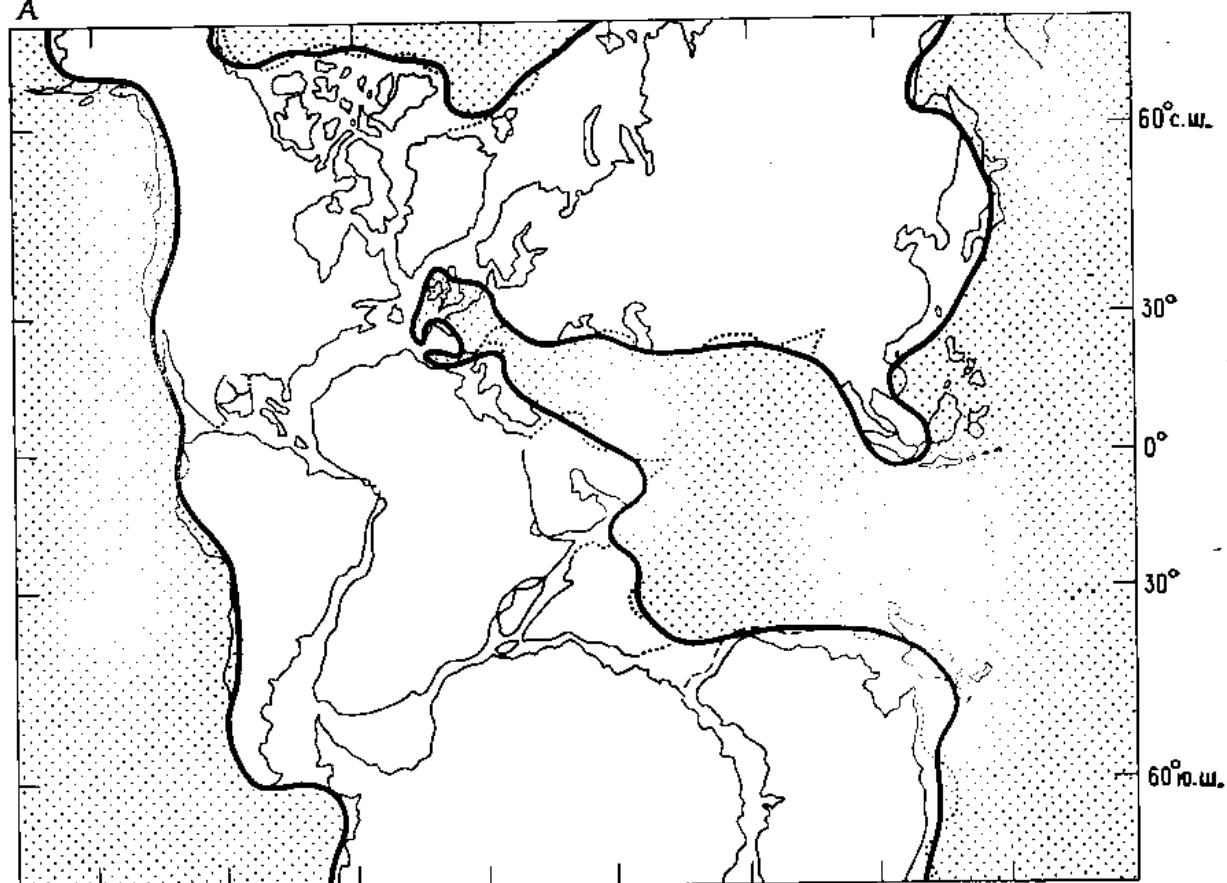
РИС. 6.4. Возможные эвстатические модели для юрского периода в Европе. *а* — короткие фазы быстрого подъема уровня моря, разделенные более длительной фазой его стабильного положения; *б* — умеренный по скорости подъем, за которым следует такое же падение уровня моря без разделяющей фазы стабильного стояния; *в* — медленный подъем, сразу же сменяющийся быстрым падением; *г* — быстрый подъем сразу же сменяющийся медленным падением; *д* — быстрый подъем и падение уровня моря, разделенные длительной фазой стабильного стояния [191].

Распространение морских отложений. Третий из предложенных Зюссом путей изучения эвстатических колебаний заключается в нанесении на равноплощадную карту континентов областей развития морских фаций определенного палеонтологически обоснованного возраста, вычисления площади таких областей планиметром или сеткой и дальнейшем прослеживании изменений этой площади во времени. В таком виде этот метод выглядит очень объективным, но на практике последующая эрозия и недоступность многих древних отложений, вызванная их глубоким погружением, заставляют использовать палеогеографические карты, которые сами уже содержат элементы интерпретации. Кроме того, публикуемая информация о породах, подстилающих современные континентальные шельфы, обычно неоднозначна, и поэтому эти области безопаснее исключить из рассмотрения. Тем не менее даже при условии неточности этого метода он может дать очень информативные результаты.

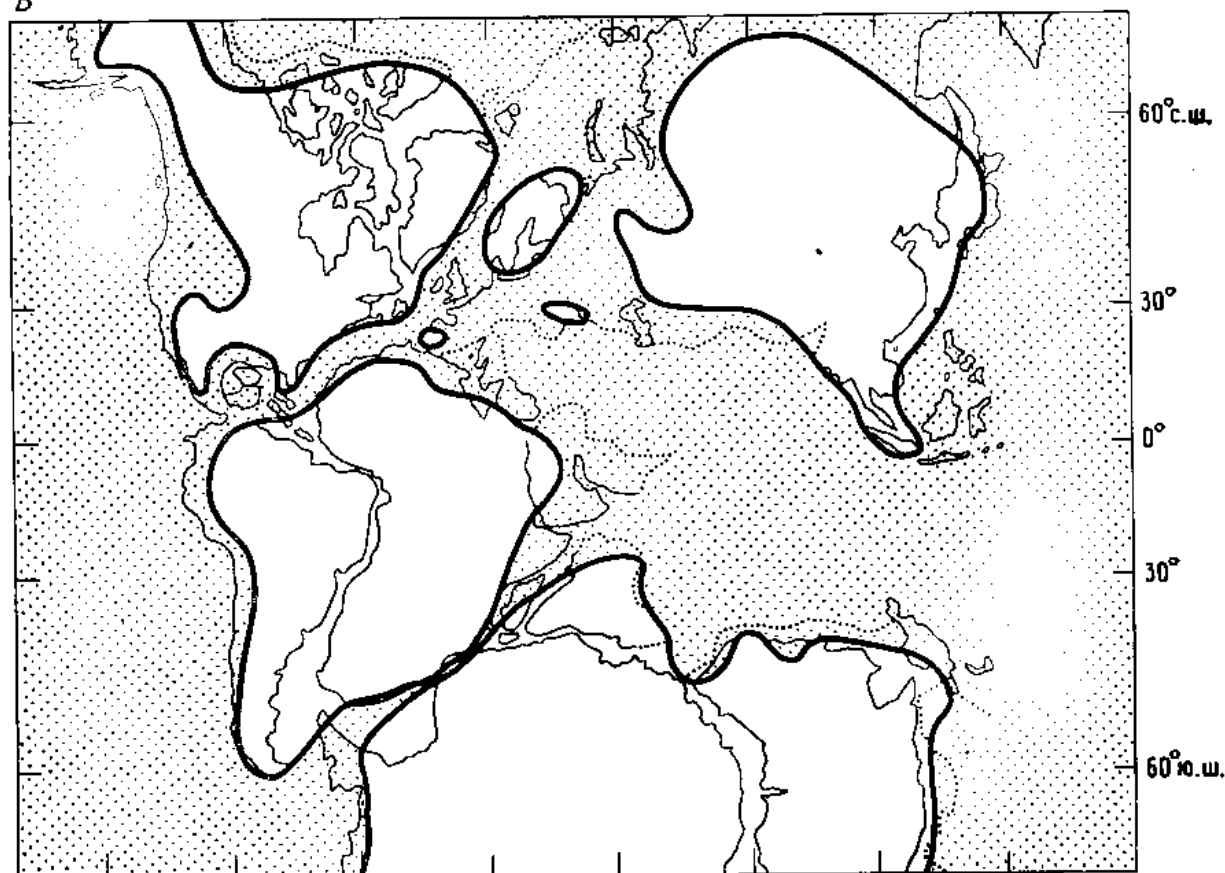
Серия карт морских отложений для ярусов все той же юры показывает, что море постепенно наступало на континенты, покрывая их менее чем на 5 % в геттанге и достигая максимума (почти 25 %) в оксфорде (рис. 6.5) [187].

Замечательный метод независимой проверки такого анализа предложил Спунер [445], который использовал отношение изотопов стронция. Главным фактором, контролирующим колебания отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во времени, вероятно, являются колебания водного стока с континентов, вызванные изменениями площади суши. Это отношение в морской воде меньше, чем в воде, поступающей с континента, вследствие изотопного об-

А



Б



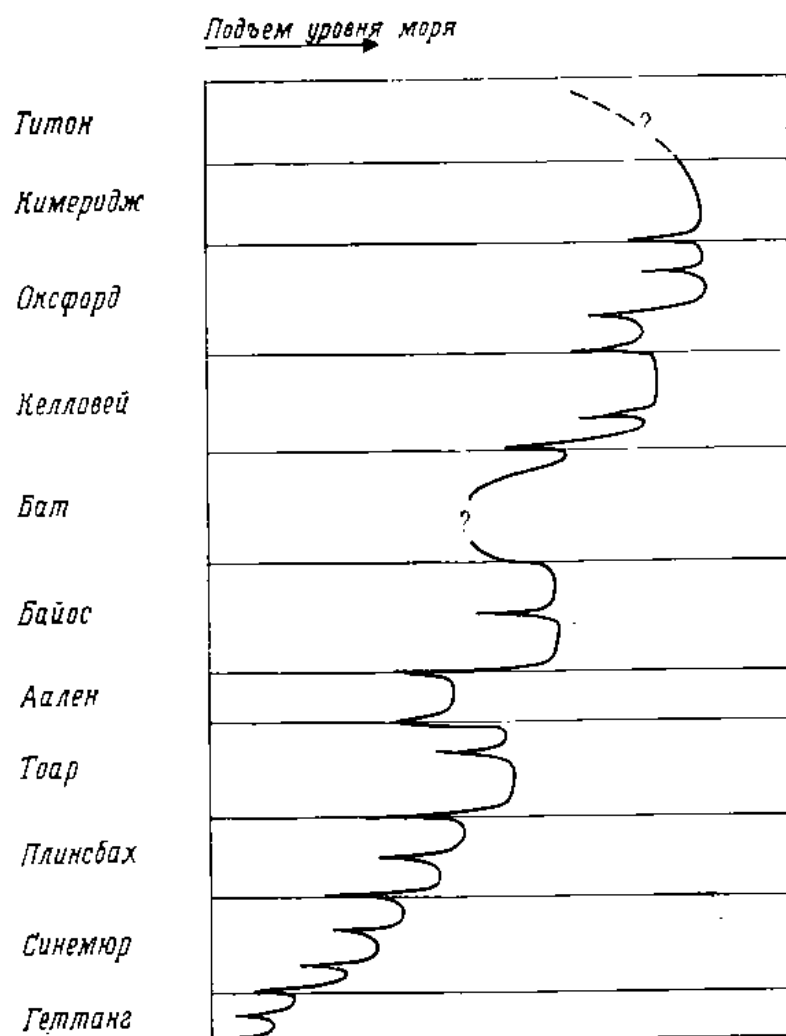


РИС. 6.6. Предполагаемая эвстатическая кривая для юры, показывающая важнейшие короткие фазы подъема и падения уровня моря и более длительную тенденцию. Относительные величины колебаний уровня моря при коротких и длительных событиях весьма гипотетичны. Пунктир отвечает неопределенностям, обусловленным неоднозначной стратиграфической корреляцией [191].

мена с океанической корой, происходящего в гидротермальных конвективных системах срединно-океанических хребтов. Оказывается, существует прекрасное соответствие изменений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как приведенным выше данным по оксфорду, так и площади морей в кайнозое.

Результаты, полученные обоими методами: изучением последовательных изменений слоев по разрезу и измерением площадей, покрытых морем, — могут быть сопоставлены для построения суммарной эвстатической кривой для юры (рис. 6.6). Пока это только попытка, и особенно неясны соотношения коротких трансгрессий и регрессий с более длительными колеба-

РИС. 6.5. Примерное распределение суши и моря (точечный крап) в геттанге (А) и оксфорде (Б). Мелкие острова не показаны [187].

ниями. Кроме того, регрессии более трудны для анализа, чем трансгрессии, как из-за стратиграфических данных, обычно менее точных, так и из-за большего риска спутать эвстатическое понижение уровня моря с региональными поднятиями. В результате эта кривая в лучшем случае может быть рабочей моделью, так сказать, мишенью для критики, и вполне возможно, что в будущем потребуются значительные исправления.

Тем не менее такое приближение намечает путь к освобождению от осложняющего влияния местных эпейрогенических движений. Если выявленное направление длительных изменений можно рассматривать как разумную генерализацию глобальной картины, оно может использоваться как основа для интерпретации региональных явлений. Так байосский и батский ярусы в большей части Британской области, особенно в Североморском регионе, представлены преимущественно «регрессивными» или более мелководными фациями по сравнению с подстилающей нижней юрой. Поскольку это противоречит глобальной тенденции, причина таких соотношений, видимо, кроется в региональном поднятии с центром в Северном море [194].

Сейсмостратиграфия. В наше время сейсмическое профилирование методом отраженных волн, развиваемое нефтяными компаниями, дало новый мощный и тонкий инструмент для изучения не выходящих на поверхность осадочных толщ. Соединенное с бурением, сейсмическое профилирование вызывает переворот в наших знаниях о том, что лежит под континентальными шельфами, и уже привело к формированию новой научной дисциплины, названной *сейсмостратиграфией* [356].

Сейсмостратиграфия — это, по существу, геологический подход к стратиграфической интерпретации сейсмических данных. Первичные сейсмические отражения вызваны физическими поверхностями раздела в породах, к которым относятся главным образом поверхности напластования и несогласия, разделяющие породы с разной плотностью и скоростью сейсмических волн. Очевидно, они скорее совпадают с хроностратиграфическими, нежели литостратиграфическими границами. Крупные стратиграфические единицы, сложенные относительно согласной последовательностью слоев с нижней и верхней границами, определяемыми несогласиями, названы *осадочными комплексами* (*depositional sequensis*). Будучи ограничены несогласиями, они напоминают *ситемы* (*sythems*) Чанга [59], но ситемы не обязательно имеют хроностратиграфические границы, а сейсмические отражающие горизонты, что важно подчеркнуть еще раз, как правило, параллельны поверхностям напластования, а не основным литологическим границам, которые могут пересекать эти поверхности. Ранг осадочного комплекса приблизительно соответствует рангу яруса или отдела, а возраст его выявляется

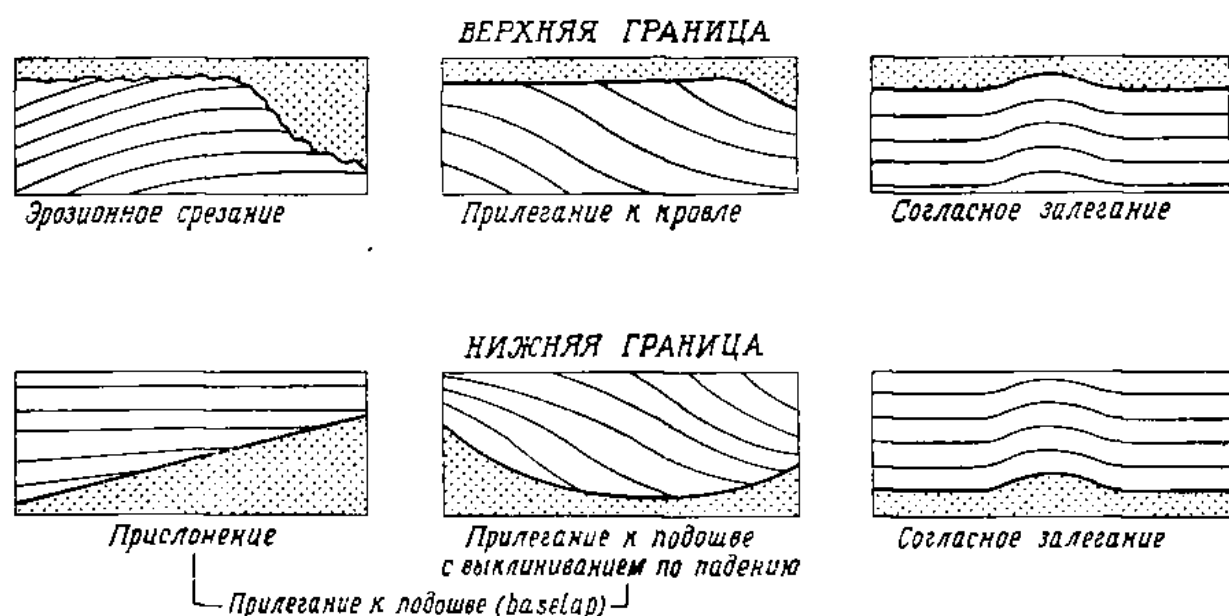


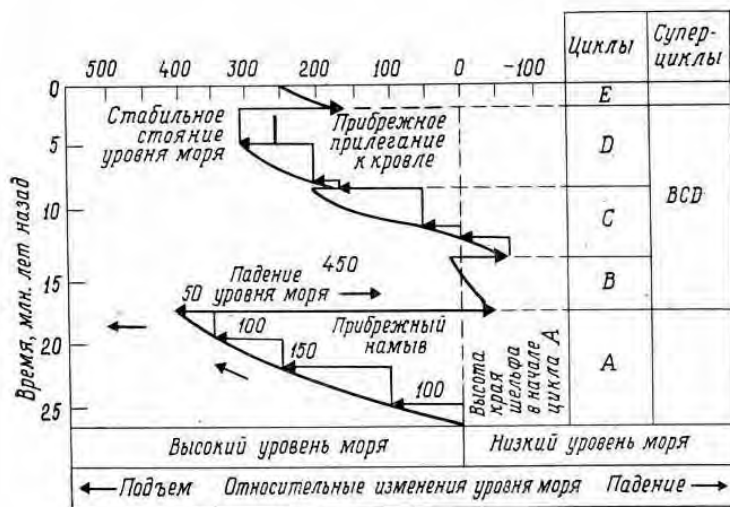
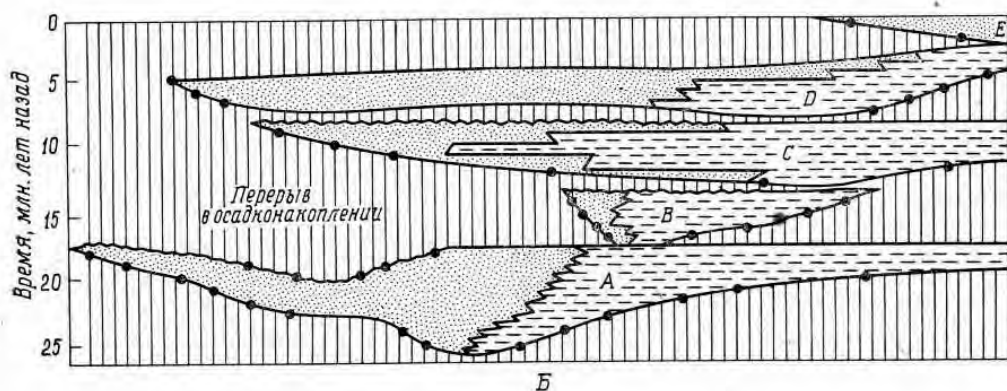
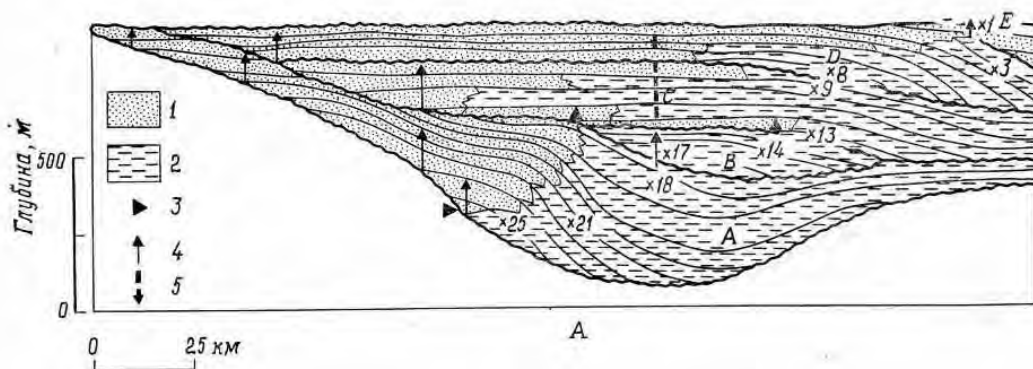
РИС. 6.7. Типы соотношений слоёв, различаемые в сейсмостратиграфии [474].

при прослеживании ограничивающих несогласий по латерали до непрерывных разрезов.

Характер стратиграфического несогласия — главный критерий выделения различных типов границ осадочных комплексов (рис. 6.7). *Прислонение (onlap)* и *прилегание к подошве с выклиниванием по падению (downlap)* указывают на перерыв, скорее связанный с отсутствием осадконакопления, чем с эрозией. Перекрытие слоев на верхней границе комплекса известно как *прилегание к кровле (toplap)* и также обусловлено периодом отсутствия осадконакопления в результате того, что базис аккумуляции был слишком низким, чтобы позволить слоям расти вверх по восстановлению.

Вместе с полученными в результате бурения литофациальными данными эти особенности могут быть использованы для выяснения относительных изменений уровня моря в данном регионе. На относительное поднятие этого уровня указывает перекрытие берега (*coastal onlap*) — последовательное смещение к берегу литоральных и/или прибрежных неморских отложений в основании морской толщи. Вертикальная и горизонтальная составляющие такого перекрытия названы соответственно *прибрежный намыв (coastal aggradation)* и *приращение берега (coastal encroachment)* и могут использоваться для оценки величины подъема уровня моря.

Прибрежное прилегание к кровле (coastal toplan) характерно для относительно стабильного положения уровня моря, но может формироваться и в период относительного поднятия этого уровня при быстром избыточном накоплении терригенных осадков (рис. 6.3). Относительное понижение уровня моря обычно



B

происходит резко и отражается в смещении прибрежных фаций на гипсометрически более низкий уровень.

Региональные кривые колебаний уровня моря могут быть получены путем анализа морских разрезов и создания хроностратиграфических корреляционных схем способом, показанным на рис. 6.8. Если циклы относительного подъема и падения уровня моря могут быть скоррелированы для трех и более регионов, тогда их эвстатический контроль твердо доказан. В следующем разделе обсуждаются результаты, полученные Вейлом и его соавторами, использовавшими именно эту технику.

ГЛАВНЫЕ ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Исчерпывающий обзор такой огромной темы выходит за рамки короткой книги, и вместо этого внимание будет сосредоточено на результатах, полученных рядом современных исследователей.

Начало фанерозоя ознаменовалось раннекембрийской трансгрессией, постепенно охватившей кратоны. Однако стратиграфический контроль в данном случае плохой, и трудно даже приблизительно оценить ее скорость. Мэтьюс и Каун [320] считают, что по масштабам эта трансгрессия наиболее сопоставима с позднемеловой трансгрессией. Мак-Керроу [315] использовал информацию по граптолитовым зонам и сообществам брахиопод, зависящим от глубины, для анализа изменений уровня моря в ордовике и силуре. За подъемом этого уровня в лландейло и самом раннем карадоке последовало его падение в позднем ашгилле, которое в свою очередь сменилось подъемом в самом раннем лландовери. Подъем продолжался до самого начала позднего лландовери и также сменился падением. Мак-Керроу полагает, что колебания уровня моря чередовались в сравнительно быстром ритме с интервалами 1—2 млн. лет. Хаус [216] считает, что в девоне морские трансгрессии и регрессии были эвстатическими. Повсеместная регрессия конца позднего жедина — начала раннего зигена сменилась трансгрессией в позднем зигене — эмсе. Крупное поднятие уровня моря в начале среднего девона маркируется в Европе повсеместным возобновлением накопления аргиллитов и коррелируется с круп-

РИС. 6.8. Переход от стратиграфического разреза к хроностратиграфическим таблицам и региональным таблицам циклов относительных колебаний уровня моря [474]. *А* — профиль; 1 — прибрежные отложения, 2 — морские отложения, 3 — первоначальный край шельфа, 4 — прибрежный намыв, 5 — смещение уровня моря вниз. Цифры с косым крестом означают возраст в млн. лет. *Б* — хроностратиграфическая схема. *В* — региональная схема циклов относительных изменений уровня моря.

ной трансгрессией на Русской платформе; приблизительно такая же история событий выявляется в Северной Америке. Самая крупная трансгрессия, глобальный характер которой наиболее очевиден, отмечается в начале позднего девона, в раннем фране.

Рамсботтом [370] выявил в карбоне Северо-Западной Европы иерархию палеонтологически обоснованных стратиграфических единиц, названных им циклотемами, мезотемами и синтемами, и дал им эвстатическую интерпретацию; главные из трансгрессий этого времени прослеживаются в США и СССР (рис. 6.9). За относительно сложными многофазными трансгрессиями следовали сравнительно быстрые регрессии. В терригенных осадках намыра они выражались распространением мощных, быстро отлагавшихся песчанников наступающей дельты поверх морских глинистых сланцев. В известняковых фациях подстилающего динанта регрессии маркируются карстовыми образованиями и перерывами на краях осадочных бассейнов. Эвстатическая интерпретация разрезов динанта, выдвинутая в более ранней статье Рамсботтома, резко оспаривалась Джорджем [159], который считал влияние эвстазии второстепенным по сравнению с ролью региональной тектоники. В дискуссии по поводу его статьи Рамсботтом указал, что его эвстатическая гипотеза дала успешные предсказания, в то время как альтернативная не может этого сделать в силу самой своей природы, так как она является гипотезой *ad hoc* (только на данный случай).

Это частное противоречие хорошо иллюстрирует проблемы интерпретации, которые возникают, если биостратиграфический контроль не слишком точен. Корреляция европейского намыра значительно проще благодаря обильным гониатитам, и поэтому намыр более пригоден для проверки различных гипотез.

По Геккелу [209] и другим авторам, эвстатические изменения могут привлекаться наряду с другими факторами для объяснения происхождения циклотем верхнего карбона американского Мидконтинента.

Шопф [407], нанеся на карту эпиконтинентальные моря, показал, что в перми эвстатическая регрессия вызвала их сокращение с 40 % площади современных континентов в начале периода до 15 % и менее в конце его с ускоренным падением уровня моря в поздней перми; вслед за этим начался раннетриасовый подъем уровня моря.

Изменения уровня моря в течение остального триаса современными исследователями не рассматривались, но кажется вероятным, что в позднем анизии — раннем ладинии произошел его значительный подъем, потому что трансгрессия, соответствующая накоплению раковинного известняка, находит отражение в сопоставимых событиях на других континентах. В позднем

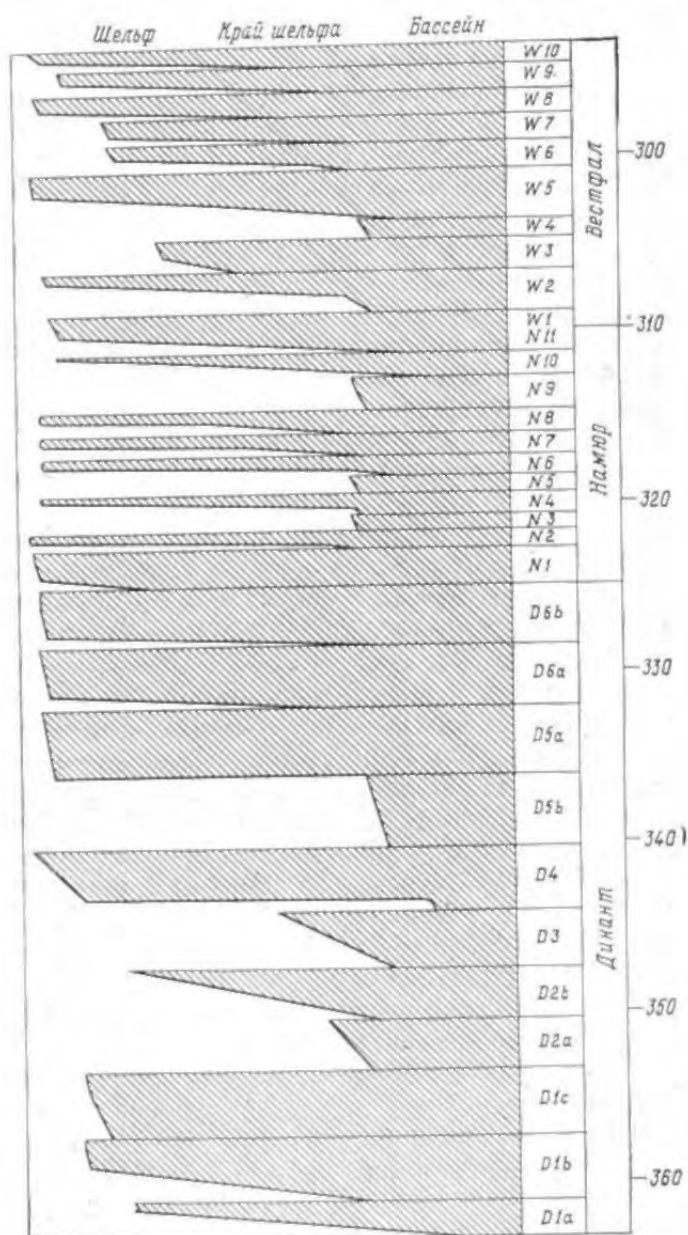


РИС. 6.9. Мезотемы каменноугольных пород Северо-Западной Европы от начала турне до середины вестфала [370].

триасе, хотя региональная обстановка всюду была сложной, по-видимому, существовала общая тенденция к регрессии.

Юрский период был уже рассмотрен, поэтому мы сразу можем обратиться к мелу, который является одним из наиболее благоприятных периодов для изучения эвстазии. Купер [81] говорит не менее чем о пятнадцати крупных эвстатических трансгрессиях, но его интерпретация оспаривается Ханкоком и Кауффманом [198] в связи с тем, что он не учитывает диахронизм. Ханкок и Кауффман основывают свою работу прежде всего на детальном сравнении верхнемеловых разрезов двух тектонически стабильных платформенных регионов, а именно Западного Внутреннего бассейна США и Северо-Западной Европы. Они указывают, что для доказательства эвстатического контроля необходимо продемонстрировать, во-первых, синхронность главных трансгрессий и регрессий, а во-вторых, более или менее одинаковые масштабы трансгрессий в каждом из стабильных регионов с одинаковым рельефом.

Допускается, что регрессивные толщи могут формироваться и во время поднятий уровня моря, но это вряд ли относится к верхнему мелу двух рассматриваемых областей, и здесь нет регионально развитых регрессивных серий, образовавшихся при крупном подъеме уровня моря. В США наблюдается четкая корреляция между циклотемами и миграцией береговой линии, в то время как в Европе часто приходится использовать данные о несогласиях и перерывах в толщах белого мела.

Результаты Ханкока и Кауффмана, показанные на рис. 6.10, основаны как на распределении фаций, так и на распространении морских трансгрессий. Можно видеть, что межконтинентальная корреляция очень хорошая, за исключением позднего кампана и маастрихта. Эту аномалию легко можно объяснить тектоническим влиянием поднятия ларамид на Западе США. Учитывая данные по другим континентам, можно выделить пять эвстатически контролируемых пиков трансгрессии: в начале позднего альба, в самом начале турона, в коньяке, в середине сантона и от позднего кампана до раннего маастрихта. В позднем маастрихте происходит крупная регрессия — наиболее очевидное глобальное эвстатическое событие конца мела.

Общий обзор распределения осадков на континентах показывает более или менее последовательную регрессию морей в кайнозой, указывающую на понижение уровня моря и прерываемую рядом трансгрессий прежде всего в раннем палеоцене, раннем и среднем эоцене, в раннем миоцене и раннем плиоцене, из которых наиболее важной была, вероятно, среднеэоценовая. Самая крупная регрессия, безусловно, произошла в позднем олигоцене, а другие заметные регрессии — в конце палеоцена, конце эоцена и конце миоцена [180]. Используя сейсмострати-

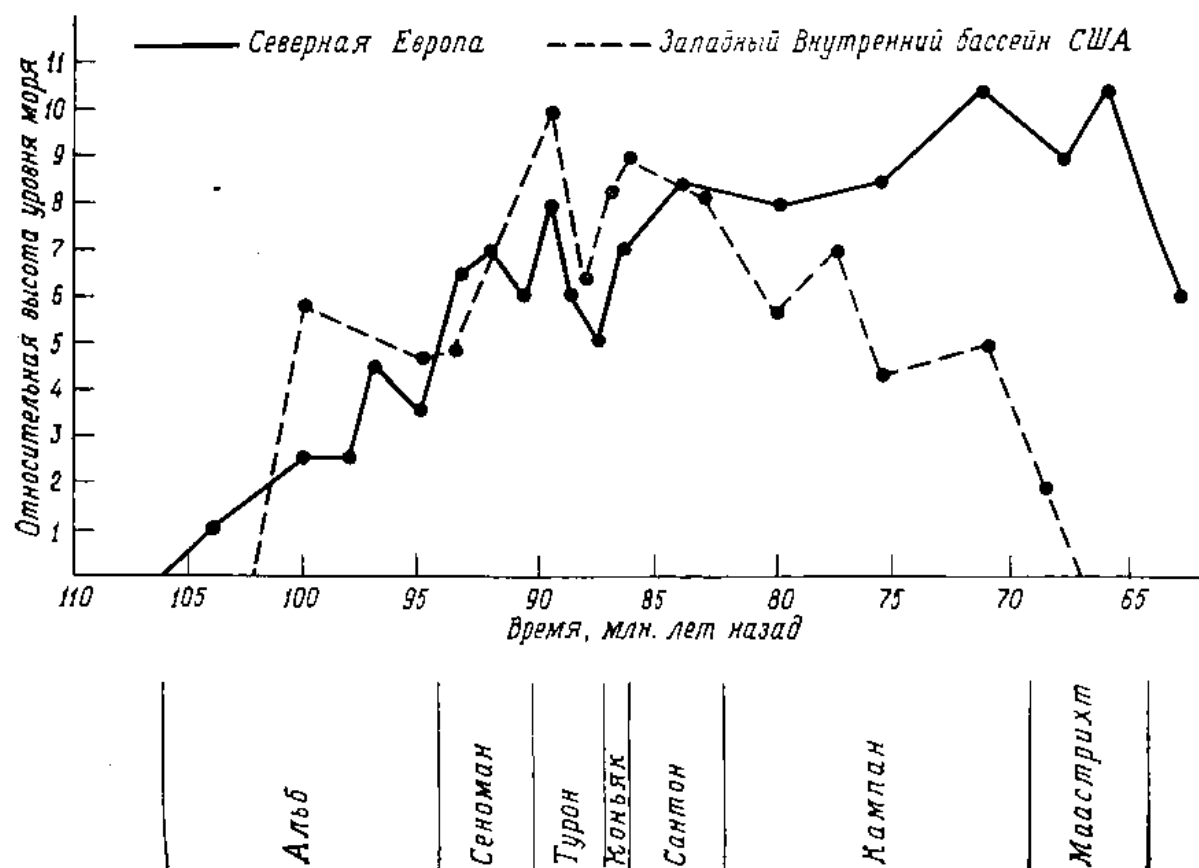


РИС. 6.10. Сравнение повышений и понижений уровня моря в Северной Европе и в Западном Внутреннем бассейне США [198].

графическую информацию и учитывая данные по суше, Вейл и др. [474] подтвердили общую регрессивную тенденцию кайнозоя, и особенно заметную позднеолигоценовую регрессию, но они пришли к выводу о более сложном, ступенчатом характере трансгрессий, и в их схеме среднеэоценовое событие выглядит менее значительным.

Фанерозой в целом. В работе, которая является одним из наиболее значительных вкладов в изучение эвстазии за многие годы, Вейл и др. [474] использовали огромное количество данных, прежде всего сейсмостратиграфических, чтобы разработать эвстатическую кривую для всего фанерозоя (рис. 6.11). Предполагается, что уровень моря сначала относительно быстро поднимался до пика в позднем кембрии, затем испытывал постепенное относительное понижение в течение палеозоя, за которым в мезозое последовал подъем до позднемелового пика, сравнимого с раннепалеозойским, а в кайнозое произошло падение до современного аномально низкого уровня. На фоне главной тенденции выделяется серия циклов второго порядка, которые в свою очередь делятся на циклы третьего порядка, различные начиная с юры. Длительность циклов второго порядка 10—80 млн. лет, а циклов третьего порядка 1—10 млн. лет. И те

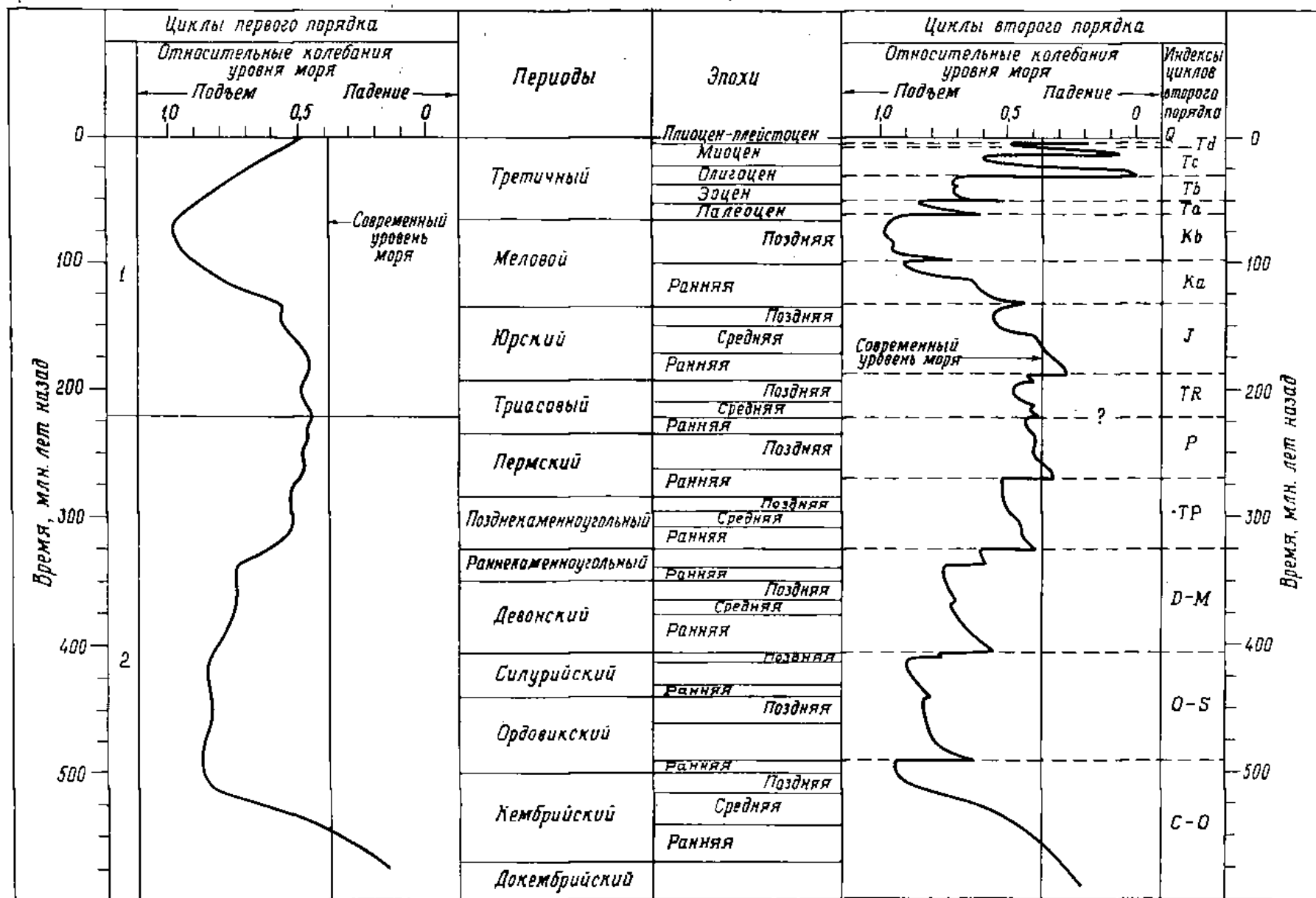


РИС. 6.11. Фанерозойские эвстатические кривые, показывающие циклы первого и второго порядков [474].

и другие заметно асимметричны с постепенным подъемом, за которым следует резкое падение.

Какой бы впечатляющей ни была эта работа, разочаровывает то, что данные, на которых она базируется, хранятся в частных архивах «Эксона» и недоступны для широкого использования. Невозможно провести независимую проверку, но было бы желательно, чтобы другие нефтяные компании, используя подобные данные, предложили сопоставимые кривые. И действительно, можно сделать ряд замечаний, не позволяющих полностью принимать на веру результаты геологов «Эксона».

Рассмотрим, например, эффектное позднеолигоценовое падение уровня моря, которое, по их утверждению, происходило в рамках одной зоны по планктонным фораминиферам, т. е. длилось приблизительно миллион лет. Это утверждение, по-видимому, базируется на данных по четырем регионам: Северному морю, Северо-Западной Африке, прогибу Сан-Хоакин в Калифорнии и прогибу Гипсленд в Австралии ([474], рис. 5). Из них только в Северном море и Северо-Западной Африке наблюдается хорошо выраженный минимум; в прогибе Гипсленд за кривой виден лишь небольшой изгиб, подобный многим другим. По сути дела, авторы строили глобальную кривую, отдавая предпочтение данным по Северному морю, но это никак ими не обосновано.

Точно так же на их детальной кривой для юры ([474], рис. 2) синемюр показан как заметно регрессивный по отношению к геттангу, в то время как я убежден на основании анализа хорошо известных мне пород, что правильно как раз обратное положение. В связи с этим интересно, нет ли у других специалистов подобных оговорок, касающихся прочих деталей. Кроме того, у исследователей «Эксона» нет морской сейсмостратиграфической информации для отложений ниже мезозоя, и их палеозойская глобальная кривая базируется исключительно на североамериканском материале.

Несмотря на эти оговорки, результаты группы «Эксон» являются неоценимой основой для дальнейших исследований и, скорее всего, могут рассматриваться как разумное приближение к общей картине.

Наиболее общие закономерности эвстатических колебаний уровня моря изучались также путем нанесения на карту тех областей континентов, которые затапливались морем в течение ряда последовательных интервалов времени. СССР и Северная Америка вместе занимают около трети площади суши и поэтому должны довольно точно отражать любую глобальную тенденцию; для обеих областей имеются надежные палеогеографические данные.

Виноградовым и его коллегами [486] опубликована серия палеогеографических и фациальных карт Советского Союза, до сих пор не имеющих себе равных среди карт для обширных регионов. На их основе возможен детальный анализ [190]. Начало палеозоя характеризовалось постепенным распространением моря, которое в середине ордовика покрыло приблизительно 60 % площади СССР. Потом началось быстрое отступление моря с минимумом на границе силура и девона, вслед за которым произошло относительно быстрое возвращение к уровню среднего ордовика в позднем девоне и раннем карбоне. Далее последовало отступление, завершившееся минимумом на границе перми и триаса. В мезозое было два пика трансгрессии: в поздней юре и позднем мелу, которые разделялись раннемеловым минимумом и за которыми последовало резкое кайнозойское падение уровня моря, прерванное небольшим максимумом в среднем — позднем эоцене. В генерализованном виде эти данные показаны на рис. 6.12, из которого ясно видно, что мезозойская трансгрессия не смогла достичь размеров ранне- и среднепалеозойских.

Достаточная густота точек отбора данных ([190], рис. 1), по крайней мере для последевонских отложений, исключает связанную со временем систематическую ошибку, когда, как это было показано Уайзом [509], вместе с длительностью выбранного интервала увеличивается вероятность переоценки распространения моря в более раннее время. На самом деле вероятность утраты стратиграфических данных в результате последующего глубокого погружения, метаморфизма и эрозии должна увеличиваться со временем, и поэтому карты для более древних периодов скорее недооценивают, нежели переоценивают прежнее распространение морей. Далее, отложения палеозоя в таких кратонных областях, как Русская платформа и окраины Сибирского щита, и практически везде за пределами эвгеосинклинальных регионов содержат значительно большую долю карбонатов и эвапоритов по сравнению с терригенными обломочными породами, чем отложения мезозоя или кайнозоя, что предполагает более ограниченные по площади и топографически сглаженные источники осадков, поскольку скорость механической денудации на современных континентах имеет тенденцию к экспоненциальному росту с увеличением высоты рельефа [152]. Следовательно, данные по территории СССР убедительно поддерживают представление об общей тенденции к отступанию морей в течение фанерозоя.

Единственная сравнимая серия палеогеографических карт, имеющаяся для Северной Америки, — это тот атлас Шухерта [409], который был использован Уайзом [509], чтобы продемонстрировать практическое постоянство средней высоты конти-

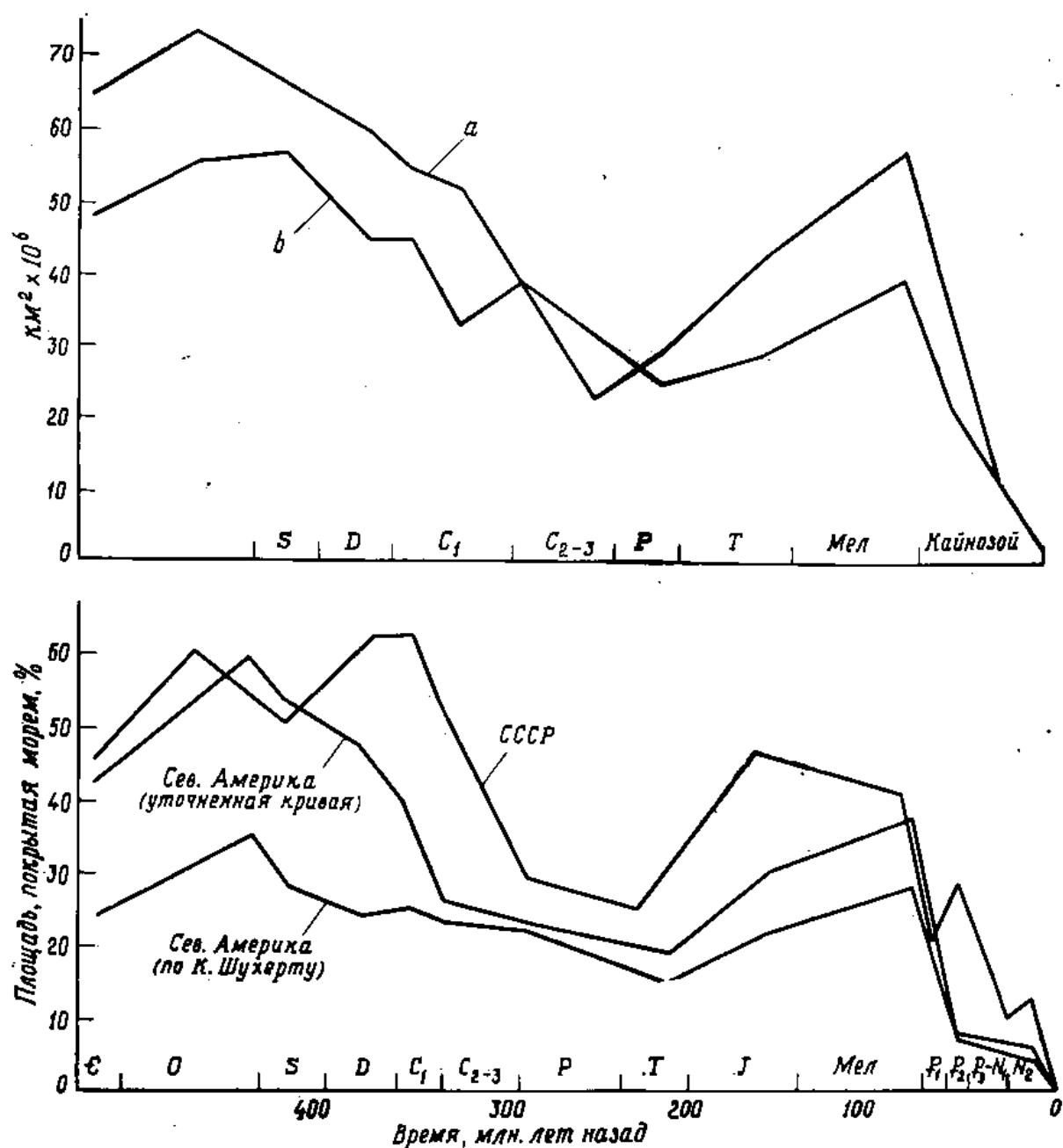


РИС. 6.12. Максимумы инундаций для каждого геологического периода в СССР и Северной Америке в сравнении с глобальными кривыми Н. М. Страхова (а) и А. Термье и Ж. Термье (b) [190].

нентов над уровнем моря в течение фанерозоя, нарушаемое лишь короткими осцилляциями этого уровня. 80 % этих осцилляций оставалось в пределах 60 м от среднего значения уровня моря, которое примерно на 20 м выше современного. Однако эти карты были составлены за несколько десятилетий до публикации атласа и поэтому не учитывают важных современных открытий, касающихся распространения слоев различного возраста прежде всего в Арктике. Более того, крупные площади в области Кордильер Шухерт показал как лишенные палеозоя, но фациальные изменения в более восточных районах ясно

указывают на существование здесь эвгеосинклинального режима. Так же как и в СССР, палеозойские разрезы центрального кратона Северной Америки гораздо богаче карбонатами, чем более молодые отложения, что свидетельствует о соответственно большем распространении моря. Поэтому карты Шухерта, основанные на изучении отложений, сохранившихся от эрозии, дают слишком осторожную и существенно заниженную оценку площади морей, особенно для домезозойского времени.

Я использовал новый атлас распространения фаций во времени [79], чтобы дать уточненную графическую интерпретацию данных по Северной Америке (рис. 6.12). При отсутствии отвечающих современным требованиям палеогеографических карт для отдельных ярусов, была предпринята попытка определить приблизительный максимум распространения моря для каждого периода, используя работы, на которые ссылаются Кук и Бэлл [79], и сделаны весьма сдержанные выводы.

Шухерт значительно недооценил бывшее распространение морей от кембрия до раннего карбона. Поэтому кривая Шухерта и уточненная кривая по Северной Америке в целом соответствуют друг другу, но отличаются сравнительно небольшим, но систематическим увеличением предполагаемого распространения морей на уточненной кривой. Точно так же исправленная кривая значительно ближе к кривой для территории СССР, чем кривая Шухерта. Главным отличием является то, что североамериканские моря достигли максимального распространения в позднем ордовике, а не в среднем ордовике и позднем девоне — раннем карбоне, как на территории СССР, хотя значения максимумов в обоих случаях примерно одинаковы, около 60 %. Кроме того, в Северной Америке позднеюрская трансгрессия была менее обширной, чем позднемеловая.

То, что кривые для СССР и Северной Америки отражают именно эвстатические события, подтверждается их совпадением с более общими, основанными на глобальных данных кривыми, построенными А. Термье и Ж. Термье и Страховым (рис. 6.12). Интересно, что фанерозойская кривая Вейла и др. (рис. 6.11), если ее сгладить, будет похожа на североамериканскую кривую, которая основана на старых данных Шухерта. Поскольку в своей палеозойской части эта кривая базируется только на данных по североамериканской суше, я считаю, что она значительно недооценивает распространение палеозойских морей.

ПРИЧИНЫ ЭВСТАЗИИ

Достаточно вспомнить о надолго затянувшемся общем признании дрейфа континентов, чтобы понять, что геологические явления представляются значительно более правдоподобными,

если можно предложить подходящий контролирующий их механизм.

В течение многих лет самой очевидной причиной подъемов и падений уровня моря было чередование этапов таяния и намерзания полярных ледниковых шапок и огромные объемы воды, которые поступали в океан во время климатических оптимумов. Нет серьезных сомнений в том, что такой была причина хорошо документированных четвертичных колебаний уровня моря, но экстраполяция этого механизма в глубь геологического времени создает проблемы, так как до середины миоцена не происходило значительного извлечения воды для формирования континентальных ледяных шапок. Между поздним палеозоем и средним миоценом, особенно в мезозое, существовал более ровный климат и данных о существовании полярных шапок нет (гл. 7). Приводились доводы в пользу того, что раннесилурийское поднятие уровня моря было связано с таянием позднеордовикского Сахарского ледяного щита [315], и доказывалось также, что позднекаменноугольные циклотемы в северном полушарии отражают небольшие изменения уровня моря в результате таяния и намерзания льдов Гондваны. Однако исчезновение гондванской ледяной шапки в поздней перми коррелируется скорее с падением, чем с подъемом уровня моря.

Новые океанографические данные, появившиеся после второй мировой войны, позволили предположить, что эвстатические колебания могли также вызываться поднятием и опусканием океанических хребтов [180]. Эта идея была широко поддержана, в особенности Хейсом и Питменом [205], которые показали, что большая поздне меловая трансгрессия хорошо коррелируется с периодом ускоренного спрединга, который должен был вызвать значительное увеличение объема системы срединно-океанических хребтов. Последующее падение уровня моря можно связывать с более медленными скоростями спрединга, обусловившими сокращение объема этой системы.

Такая интерпретация основана на соотношении возраста и глубины срединно-океанических хребтов, которое приблизительно описывается экспоненциальной кривой зависимости охлаждения от времени (рис. 6.13). Кроме того, поздне меловое эвстатическое поднятие, по крайней мере частично, может быть результатом удлинения системы океанических хребтов в результате заметного раздвигания фрагментов Пангеи [190].

Подробно анализируя связи колебаний уровня моря с осадконакоплением и погружением континентальных окраин атлантического типа, Питмен [360] показал, что трансгрессивные или регрессивные события могут указывать не только на поднятия или опускания уровня моря, но и на градиенты скорости изменения этого уровня. Так, уменьшение скорости подъема уровня

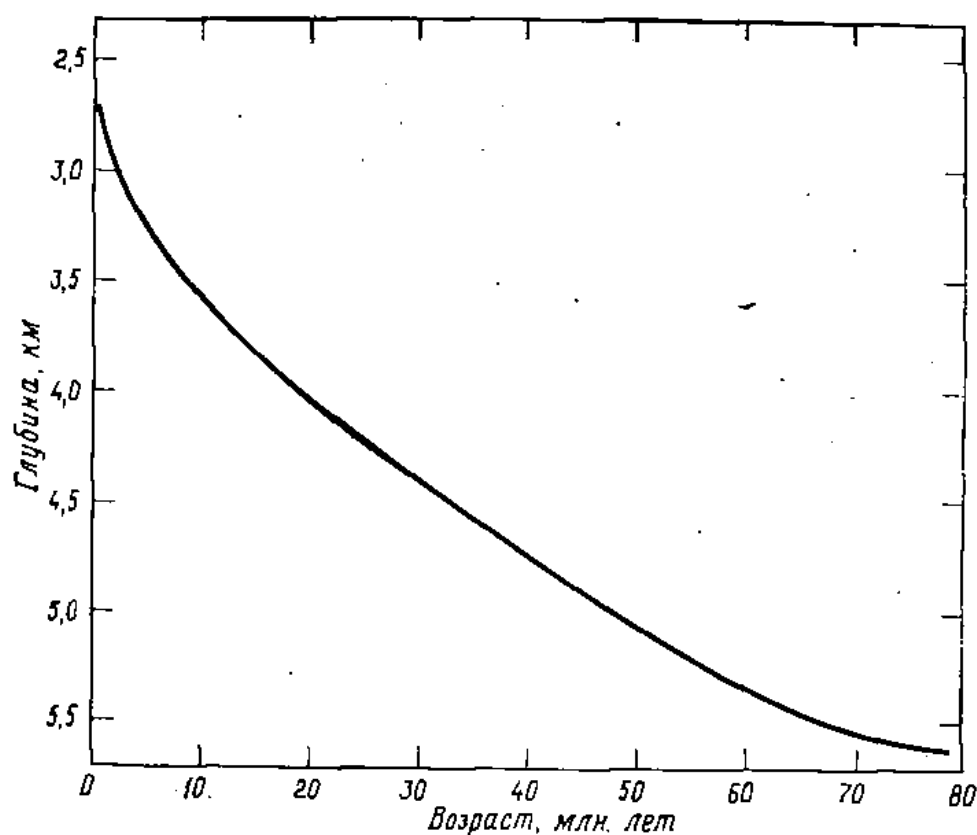


РИС. 6.13. Соотношения возраста коры и глубины океана ([360], с упрощениями).

моря и увеличение скорости его падения могут привести к регрессии, в то время как увеличение скорости его подъема и уменьшение скорости падения — к трансгрессии. Вычисления показывают, что начиная с позднего мела уровень моря падал постоянно, но в самом конце мела медленно, в палеоцене быстро, несколько медленнее в позднем эоцене, быстрее в олигоцене и медленнее в раннем миоцене. В результате произошли небольшая регрессия в самом конце мела, крупная палеоценовая регрессия, крупная трансгрессия в эоцене, олигоценовая регрессия и раннемиоценовая трансгрессия.

Считается, что другие явления, такие, как океаническое осадконакопление, затопление континентальной коры, погружение океанических желобов и столкновения континентов, слабо влияют на уровень моря [102, 360]. Приводились доводы в пользу того, что быстрые изменения формы геоида могли вызвать значительные подъемы и падения уровня моря в различных частях земного шара [127, 229], но такое явление не только не доказано, но и вряд ли имеет отношение к биостратиграфически доказанным глобальным изменениям.

Длительное понижение уровня моря в течение фанерозоя, серьезно нарушающееся только в позднем мезозое, требует дополнительного истолкования. Оно может рассматриваться как

довод в пользу медленного расширения Земли, но это создает различные трудности, и существуют другие, более консервативные объяснения [190]. Наиболее вероятна роль одного или нескольких из следующих факторов: утолщения континентов при орогении в результате субдукции или столкновения, изменений в скорости спрединга и суммарной длины системы океанических хребтов. Могли бы играть роль и некоторые формы погружения континентальных плит, но этот процесс более гипотетичен и не подтвержден независимыми данными.

Если изменения объема хребтов являлись первопричиной изменений уровня моря в фанерозое, исходным контролирующим фактором были, скорее всего, вариации теплового потока из мантии, а длительная тенденция, возможно, указывает на постепенное ослабление этого потока [470].

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

Кривая распределения высот, или гипсометрическая кривая континентов (рис. 6.14), может быть использована для вычисления изменений уровня моря, необходимых для затопления различных по площади частей континентов. Форни [139] использовал этот метод для анализа пермо-триасовых изменений уровня моря на основе данных Шолфа [408]. На основе предположения о том, что пермская гипсометрическая кривая совпадала с современной, позднепермское падение и раннетриасовый подъем уровня моря были оценены чуть больше чем в 200 м (рис. 6.15). Так как гипсометрия континентов различна и Африка по сравнению с другими поднята на 200 м, эта цифра близка к верхнему пределу, а наиболее надежные из полученных Форни оценок колебаний уровня моря в перми и триасе лежат в интервале 125—225 м.

Для относительно недавних промежутков времени на тех кратонах, которые, как полагают, не испытывали впоследствии значительных эпейрогенических движений, падение уровня моря может быть измерено более прямым способом. Слип [440] показал, что в Миннесоте позднемеловая береговая линия на обширной площади имеет одну и ту же высоту, что говорит об относительно небольшой роли локальных тектонических нарушений. В соответствии с этим он вычислил, что в позднем сеномане уровень моря был на 300 м выше современного, а в позднем туроне и раннем коньяке на 375 м выше.

Ханкок и Кауффман [198] дают приблизительно такую же оценку для позднего мела. Их вычисления состоят из трех частей. Сначала в тектонически спокойных районах определялась современная высота данного яруса над уровнем моря.

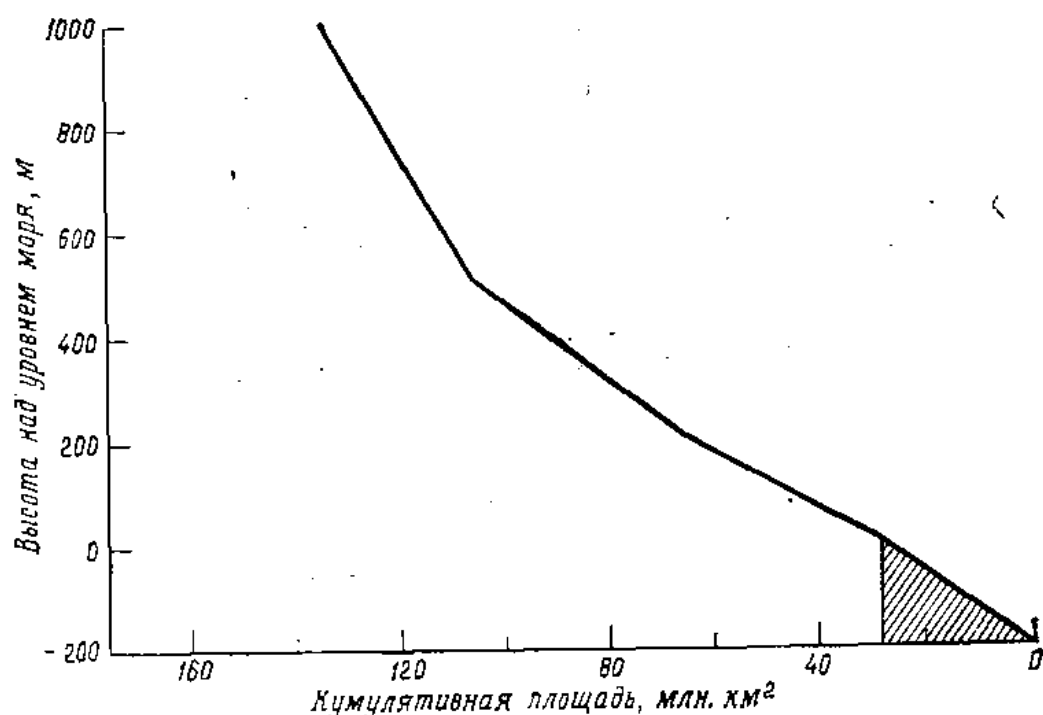


РИС. 6.14. Гипсометрическая кривая Земли от $-0,2$ км (примерная глубина края шельфа) до $1,0$ км. Заштрихованный участок соответствует участкам континентов, ныне покрытым морем ([139], с упрощениями).

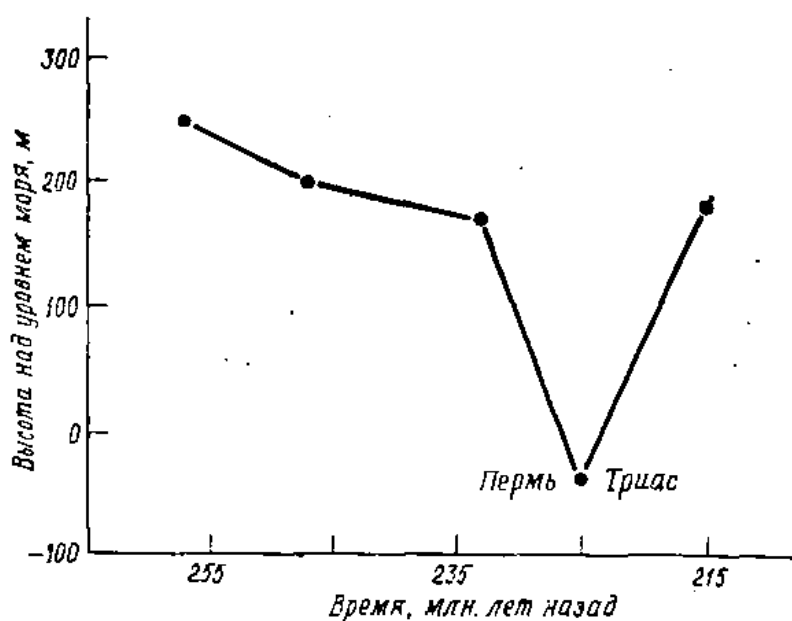


РИС. 6.15. Гипотетическая кривая изменений уровня моря в перми и триасе, основанная на современной гипсометрической кривой [139].

К этой цифре прибавлялись мощность верхнемеловых морских осадков, залегающих выше этого яруса, и предполагаемая глубина моря во время осадконакопления (наименее надежная величина). В итоге получено, что уровень моря приближался к современному в раннем альбе, был выше на 250 м в позднем

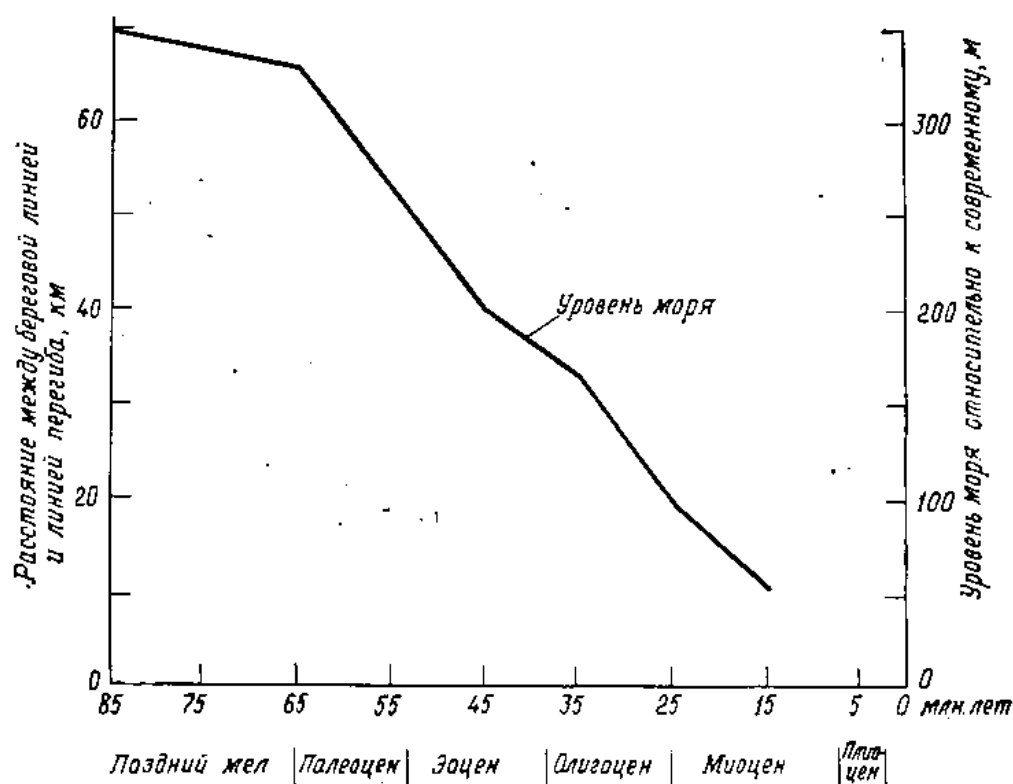


РИС. 6.16. Изменения уровня моря в связи с изменением объема океанических хребтов за период от 85 до 15 млн. лет назад ([360], с упрощениями).

альбе и на 430—660 м в период от позднего кампана до середины маастрихта.

Бонд [36], развивая метод Форни, использовал разброс высот на различных профилях континентов для того, чтобы различать колебания уровня моря и вертикальные движения обширных континентальных поверхностей. Введя поправку на позднемеловое поднятие континентов, он пришел к выводу, что наиболее высокий уровень моря в мелу был минимум на 150—200 м выше современного.

Питмен [360] попытался оценить величину понижения уровня моря (начиная с позднего мела) путем определения изменений объема системы океанических хребтов, используя модель спрединга и принимая во внимание изменяющуюся длину этой системы (рис. 6.16). По его данным, 85 млн. лет назад уровень моря был на 350 м выше современного, что хорошо согласуется с цифрами Слипа, но отличается от оценки Ханкока и Кауффмана; видимо, с этого времени до конца мела произошел дополнительный подъем уровня моря.

По Питмену, максимальная скорость изменений уровня моря из-за перемен в геометрии хребтов имеет порядок 1 см за 1000 лет, что на три порядка ниже скорости изменений уровня в результате процессов оледенения. С учетом изостатической

компенсации полное таяние всего современного льда должно вызвать подъем уровня моря на 40—50 м. Определения максимального объема плейстоценовых ледниковых щитов менее точны, но Донован и Джонс [102] приблизительно оценивают подъем уровня моря в результате таяния в 100 м.

Вычислить скорость более мелких циклических изменений труднее, так как нет точных данных о глубине накопления эпиконтинентальных морских отложений, в разрезах которых эти изменения запечатлеваются. Исходя из наиболее вероятного диапазона глубин порядка первых десятков метров, Хэллем [131] и Рамсботтом [370] получили величины в пределах первых десятков миллиметров за 1000 лет. Эти цифры кажутся правдоподобными, если исходить из модели Питмена [360], связывающей небольшие флюктуации уровня моря со взаимодействием таких процессов, как спрединг, погружение континентальных окраин и седиментация. Сверяя свою эвстатическую кривую с данными Питмена, Вейл и др. [474] выявили в позднем олигоцене резкое падение уровня моря на 350 м всего лишь за 1 млн. лет. Такая скорость падения уровня моря была бы возможной, если бы имела гляциозвстатическую причину, но нет никаких свидетельств крупных оледенений в это время. Однако, как было указано ранее, спорной является прежде всего интерпретация стратиграфических данных, на которых базируются заключения этих авторов.

Существует довольно единогласное мнение, что регрессии протекают быстрее, чем трансгрессии [198, 370, 474], но неизвестно, насколько это отражает соответствующую асимметрию в механизме, контролирующем эвстазию.

ЭПИЛОГ

Несмотря на существующие многочисленные неопределенности и противоречия, за последние годы в изучении эвстазии наметился значительный прогресс. Эта область представляет большой интерес, потому что она изменяет все позиции, с которых мы рассматриваем эпиконтинентальные морские разрезы. Вероятно, многие согласятся, что крутые изменения в этих разрезах контролировались эвстазией, но относительно более мелких изменений мнения расходятся. Коль скоро масштаб этих событий меньше разрешающей способности биостратиграфии, скептическое отношение здесь достаточно обоснованно, и, вероятно, лучшее, что мы можем сделать, это стремиться к максимальному правдоподобию, не надеясь преодолеть все сомнения.

Как часто бывает в геологии, чем крупнее событие, например землетрясение, тем реже оно происходит. Говоря словами известного стихика:

На любой блохе найдутся блошки,
Что блошиное кусают тело,
А на тех свои есть блошки-крошки,
И цепочке этой *нет предела*.

Справедливость этого по отношению к эвстазии многие геологи будут оспаривать, но где, спрашивается, тот предел, на котором надо остановиться? На каком уровне он находится, применяя терминологию Рамсботтома, на уровне системы, мезотемы или циклотемы? Ответ можно получить только на основе детального регионального анализа фаций.

КЛИМАТЫ ФАНЕРОЗОЯ

Вполне очевидно, что климат — это один из важнейших показателей природных условий прошлого, но, поскольку он определяется вариациями многих факторов: температур воздуха и воды, степени влажности и засушливости, силы и направления ветров — нет гарантии того, что он достаточно точно отражается в осадочных породах и содержащихся в них окаменелостях. И действительно, для докайнозойского времени трудно получить количественную информацию о климате, и мы по большей части должны довольствоваться широкими качественными обобщениями со значительной долей неопределенности. Последняя общая сводка по палеоклиматам принадлежит Фрейксу [141].

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

Прежде чем перейти к обзору современных представлений об изменениях климата в фанерозое, необходимо определить главные применяемые индикаторы.

Палеомагнетизм. Определения палеоширот, полученные по разнообразным осадочным и вулканическим породам, являются исходными данными для построения географической основы (особенно необходимой для докайнозойского времени), с помощью которой изучается распределение важных в климатическом отношении пород [309].

Ледниковые отложения являются наиболее важной группой осадочных пород, так как, устанавливая былое существование и распространение ледниковых покровов, мы можем узнать о климатах прошлого больше, чем из любого другого источника. Критерии их распознавания коротко рассмотрены в гл. 2, а подробнее — Фрейксом [141].

Эвапориты — это, вероятно, следующая по важности группа пород, поскольку, будучи в достаточной степени развиты, они указывают на климат одновременно жаркий и засушливый. Главные зоны их современной аккумуляции расположены в пределах 15—35° по обе стороны от экватора, хотя в некоторых крайне засушливых районах, таких, как Центральная Азия, они могут встречаться до широты 50° [109].

Угли. Вообще говоря, угли — это хороший индикатор влажности климата, хотя даже в полузасушливых регионах плохой дренаж может быть причиной высокого уровня грунтовых вод. Что же касается температур, то лучшими индикаторами являются остатки растений, содержащиеся в угленосных отложениях. Современное торфообразование в значительной степени ограничено высокими широтами, так как в низких широтах древесный материал легче подвергается разрушению под действием окисления и бактериальных процессов.

Бокситы и латериты, судя по их современному распространению, образуются исключительно в тропических и субтропических областях с обильными дождями и высокой температурой в условиях интенсивного химического выветривания. К сожалению, их способность к сохранению в ископаемом состоянии невысока, и в докембрийских разрезах они редки. Кроме того, время латеритизации данной почвы может быть значительно более поздним, чем время ее образования. Исчерпывающий обзор карстовых латеритов и бокситов в связи с климатическими и палеогеографическими изменениями дан Николасом и Билдженом [348].

Некоторые другие типы пород рассматривались как индикаторы климата, но они менее надежны. Красноцветы могут формироваться как в аридных, так и во влажных условиях, и их красная окраска может развиваться много позже осадконакопления (см. гл. 1). Одни разрезы красноцветов содержат горн-зонты калькретов, которые обычно считаются признаком семиаридного или аридного климата. В других есть эоловые песчаники, по которым, как это указывалось в гл. 2, можно определить направление ветра. Современные эоловые пески в значительной степени ограничены широтами 30° , что же касается локальных данных о направлениях ветра, то они не очень представительны, так как постоянные ветры над континентами менее стабильны, чем над океанами [109]. Распространение *известняков* само по себе означает немногим более чем просто отсутствие привноса терригенного материала; в настоящее время они формируются на самых разных широтах, но могут содержать важные в климатическом отношении окаменелости. Современные *фосфориты* образуются в теплых океанах, в зонах апвеллинга (см. гл. 5). Существует современный экваториальный пояс глубоководных радиоляриевых кремнистых илов. Однако существует и высокоширотный пояс диатомовых илов, и, следовательно, богатый биогенный источник для образования *кремней* может быть связан с различными условиями, в небольшой степени контролируемые климатом.

Что касается органических остатков, то наземные растения — это, вероятно, самый чувствительный индикатор климата, осо-

бенно в кайнозое, где ископаемые растения часто имеют живущих ныне близких родственников; но и для мезозоя они очень информативны. Рифостроящие кораллы, которые в настоящее время ограничены широтами менее 30° , где температура воды обычно больше 21° , кажутся надежными индикаторами теплого климата, по крайней мере вплоть до раннего мезозоя. Так как сейчас крупные бногенные рифы ограничены теплыми водами, то и те богатые фауной постройки, которые расцениваются как настоящие рифовые известняки, также, вероятно, могут считаться индикаторами климата. Так же как наземные растения, многие кайнозойские морские беспозвоночные имеют ныне живущих близких родственников, чьи климатические границы хорошо известны, поэтому изучение распространения таких современных беспозвоночных всегда может дать ценную информацию.

Для отрезков времени, все дальше уходящих в прошлое, самым важным является то, что разнообразие практически всех групп организмов в настоящее время возрастает к экватору, и то, что гастроподы и пелециподы в мелководных тропических морях, как правило, имеют более толстую и более скульптурированную раковину, вероятно, вследствие большей легкости извлечения карбоната из теплой воды и из-за более мощного пресса хищников в низких широтах [485].

КИСЛОРОДНО-ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ

Чтобы определить температуру по раковине, необходимо измерить отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в слагающем ее карбонате и сделать два допущения: что кислород CaCO_3 раковины отлагался в изотопном равновесии с кислородом морской воды (это, конечно, может быть проверено только на ныне живущих организмах) и что постседиментационных изменений первичных изотопных отношений не было. Многие способные к захоронению организмы удовлетворяют первому условию, и можно принять меры, чтобы свести к минимуму ошибки, связанные с диагенезом и другими постседиментационными факторами. По возможности, следует избегать использовать для палеотемпературных определений остатки организмов, обитавших в окраинно-морских условиях, потому что аномальная соленость может влиять на отношение изотопов.

Температура осаждения кальцита может быть определена по следующему палеотемпературному уравнению, предложенному Эпштейном и др. [124], или по его модификациям:

$$T\text{ }^\circ\text{C} = 16,5 - 4,3(\delta_c - \delta_w) + 0,14(\delta_c - \delta_w)^2,$$

где

$\delta_c = \delta^{18}\text{O}$ карбоната кальция относительно стандарта PDB¹, а

$\delta_w = \delta^{18}\text{O}$ воды относительно „средней океанической воды“ (SMOW)²

и

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ образца} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ стандарта}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ стандарта}} \right] \times 1000.$$

Ясно, что нельзя узнать точное значение δ_w для геологического прошлого, и это ограничивает применимость метода, но предположение о вариациях изотопного состава морской воды привело к созданию замечательного инструмента для изучения позднего кайнозоя, когда образовались полярные ледяные шапки. Чтобы понять, почему это так, необходимо рассмотреть факторы, контролирующие разделение изотопов кислорода.

H_2^{16}O более летуча, чем H_2^{18}O , так как она легче, и поэтому в парах морской воды отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ниже, чем в самой воде. Когда пар конденсируется с образованием дождя, происходит преимущественная конденсация H_2^{18}O , так что остаточный пар еще более обедняется ^{18}O . Так как в высоких широтах снег образуется из паров, сильно обедненных ^{18}O , далеко от места их первоначального испарения, лед полярных шапок имеет очень низкое отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, а $\delta^{18}\text{O}$ порядка -60 , относительно к стандарту океанической воды. Поэтому во время крупных фаз оледенений δ_w ощутимо увеличивается (рис. 7.1).

В первых работах, посвященных плейстоценовым температурам поверхностного слоя воды и основанных на изотопном составе карбоната раковин планктонных фораминифер [123], увеличение значения δ_w рассматривалось только как признак падения температуры. Шеклтон [424] первым показал, что такое изменение может быть обусловлено возникновением полярных льдов. Интересно отметить, что оба эффекта должны быть результатом ухудшения климата, так что ценность метода как инструмента корреляции не уменьшается. Так как время перемешивания талых вод с основной массой составляет всего несколько сотен лет, результат должен быть геологически мгновенным.

¹ PDB (Pee Dee Belemnite)—так называемый чикагский стандарт— $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в кальците ростра белемнита из верхнемеловой формации Пи-Ди Южной Каролины, США.

² SMOW (Mean Ocean Water Standart)— $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в стандарте океанической воды определено по многим пробам воды Атлантического, Индийского и Тихого океанов с глубин от 500 до 1000 м в районах, где поступление талых вод исключено.

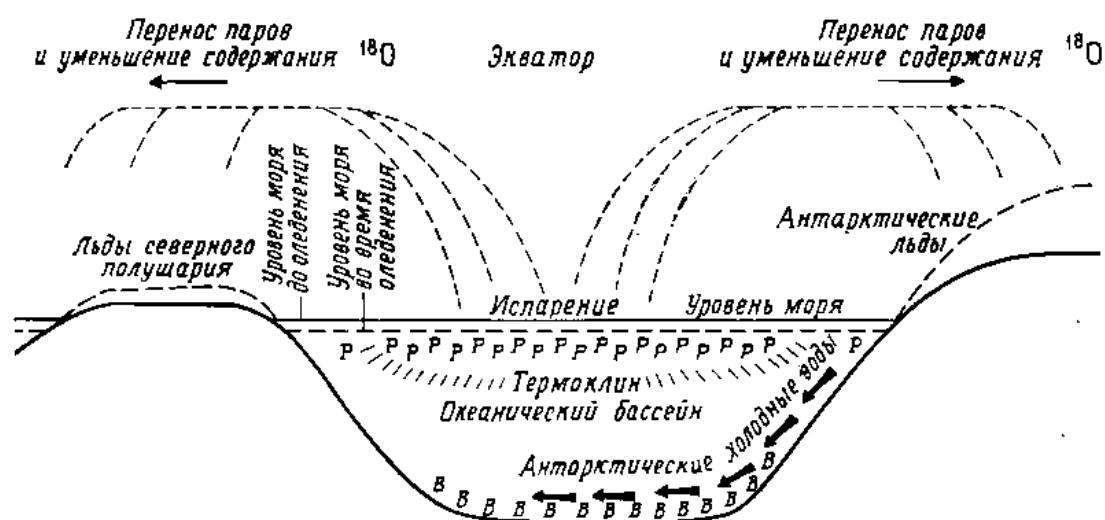


РИС. 7.1. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая глобальную картину разделения изотопов кислорода в кайнозое до и во время оледенения. *P* — планктонные и *B* — бентосные фораминиферы [234].

Была установлена удивительно хорошая корреляция изотопных флюктуаций в расположенных далеко друг от друга колонках океанических осадков, и, так как колебания температуры едва ли были одинаковы во всем мире, главным контролирующим фактором, вероятно, был «ледовый эффект». Во время ледниковых колебаний климата в плейстоцене в глубоких частях океана температура, по-видимому, существенно не менялась, так что измерение изотопного состава карбоната раковин абиссальных бентосных фораминифер позволяет исключить «ледовый эффект».

Диагенетические изменения глубоководных осадков, по крайней мере в верхних частях колонок, незначительны по сравнению с изменениями в окаменелостях, найденных на континентах, но надо учесть другие факторы, такие, как смешение слоев в результате биотурбации и разница в глубине, а следовательно, температуре обитания различных видов планктонных фораминифер. По оценке Шеклтона и Кеннета [425], δ_w доледникового океана была равна $-1,2$ относительно стандарта PDB и $-1,0$ относительно SMOW.

КЕМБРИЙ И ОРДОВИК

Наши знания о климатах кембрия и ордовика, бесспорно, схематичны, особенно ввиду того, что картографические реконструкции имеют для этого времени ограниченную ценность из-за неясностей палеогеографии. В то время как нет почти никаких свидетельств кембрийского оледенения, этого нельзя сказать о позднем ордовике центральной Сахары, где описаны многочисленные признаки оледенения, включая ледниковое ложе с бо-

роздами [31]. Имеются вполне надежные доказательства того, что ледниковый щит распространялся до Западной Африки и Аравии [307], но подобные предположения, относящиеся к Ньюфаундленду и Новой Шотландии, где тиллиты ассоциируются с турбидитами, кажутся более сомнительными. Палеомагнитные данные указывают, что в ордовике Сахара занимала полярную позицию [141].

Эвапориты известны в Австралии, Сибири, южной части Аравийского полуострова, Индии, Канаде, США и Западной Африке. На картах, основанных на палеомагнитных данных, большая их часть находится в пределах 45° от экватора, но эвапориты Западной Африки являются исключением, располагаясь почти на полюсе. Есть разногласия в оценке значения кембрийских эвапоритов. По Мейерхоффу [323], к раннему кембрию приурочен один из максимумов фанерозойского соле-накопления, что доказывается прежде всего развитием соленосных отложений Сибири. В то же время Гордон [168] считает, что кембрий и ордовик были временем относительно слабого накопления эвапоритов.

Как кембрийские археоциаты, так и ордовикские рифы располагались в пределах 30° от экватора, но распространены не повсеместно. Не ясно, объясняется ли это недостаточно жарким климатом или малочисленностью рифостроящих организмов.

СИЛУР И ДЕВОН

Если в раннем силуре могло продолжаться оледенение, начавшееся в позднем ордовике, то убедительные свидетельства какого-либо оледенения в девоне отсутствуют. С другой стороны, в силуре и девоне рифовые известняки распространены шире, чем в двух предшествующих периодах. Силурийские рифы, включая известные постройки на Готланде, Швеция, и в Иллинойсе, США, ограничены узкой экваториальной зоной. Зона девонских рифов была шире и распространялась более чем на 30° от палеоэкватора. Девонские рифы широко развиты в Бельгии, Северной Африке, западной Канаде и Западной Австралии (рис. 7.2). В девоне эвапориты достигают максимального для всего палеозоя развития (примером может служить прогиб Элк-Пойнт, рассмотренный в гл. 5), но они редки в раннем силуре и самом позднем девоне. Распространение девонских углей требует объяснения, так как их выходы приурочены к низким палеоширотам, а, как уже было указано, в настоящее время обильного торфообразования в таких областях не происходит.

Сильный эндемизм в распространении раннедевонских брахиопод и других бентосных беспозвоночных означает, по мне-

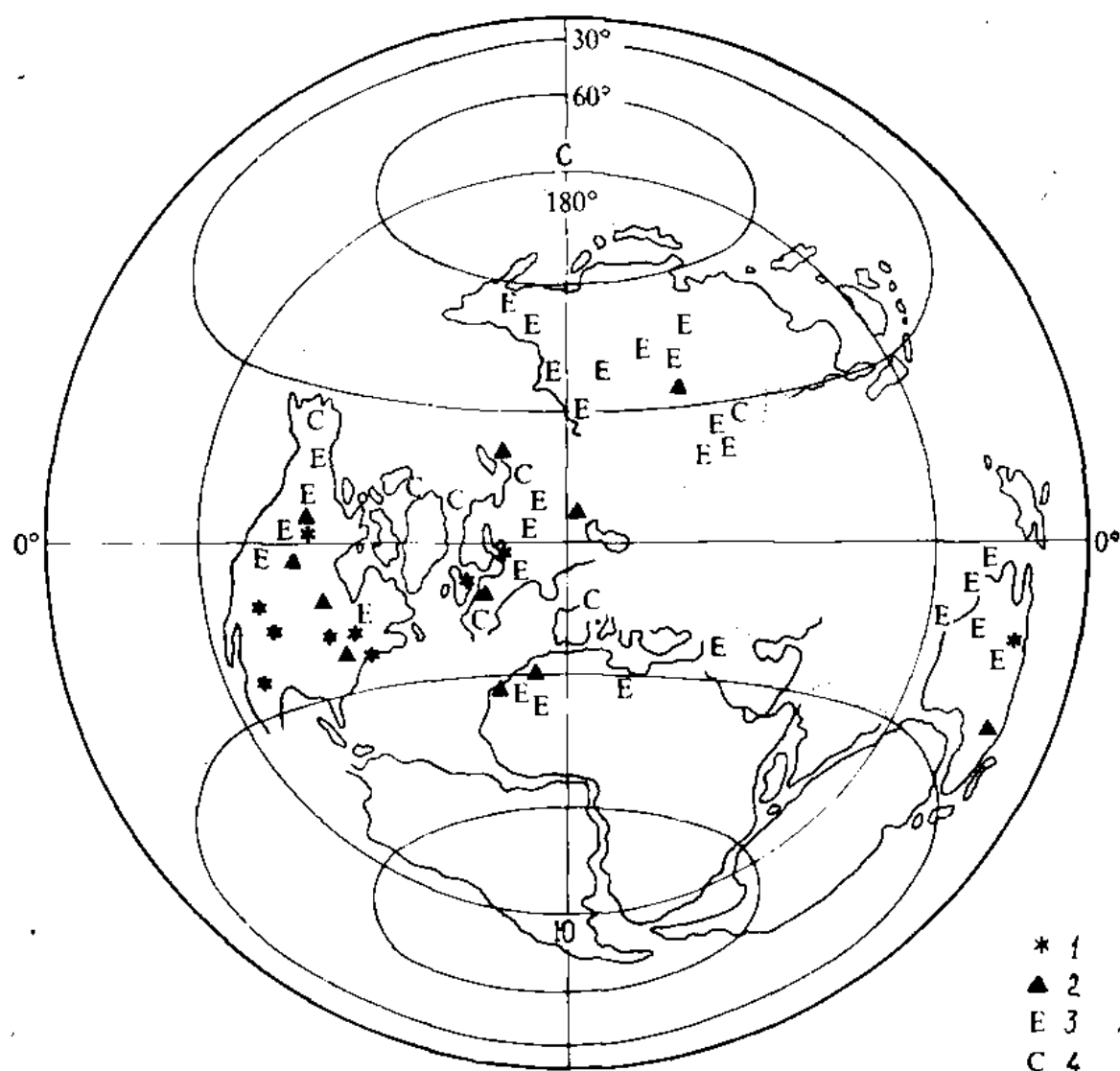


РИС. 7.2. Палеогеография и индикаторы климата в силуре и девоне ([141], с упрощениями). 1 — силур, рифы; 2—4 — девон: 2 — рифы, 3 — эвапориты, 4 — угли.

нию Кокса и Мак-Керроу [69], Буко [39] и Коппера [82], отчетливую климатическую зональность с наиболее холодной Мальвинокафрской областью, включающей Южную Америку и Южную Африку. Однако другие факторы, которые рассмотрены в гл. 10, также могут приводить к сильному эндемизму.

Согласно Фрейксу, температура и влажность того времени не слишком отличались от современных, хотя климат был относительно засушливый, за исключением позднего силура и позднего девона. Если морские фаунистические провинции контролировались главным образом климатическими условиями, то ранний силур и поздний девон были эпохами относительного выравнивания климата, в то время как в раннем девоне существовал заметный широтный температурный градиент.

КАРБОН И ПЕРМЬ

Особый интерес вызывают относящиеся к этому времени многочисленные свидетельства наиболее крупного между докембрием и плейстоценом оледенения, охватившего все южные континенты и Индию [87, 88]. Оно продолжалось около 90 млн. лет от середины карбона до середины перми и скорее имело несколько ледниковых центров, которые то росли, то таяли, чем представляло единый гондванский ледниковый суперщит. По мере того как южный полюс двигался с запада на восток, что впервые было предположено Вегенером и подтверждено палеомагнетизмом, происходило смещение главных центров развития льдов (рис. 7.3). Так, наиболее древние свидетельства оледенения известны в Южной Америке, а самые молодые — в Австралии, хотя древнейшие ледниковые отложения Австралии лишь немного моложе самых древних ледниковых образований Южной Америки.

Наиболее полная информация получена в Южной Африке и в Австралии. На юге Африки знаменитые тиллиты Двейка и связанные с ними отложения занимают огромные пространства, достигающие в прогибе Карру 200 000 км², а их мощность в южной части этой области превышает 1000 м; большая часть разреза сложена ледниково-морскими образованиями. Севернее, в прогибе Заир мощность ледниковых толщ около 900 м. Возраст ледниковых отложений определяется не очень точно, но, вероятно, ограничивается стефанским и сакмарским ярусами.



РИС. 7.3. Позднепалеозойские центры оледенения Гондванского суперконтинента. D — девон, LS — ранний карбон, C — карбон, P — пермь, LM — ранний мезозой ([87], с упрощениями).

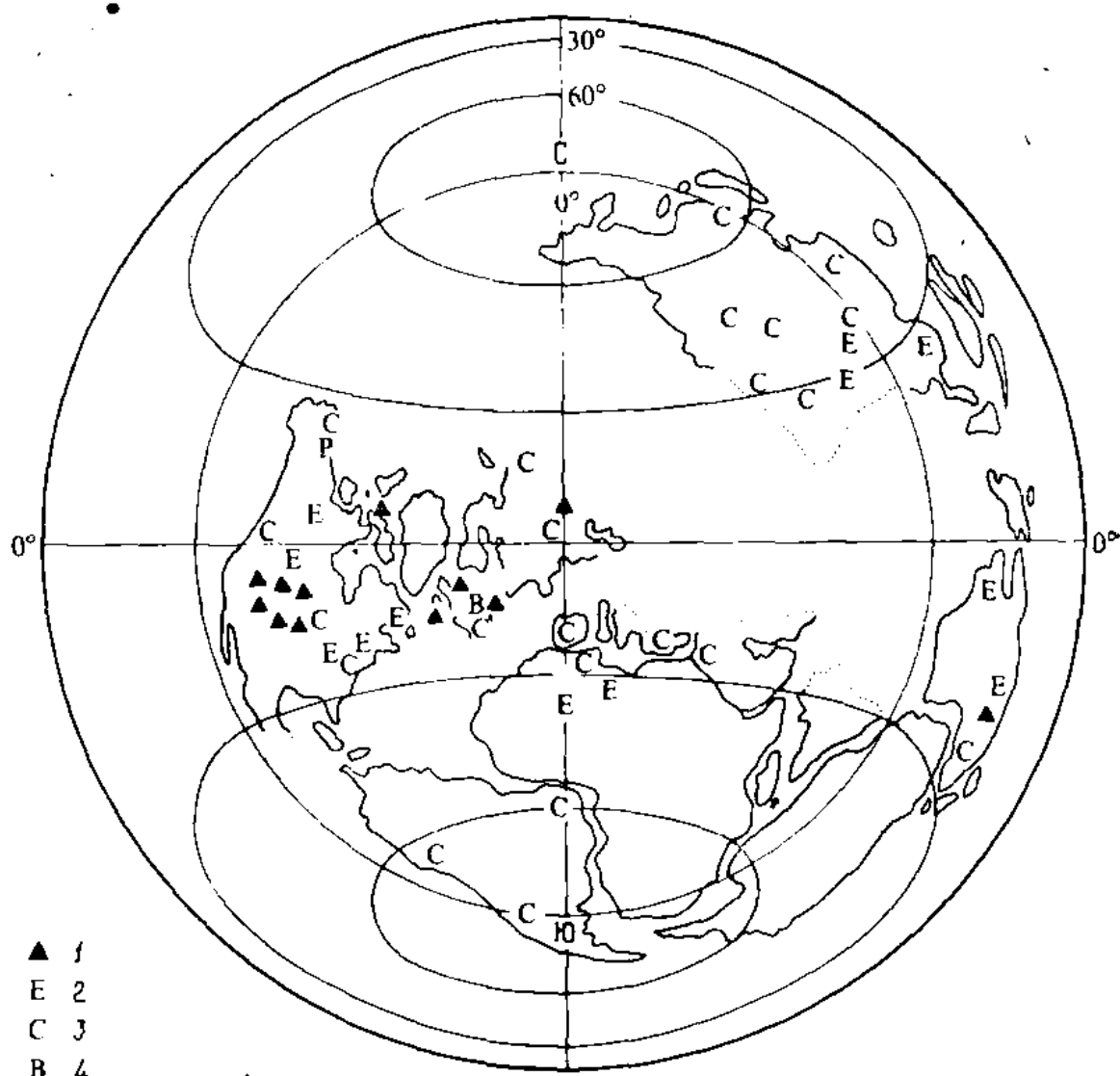


РИС. 7.4. Палеогеография и индикаторы климата в карбоне ([141], с упрощениями). 1 — рифы; 2 — эвапориты; 3 — угли; 4 — бокситы.

Примерно то же наблюдается и в прогнбе Парана на юге Бразилии, в Уругвае и Парагвае, но наиболее древние отложения относятся здесь к намюру. Возраст ледниковых образований Австралии — от вестфальского до казанского яруса. Самым ранним ледниковым событием было относящееся к позднему карбону горное оледенение на границах Тасманской геосинклинали. К сакмарскому времени ледниковый щит покрыл примерно половину Австралии, но затем началось таяние, и в середине перми накапливались только ледниково-морские отложения.

Карбон был временем очень интенсивного угленакпления (рис. 7.4). В Азии наиболее распространены нижнекаменноугольные угли, в то время как большая часть европейских и северо-американских углей относится к верхнекаменноугольным. Угли приурочены к самым разным палеоширотам, вплоть до 80° ю. ш. в Чили, и такое повсеместное распространение указывает на очень влажные условия [141]. Пермские угли широко

распространены на гондванских континентах и встречаются в Азии; по большей части они приурочены к палеоширотам, более высоким, чем 40° . Палеомагнитные определения показывают, что угли Европы и востока Северной Америки накапливались в экваториальной зоне, и это согласуется с практическим отсутствием годовых колец в ископаемой древесине. И наоборот, в пермских гондванских угленосных отложениях, которые часто залегают непосредственно на ледниковых, древесина имеет ясно выраженные годовые кольца, что согласуется с формированием в умеренных широтах [55]. Поскольку в современной экваториальной зоне образование торфа затруднено, мы вынуждены предполагать, что накоплению углей в Европе и Северной Америке способствовало или очень большое количество осадков, или сочетание плохого дренажа и необычно хороших условий захоронения. Как и следовало ожидать в свете изложенного выше, каменноугольные эвапориты менее обильны, чем девонские или пермские. Практически все пермские эвапориты, включая широко известные отложения Техаса, Нью-Мексико, Северо-Западной Европы (цехштейн) и Урала, подобно современным эвапоритам, развиты в низких широтах, не выше 40° . Ориентировка дюнной слоистости в эоловых песчаниках европейской перми говорит о преобладании восточных ветров и указывает на существование пояса пассатов, что согласуется с палеомагнитными определениями, дающими $10-30^\circ$ с. ш. [165].

Нижнекаменноугольные волсортские постройки Бельгии и Британских островов (не являющиеся настоящими рифами), так же как верхнекаменноугольные рифы Техаса и Юты, приурочены к низким широтам. Пермские рифы тоже ограничены узким экваториальным поясом (рис. 7.5). Уотерхаус и Бонэм-Картер [499] проанализировали степень разнообразия пермских брахиопод для определения пермского экватора, положение которого было спорно [450]. Сочетая различные статистические методы, они выделили семь брахиоподовых ассоциаций с различной степенью разнообразия. Как и следовало ожидать, наименьшим многообразием отличались области с ледниковыми отложениями, а наибольшее разнообразие наблюдалось в районах развития ругоз, фузулинид и рихтгофенид, т. е. групп, по общему мнению обитавших в тропических условиях. Расположение пермских палеомагнитных полюсов хорошо согласуется с этими фаунистическими данными и с общепринятой реконструкцией Гондваны.

Некоторые выделяемые в карбоне и перми флористические провинции с глоссоптерисовой и ангарской флорами располагались в полярных и приполярных областях [56]. Крупнолистный облик флоры *Glossopteris* нелегко согласовать с необходимостью полугодового перерыва в росте.

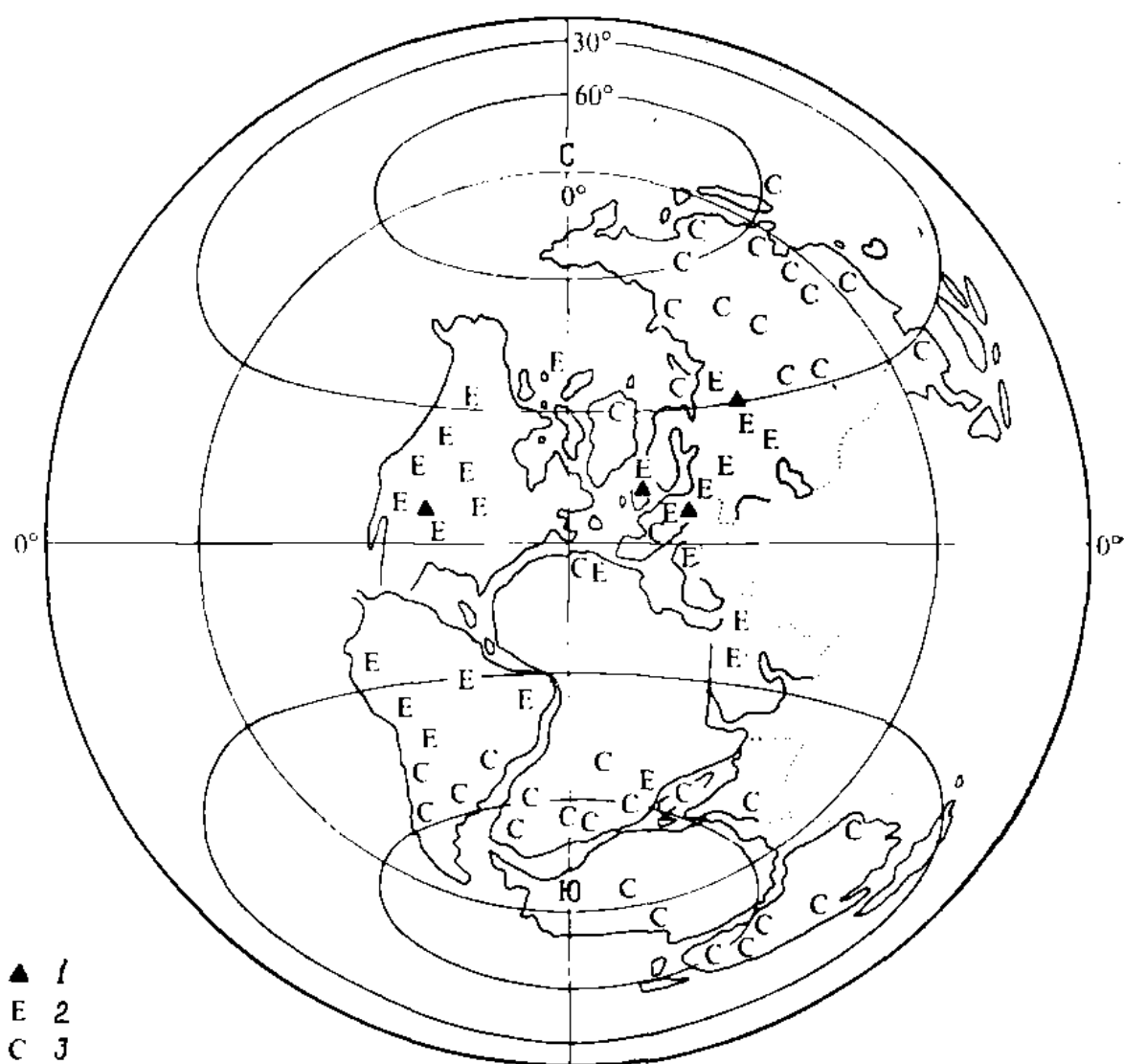


РИС. 7.5. Палеогеография и индикаторы климата в перми ([141], с упрощениями). 1 — рифы; 2 — эвапориты; 3 — угли.

ТРИАС И ЮРА

Лейтмотив мезозойских климатов — их равномерность и распространение жарких условий далеко за их современные широтные пределы. Отсутствие достоверных свидетельств ледниковых отложений на полюсах заставляет предполагать, что полярных ледяных шапок не было. Распределение эвапоритов в широтном направлении указывает, что для большей части триаса и юры был характерен засушливый климат. Как Мейерхофф [323], так и Гордон [168] на графиках распространенности эвапоритов в фанерозое главный пик показывают в триасе. Крайняя засушливость была характерна для двух поясов между 5 и 40° широты. Так как современные эвапориты образуются в зонах между 15 и 35°, по-видимому, надо предполагать смещение зон воздушной циркуляции к полюсам по крайней мере на 5°. Юр-

ские эвапориты не так широко распространены. Хотя они и достигают широты 45° к северу и югу от экватора, преобладающая их часть концентрируется на более низких широтах. Они были особенно распространены в поздней юре: верхнеюрские эвапориты известны на юге СССР, на Среднем Востоке, на западе центральной части США и на западе Южной Америки. В противоположность этому раннеюрские эвапориты в основном ограничены соленосной формацией Арго на шотландском шельфе. Если песчаники Навахо на Западе США действительно имеют эоловое происхождение, то можно утверждать, что и здесь была раннеюрская пустыня, однако существуют некоторые сомнения в такой интерпретации (см. гл. 2).

Вывод о переходе от аридного климата к гумидному на границе триаса и юры на западе Европы можно сделать, исходя из осадков. Кейперская фация верхнего триаса состоит из гипсо- и соленосных красноцветов с характерным набором магнезиальных глинистых минералов, указывающих на условия повышенной солености; при этом каолинит отсутствует [246]. Обильный каолинит, указывающий на выветривание в жарких и влажных условиях, появляется в отложениях «рэта» или терминального триаса и сохраняется в юрских осадках [179, 504]. Кроме того, рэтско-геттангские отложения, там, где они развиты в паралических и прибрежно-морских фациях, содержат угли, а в связанных с ними песчаниках много фрагментов наземных растений. Если формирование оолитовых железняков требует предварительной концентрации железа на суше при латеритном выветривании (см. гл. 5), то мы имеем еще одно указание на влажность климата, потому что на западе Европы железняки чаще всего приурочены к нижней юре и нижним горизонтам средней юры.

Распространение угленосных отложений ограничено главным образом восточными частями Лавразии и Гондваны, в то время как эвапориты концентрировались в западных частях этих суперконтинентов. Из этого вытекает существование аридного пояса на западе и двух влажных поясов на востоке, на более высоких широтах (рис. 7.6).

Робинсон [384], анализируя триасовые климаты и учитывая современную роль Евразийской суши в создании муссонных условий на юге, считал, что такую же роль могли играть Лавразия и Гондвана. В их восточных частях летние ветры в низких и умеренных широтах вызывали муссонные дожди, в то время как на зиму, когда ветры дули от берега, приходился сухой и жаркий сезон. В центральных и западных частях этих суперконтинентов существовала тенденция к заметно менее влажному климату, так как преобладающие восточные ветры могли достичь их, только преодолев значительные расстояния

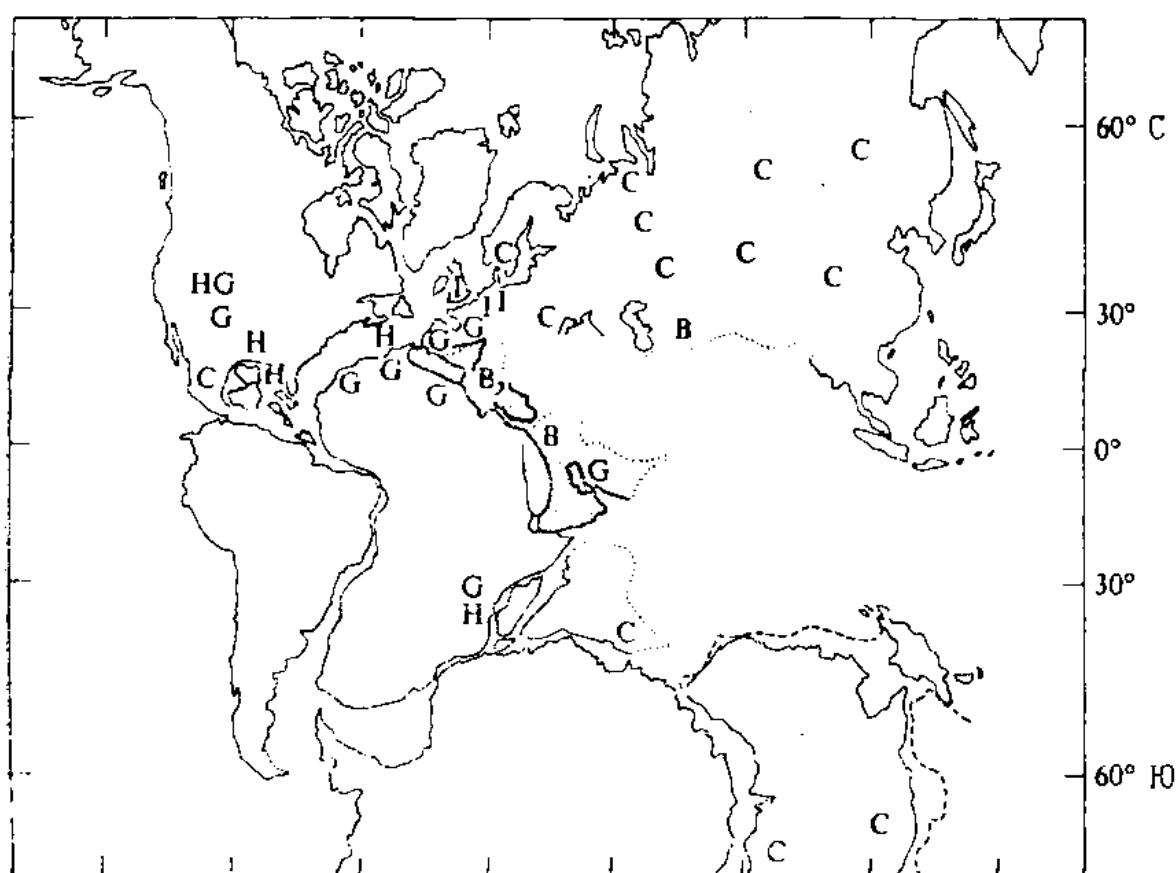


РИС. 7.6. Палеогеография и индикаторы климата в ранней и средней юре. В — бокситы; С — угли, G — гипс или ангидрит, Н — галит, I — железняки. Точечным крапом показана главная зона карбонатакопления [187].

над сушей. Если же ветры дули к экватору, то, не встречаясь с горами, они не могли сразу освободиться от влаги. В восточных полуостровных частях суперконтинентов на средних и высоких широтах формировались угли. Температура здесь была умеренней, дожди в течение года выпадали равномерней и были обусловлены западными и северо-восточными (в южном полушарии юго-восточными) ветрами.

В поздней юре распространение угленосных отложений резко сокращается; в значительной степени они ограничены небольшими по площади районами Центральной и Восточной Азии. Более широкое распространение эвапоритов как к югу, так и к северу от океана Тетис в полосе от Молдавии до Узбекистана также, скорее всего, указывает на увеличивающуюся в течение юры аридность климата. Может быть показательным и то, что как площадь распространения, так и объем оолитовых железяков уменьшаются от нижней и средней юры к верхней.

Как уже указывалось, латериты и бокситы обычно считаются хорошими индикаторами влажности климата, так как для их формирования необходимо интенсивное химическое выветривание. Однако на юге Израиля в эвапоритсодержащих верхне-

триасовых и нижнеюрских отложениях есть относящийся к оседанию юры горизонт перемытых латеритов, включающий пизолитовые конгломераты. Эти так называемые огнеупорные глины (flint clays) образовались при химическом выветривании в зоне аэрации; этому предшествовала регрессия с осушением насыщенных солью илистых отмелей и формирование карстовой поверхности [167]. Болотные условия могли существовать локально, и, по-видимому, нет необходимости предполагать какое-либо радикальное региональное увеличение влажности и вслед за этим новую аридизацию. Другие нижнеюрские бокситы, которые, по общему мнению, считаются связанными с интервалами трансгрессий и с выветриванием в жарком и сезонновлажном климате, распространены в зоне, протягивающейся из Югославии на Средний Восток и в Узбекистан.

Органические остатки определенно указывают на ровный климат. Папоротники — это особенно показательная группа, так как их ныне живущие близкие роды не могут переносить морозов. Нанеся на карту распространение таких относительно космополитичных триасовых и юрских папоротников, как *Dictyophyllum*, Барнард [21] показал, что климатические условия, характерные для современной субтропической зоны, простиралась тогда до 60° к северу и югу от экватора. Данные по юрским цикадофитам, приведенные Вахрамеевым [475], показывают, что широтный температурный градиент в Евразии был существенно ниже современного, а зимние температуры в Сибири никогда не опускались ниже нуля. Сезонность климата в этом регионе устанавливается по годовым кольцам хвойных деревьев.

Для океана также установлен слабый широтный температурный градиент. Может быть, наиболее ярко это проявляется в том, что одни и те же эндемичные виды двустворок, например из рода *Monotis* в норийском ярусе или *Weyla* в нижней юре, встречаются на всем протяжении от Аляски до Чили. Есть много других примеров распространения видов в столь же большом диапазоне широт, и это резко контрастирует с современным широтным распределением видов. Более того, верхнеюрские рифостроящие кораллы встречены на Сахалине вблизи палеошироты 70°, а в Западной Европе — севернее палеошироты 50°. Более северное их распространение в Восточной Азии, возможно, связано с отклонением теплого тихоокеанского экваториального течения под влиянием материка и силы Кориолиса. Главная же зона коралловых рифовых известняков, как триасовых, так и юрских, приурочена к океану Тетис и не распространяется за пределы 35° с. ш. С тетическим низкоширотным поясом связаны и другие группы, указывающие на тропические условия; прежде всего это крупные толстостворчатые двустворки мегалодонтиды позднего триаса и их юрские потомки — рудисты.

Юрские белемниты — древнейшие из окаменелостей, по которым были сделаны изотопные палеотемпературные определения. В дальнейшем по юрским окаменелостям, главным образом по белемнитам, было сделано много определений, но, вообще говоря, результаты первоначально были столь противоречивы, неправдоподобны или явно ошибочны, что для палеоклиматологии они имели небольшую ценность. Качество анализа и выбор подходящего материала за последние годы значительно улучшились, но сохранились сомнения в том, может ли этот род анализа расширить наши знания, полученные из других источников [187].

МЕЛ

Как Гордон [168], так и Мейерхофф [323] указывают на сокращение распространения эвапоритов от юры к мелу. В Западном Внутреннем бассейне США переход от засушливого климата к влажному ясно отражен в смене средне- и верхнеюрских эвапоритов нижнемеловыми угленосными толщами. Тем не менее общий диапазон широтного распределения эвапоритов остается значительным, и граница между эвапоритовыми и угленосными отложениями обычно проходит между 45 и 55°. Пустыни вдоль западного побережья выявляются по эвапоритам на западе Южной Америки, а нижнемеловые соленосные бассейны восточной Бразилии и Анголы указывают на аридную зону в том регионе, где впоследствии возникла Южная Атлантика.

Широкое распространение бокситообразования в середине мела на юге Европы можно было бы воспринять как указание на влажный климат, но с теми же оговорками, как и для базальных юрских бокситов Израиля, о которых уже говорилось. Возможно, лучшим доказательством изменения условий от аридных к гумидным на границе юры и мела в обширном регионе, включающем Западную и Южную Европу, является смена карбонатного и эвапоритсодержащего «пурбека» на грубообломочные терригенные паралические или аллювиально-дельтовые «вельдские» фации, местами содержащие маломощные пласты углей. Наряду с данными по Западному Внутреннему бассейну США эти факты, по-видимому, противоречат утверждению Фрейкса [141] о продолжении позднеюрской глобальной тенденции к аридизации в мелу. Возможно, однако, что мы имеем дело с региональным исключением, связанным с возникновением в поздней юре постепенно расширявшегося океана между Северной Америкой, с одной стороны, и Африкой и Южной Америкой, с другой, и с образованием постоянной морской связи западной части океана Тетис с Тихим океаном.

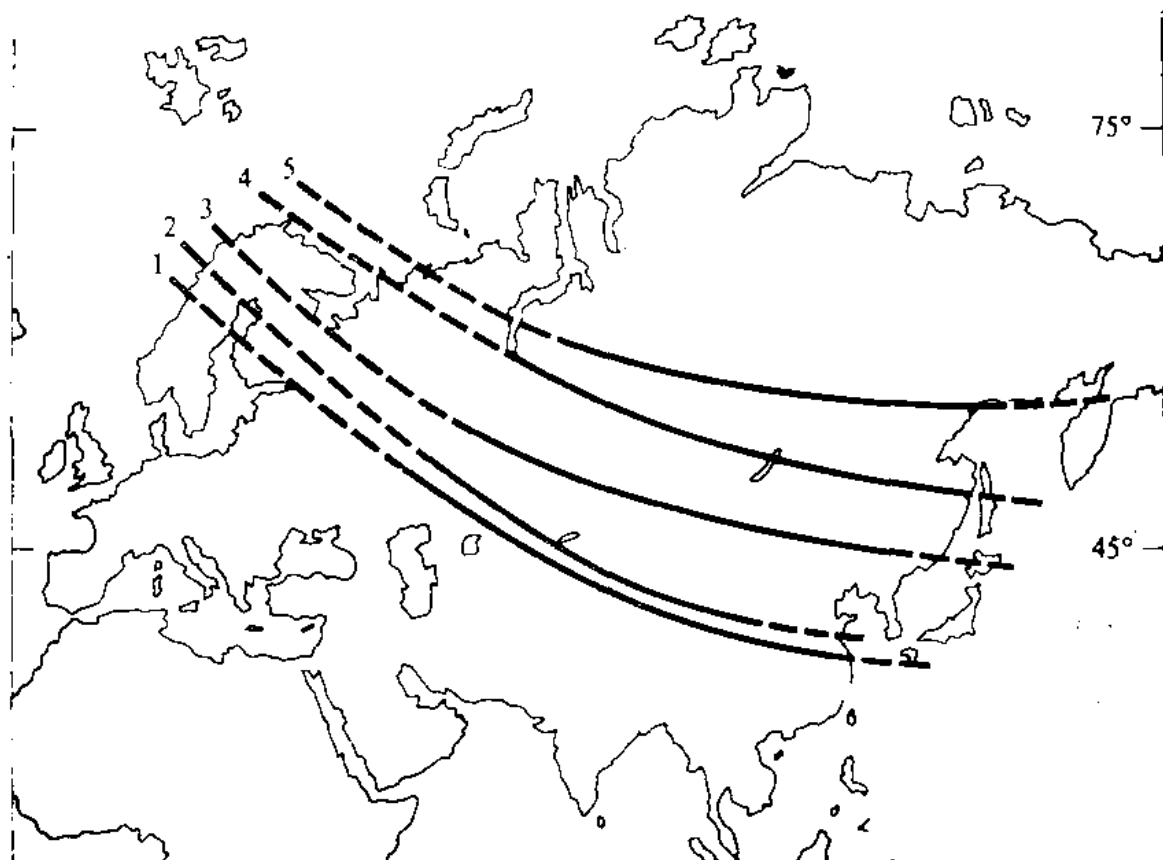


РИС. 7.7. Перемещение границы между Индо-Европейской и Сибирской палеоботаническими провинциями в Евразии. Положение границы: 1 — ранняя юра; 2 — средняя юра; 3 — поздняя юра; 4 — ранний мел; 5 — конец раннего мела (апт-альб) ([475], с упрощениями).

Рифовые известняки с обильными, часто гигантскими рудистами развиты в Мексике, в Карибском регионе, в Южной Европе и на Среднем Востоке; следовательно, можно считать, что через эти регионы проходил тропический пояс.

Наземная флора также указывает на теплые и равномерные климатические условия, как и в раннем мезозое, существовавшие до 60° северной и южной широт, хотя более высокоширотные флоры, найденные на Аляске, должны были выдерживать условия полярной ночи [21]. Особенно интересное исследование евразийских флористических провинций было проведено Вахрамеевым [475]. Устанавливая смещение к северу границы между Индо-Европейской и Сибирской провинциями, он доказывает постепенное глобальное потепление с ранней юры до середины мела (рис. 7.7).

Красилов [281], изучая восточно-азиатские позднемеловые флоры, установил, что в кампане был температурный оптимум, в коньяке и маастрихте — более холодные интервалы, а при переходе от мела к третичному периоду — ухудшение климата с минимумом в позднем дании. Этот вывод основан на выясне-

нии процентного содержания покрытосеменных с цельнокрайними листьями, платаноидных листьев и таких элементов, как *Ginkgoites*, которые типичны для умеренных климатических условий. Красилов ссылается также на указания о сходных изменениях, происходивших на Аляске и в Канаде.

Изотопные температуры, полученные главным образом по рострам белемнитов, суммированы Стивенсом [451]. Результаты разных исследователей во многом различаются, что не удивительно, если учесть упомянутые ранее постседиментационные нарушения первичного отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, но существует общее мнение, что кампан и маастрихт были временем похолодания. Климатический оптимум в середине мела по $\delta^{18}\text{O}$ подтверждается не столь четко и главным образом данными по территории СССР.

Интересно сравнить эти результаты с данными определения изотопных палеотемператур по бентосным и планктонным фораминиферам из скважин северо-западной части Тихого океана, которые должны быть более надежными. Дуглас и Савин [107] пришли к выводу о начавшемся в валанжине легком потеплении, оптимуме в альбе и последующем похолодании, особенно заметном в кампане и маастрихте и продолжавшемся в палеоцене. Вертикальный температурный градиент не достигал и половины современного. Температура донных вод океанов во время альбского максимума поднималась приблизительно до 17°C и понизилась в конце мела примерно до 10°C ; соответствующие цифры для поверхностных вод — 28 и 19°C . Подобный же анализ по фораминиферам из глубоководных скважин Южной Атлантики и Индийского океана показывает заметное похолодание в позднем маастрихте [394].

В целом мел, за исключением его конца, был периодом, когда тропический и субтропический климаты распространялись по крайней мере до широт 45° от экватора, а умеренные (от теплого до холодного) климаты достигали полюсов. Среднегодовые температуры были на $10\text{--}15^\circ$ выше, а широтный температурный градиент примерно вдвое меньше, чем сейчас [141]. Существует общее мнение, что маастрихт был временем похолодания, и выделенная Красиловым теплая фаза в кампане кажется аномальной и требует дальнейших исследований.

ТРЕТИЧНЫЙ ПЕРИОД

С началом третичного периода закладываются главные черты современной географии, а организмы приобретают явное сходство с теми, с которыми мы непосредственно знакомы. Поэтому палеоклиматическая интерпретация в значительной степени облегчается, и перед нами раскрывается замечательная

история постепенного ухудшения климата и начала обширного оледенения после 200 млн. лет равномерных климатических условий. Основные черты этой истории долго выявлялись традиционными методами, включающими сравнение найденных на континентах третичных флор и фаун с ныне живущими родственными организмами, но в последние годы интенсивное глубоководное бурение принесло огромную новую информацию, которая привела к существенному уточнению наших представлений.

Уместно сначала рассмотреть данные, полученные при изучении пород, развитых на континентах, и органических остатков, содержащихся в этих породах.

Распространение эвапоритов в палеогене было относительно ограниченным, а пустыни существовали только на отдельных участках западного побережья Южной Америки. Широкое распространение лигнитов, латеритов и бокситов согласуется с преобладанием гумидного климата. Рассмотрим обстановку в Западной Европе, где есть все эти отложения.

Палеогеновые лигниты широко развиты в Северо-Западной Европе, а латериты, озерные известняки и битуминозные сланцы, иногда с обильной фауной насекомых, распространены от северной части Ирландии до южной Франции. В то же время в верхнем эоцене Парижского бассейна есть широко известные эвапориты — гипсы Монмартр, а галит и калийные соли (сильвин) развиты в олигоцене Рейнского грабена в Эльзасе. Однако эти эвапориты не могут указывать на всеобщую засушливость как из-за существования уже указанных других типов отложений, так и потому, что в эльзасских калийных солях содержатся прослойки глин с богатой фауной насекомых, характерной для умеренно жарких, но не пустынных условий [160]. Есть и палеоботанические индикаторы высокой влажности (см. ниже). С другой стороны, как показали работы по Проекту глубоководного бурения в Красном и Средиземном морях, особенно в их глубоководных бассейнах, есть мощные миоценовые эвапориты. Эти отложения, которые будут рассмотрены в следующей главе, действительно должны быть связаны с жаркими и засушливыми условиями.

Однако *лейтмотивом* третичного времени являлось понижение температуры, которое отражалось как на неритических беспозвоночных, так и на наземных растениях. В Европе палеоценовые и эоценовые фораминиферы, моллюски и другие группы указывают на тропические и субтропические условия, распространявшиеся до 50° с. ш. Дарэм [117] выявил тенденцию к похолоданию от эоцена до настоящего времени по наблюдающемуся на западном побережье Северной Америки постепенному смещению к югу провинций моллюсков, характерных для «тро-

пических» условий с температурой воды на поверхности, превышающей 20°C , которые в эоцене распространялись до 45° с. ш.

Картина становится полнее при изучении более чувствительных к климату наземных растений. Климатическая интерпретация флоры из нижнеэоценовых лондонских глин Южной Англии, ставшая классической благодаря монографии Рейда и Чандлера [376], основана главным образом на изучении плодов и семян. Дэли [92] оспаривает использованное этими авторами сравнение с тропическими дождевыми лесами Индонезийско-Малайзийского региона, указывая, что необходимый для этого климат был невозможен на широте 40° , которая устанавливается палеомагнитным методом. По мнению Дэли, на этой широте должны были существовать заметные сезонные вариации климата. Предположение Рида и Чандлера о том, что нетропические растения, составляющие 11 % сообщества, произрастали на возвышенностях того времени, ошибочно, так как нет палеогеографических доказательств существования таких возвышенностей. Столь же маловероятно, что они являются реликтами более холодного палеоэоценового климата. Дэли считает, что отсутствие морозов позволяло тропическим растениям продвигаться на север. Большое количество атмосферных осадков, связанное с постепенным прогреванием поверхностных слоев океана, также способствовало этому продвижению. Вдали от рек и озер могли существовать растения, характерные для более умеренного климата.

В Северной Америке весьма информативные результаты были получены при изучении ископаемых листьев [510]. Между типом листового края и климатом существует прекрасная корреляция, причем процент видов с цельнокрайними листьями, т. е. листьями, лишенными выступов и зубцов, систематически увеличивается с ростом температуры (рис. 7.8). В районах с высокой среднегодовой температурой и большим количеством осадков среди листьев преобладают цельнокрайние, вечнозеленые, крупные, с кожистой текстурой; среди них много листьев с «капельницами» ("drip tips"), и наблюдается тенденция к пальчатому жилкованию. Среднегодовую амплитуду температур определить значительно сложнее, чем среднегодовую температуру, но в некоторых случаях это может быть сделано достаточно точно, например исходя из соотношения микрофильных и потофильных листьев.

Вольф [510] применил все эти разнообразные критерии для реконструкции третичных колебаний климата в северном полушарии; наиболее представительные для такого анализа данные получены в северо-западной части США (рис. 7.9). В палеоэоцене и эоцене северная граница тропических дождевых лесов и изотерма 25°C проходили здесь на $20\text{--}30^{\circ}$ ближе к полюсу, чем

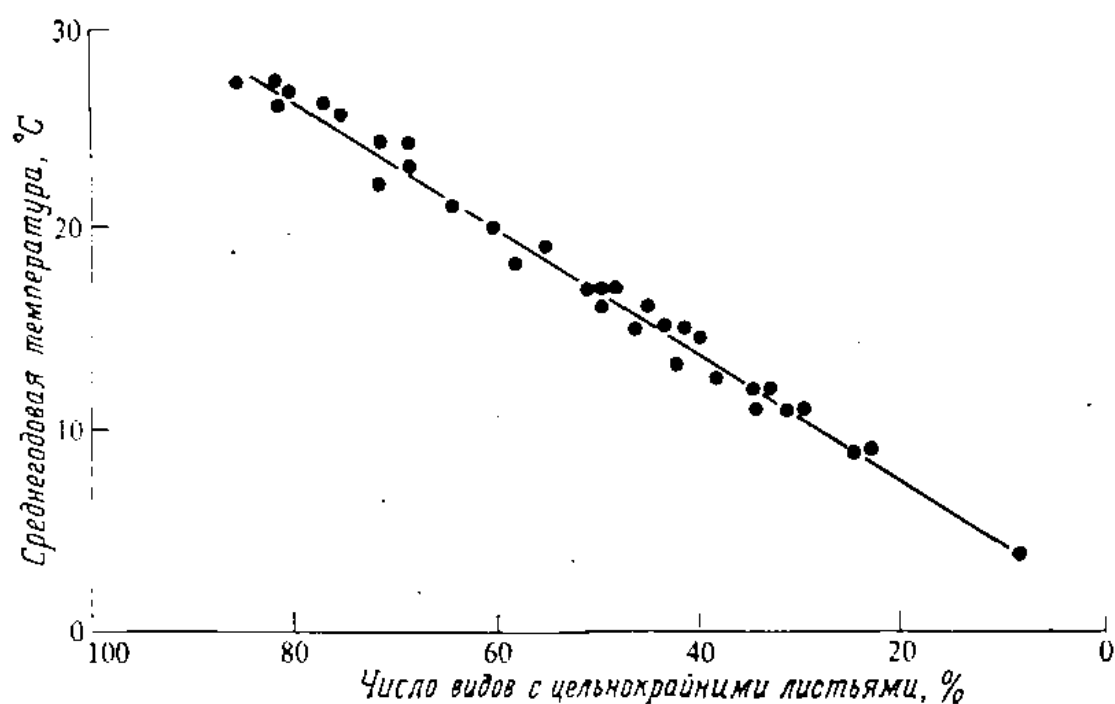


РИС. 7.8. Корреляция среднегодовой температуры и количества деревьев с цельнокрайними листьями в современных лесах влажной и умеренно влажной зоны на востоке Азии [510].

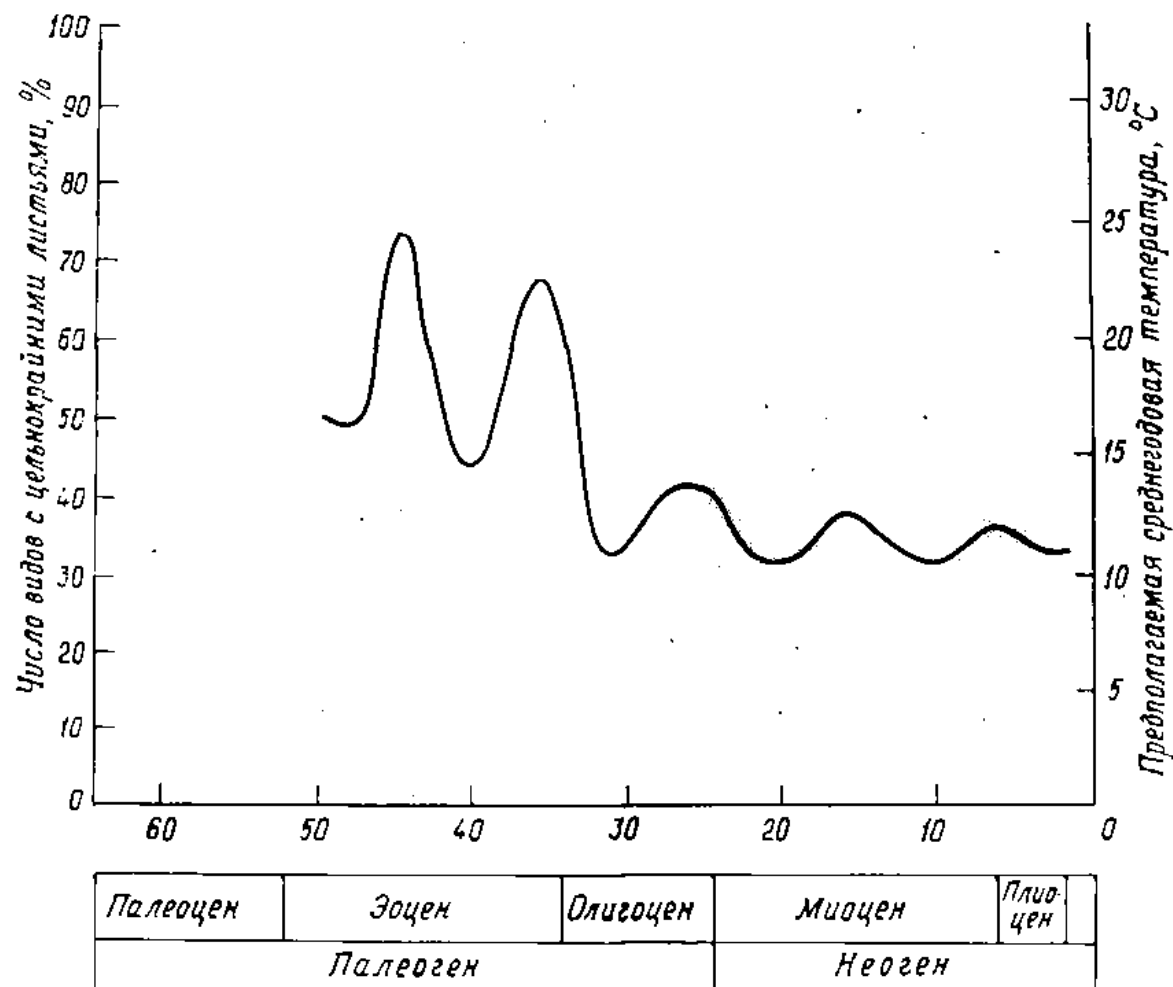


РИС. 7.9. Третичное понижение температуры, определенное по ископаемым наземным растениям на северо-западе США ([510], с упрощениями).

в настоящее время. При этом, согласно общему мнению, западная часть Северной Америки в третичное время смещалась к югу, так что, вероятно, здесь проходили палеошироты выше современных. В олигоцене и неогене в средних и умеренно высоких широтах северного полушария вечнозеленые широколиственные леса сменились широколиственными лесами умеренной зоны. На границе эоцена и олигоцена произошло резкое понижение среднегодовой температуры, достигавшее на Аляске и в штате Вашингтон $12-13^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая амплитуда температур увеличилась от $3-5^{\circ}\text{C}$ в середине эоцена до $21-25^{\circ}\text{C}$ в олигоцене. В неогене как в Европе, так и на северо-западном побережье Америки широколиственные листопадные леса сменились хвойными лесами в соответствии с уменьшением как среднегодовых температур, так и среднегодовых температурных колебаний.

Увеличение широтного температурного градиента должно было вызвать активизацию субтропических зон высокого давления, что в свою очередь должно было обусловить усиление летней засухи на западных побережьях. Все это находит полное отражение в развитии растительности на западе Северной Америки [58].

В южном полушарии наиболее изучена в палеоклиматическом отношении Австрало-Азиатская область. Палинологический анализ, проведенный Кемпом [261], показал, что в эоцене Австралия была покрыта дождевым лесом, состоящим из смеси «тропических» и умеренно холодолюбивых растений. Комплекс отложений здесь сравним с комплексом лондонских глин и, вероятно, связан с сезонными колебаниями климата в высоких широтах. Разнообразие папоротников, типы деревьев и развитие эпифитных грибов неопровержимо доказывают высокую влажность. Прибрежная растительность существовала даже в Антарктиде, так что ледники того времени могли быть только горными. В Австралии дождевые леса сохранились до миоцена.

Изучение южноавстралийских и новозеландских фаун мелководных беспозвоночных выявляет климатический оптимум в олигоцене и раннем миоцене — явление, аномальное по сравнению с остальным миром [134, 161]. Это подтверждается, по-видимому, и кислородно-изотопным анализом ископаемых раковин [104]. Такая аномалия может быть следствием перемещения Австралии и, возможно, Новой Зеландии к северу после отделения от Антарктиды в эоцене.

Наши знания о третичной истории климата расширились в результате глубоководного бурения. Это произошло благодаря изучению осадков, содержащихся в них ископаемых организмов и кислородно-изотопному анализу карбонатных раковин фораминифер.

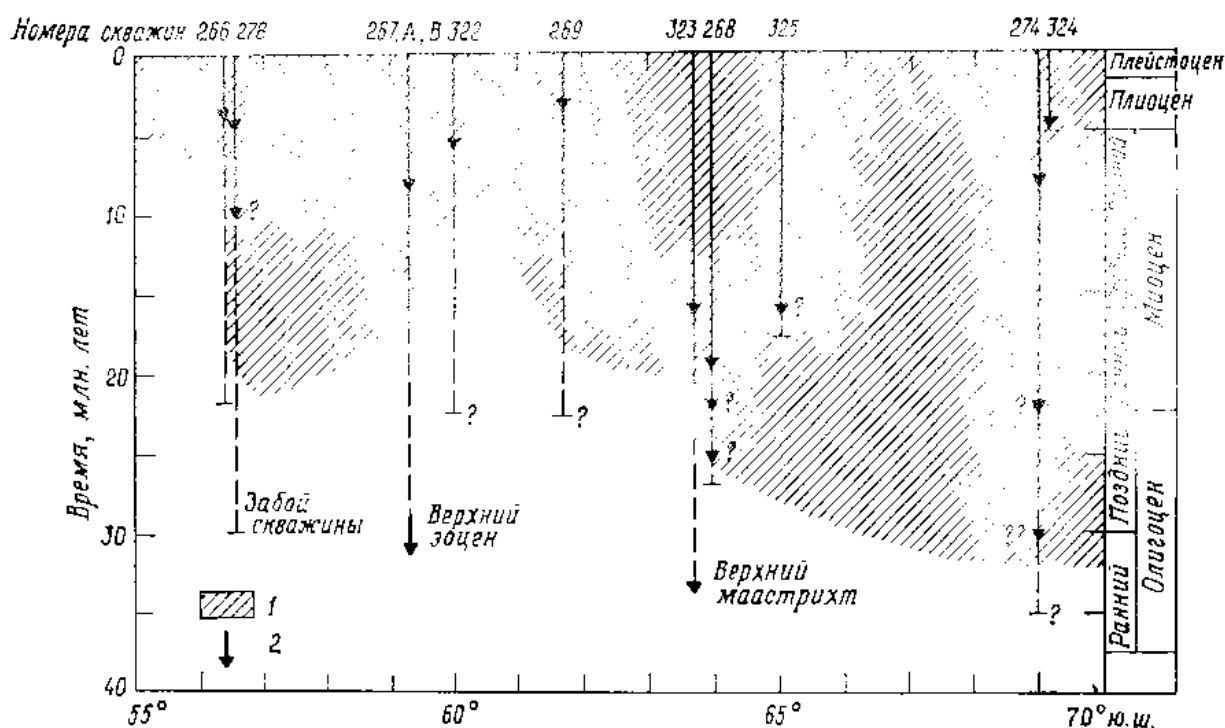


РИС. 7.10. Распределение во времени и пространстве диатомовых осадков и принесенных льдом обломков в Южном океане [268]. 1 — диатомовые осадки; 2 — положение наиболее ранних из принесенных льдом обломков в скважинах рейсов 28, 29, 35 Проекта глубоководного бурения.

Обзор стратиграфической летописи, отражающей эту историю, был дан Кеннетом [268]. Первое появление осадков, связанных с ледовым разномом, связано с началом обширного оледенения на уровне моря и формирования айсбергов. К ним относятся рассеянные крупные обломки в тонкозернистых осадках и нетурбидитные пески, содержащие кварцевые зерна с характерной поверхностью, выявляющейся при помощи сканирующего электронного микроскопа. Последовательное продвижение этих осадков в южном океане к более низким широтам указывает на соответствующий рост антарктического льда в третичное время (рис. 7.10).

Изучение пространственного распределения кремнистых и известковых илов также дает ценную информацию. В современном океане положение антарктической зоны конвергенции, соответствующее полярному фронту, точно совпадает с границей распространения кремнистых и известковых илов. Кремнистые илы примерно соответствуют поверхностным водам с температурными показателями современной антарктической водной массы. Диатомовые осадки первоначально, в раннем олигоцене, отлагались непосредственно вблизи Антарктиды, а в течение неогена постепенно распространялись на север. Намечившееся примерно в среднем—позднем плиоцене значительное увеличение скорости накопления кремнистых илов, связанное с увели-

чением биологической продуктивности, вероятно, указывает на активизацию апвеллинга в зоне антарктической конвергенции в связи с усилением оледенения.

Хак и др. [199] сопоставили изменения в палеобиогеографии известкового нанопланктона и планктонных фораминифер с температурными флюктуациями в Атлантике. С использованием факторного анализа ими были выделены высоко-, средне- и низкоширотные ассоциации, и миграция этих ассоциаций рассматривалась как отражение изменений климата. В самом раннем палеоцене не было выявлено никаких широтных провинций. Затем устанавливаются четыре эпизода заметного похолодания: в середине палеоцена, в середине эоцена, в самом начале олигоцена и в его середине. Заметное потепление происходило в позднем палеоцене — раннем эоцене и выраженное слабее — в позднем олигоцене.

Изучение силикофлагеллат подтвердило полученные ранее данные по радиоляриям, выявившие теплую раннеплиоценовую фазу в антарктических морях, когда вода на поверхности была на 10°C теплее современной. При наступившем затем похолодании Антарктический ледяной щит мог достичь современных размеров примерно 3,8 млн. лет назад [61].

Наиболее поразительный результат определения палеотемператур по изотопному составу карбоната раковин субантарктических планктонных фораминифер — выявление резкого падения примерно на 5°C температуры поверхностных вод на границе эоцена и олигоцена или вблизи нее вслед за более плавным понижением температуры в эоцене [425] (рис. 7.11). Это резко выраженное изменение связано с образованием холодных придонных антарктических вод, которые, имея температуру ниже 10°C , сформировали так называемую *психросферу*. После легкого раннемиоценового потепления в середине миоцена произошло дальнейшее резкое похолодание, отразившееся во внезапном увеличении содержания в воде тяжелого изотопа кислорода. По мнению Шеклтона и Кеннета [425], это обусловлено началом образования антарктической ледниковой шапки, так что с середины миоцена точное определение палеотемпературы становится невозможным.

Савин и др. [397] привели данные определения $\delta^{18}\text{O}$ как в планктонных, так и в бентосных фораминиферах из скважин и колонок северной части Тихого океана. Согласно построенной ими кривой, температура поверхностных вод, находившаяся в палеогене на тропическом уровне, в позднем эоцене (а не на границе эоцена и олигоцена) испытала резкое падение. Наиболее важная особенность этой кривой состоит в том, что в середине миоцена произошло резкое повышение температуры до раннепалеогенового уровня, так что образование антарктиче-

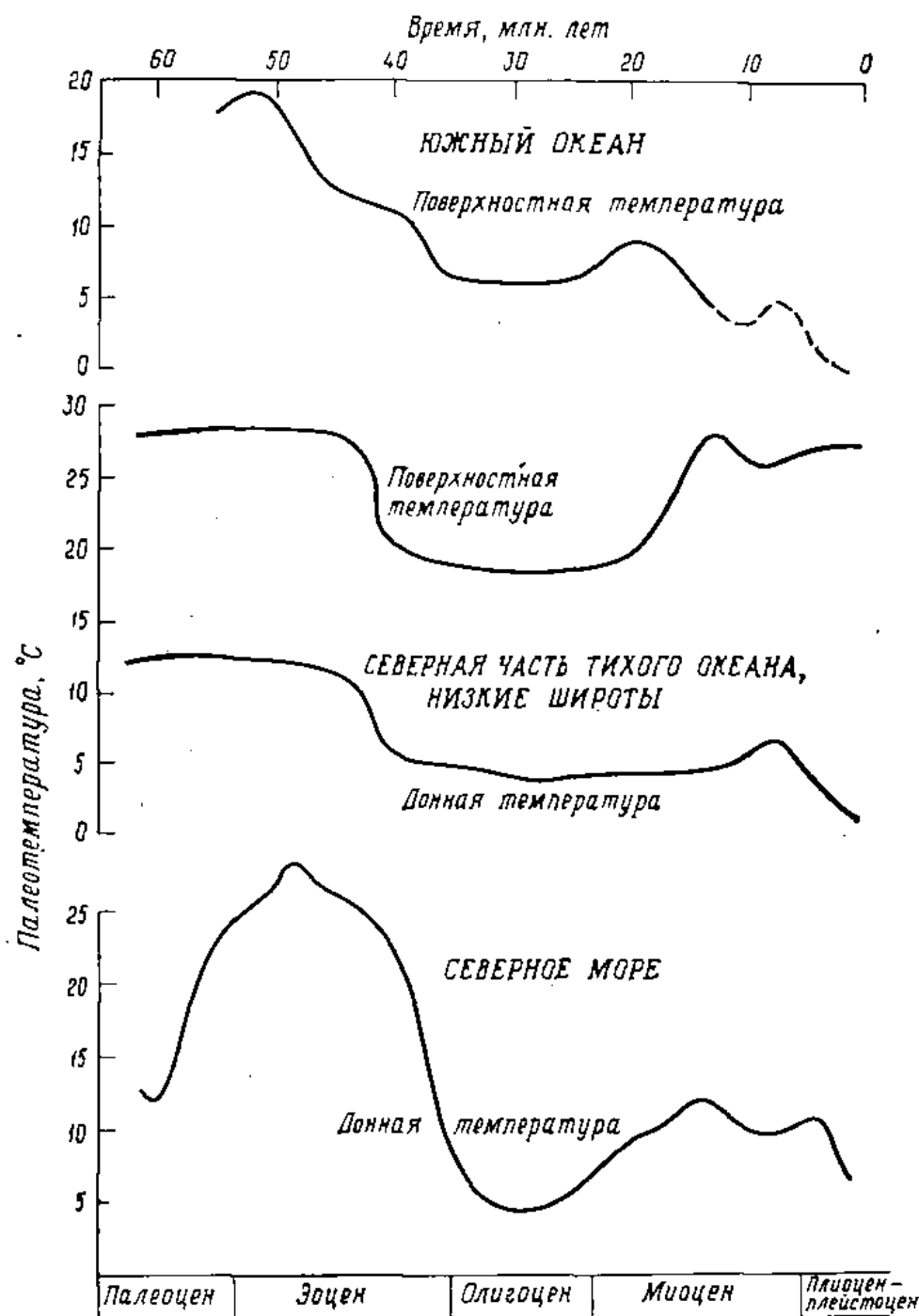


РИС. 7.11. Сглаженные кривые кайнозойских температур для различных частей Мирового океана, основанные на изотопном анализе кислорода в фораминиферах [425, 397] и моллюсках [47].

ской ледниковой шапки, очевидно, не оказало влияния на температуру поверхностных вод. Вместе с тем температура донных вод, согласно кривой Савина и др., резко падает как в позднем эоцене, так и в середине миоцена, что свидетельствует о продвижении к северу холодных антарктических донных вод (рис. 7.11).

Изучение планктонных фораминифер из другой тихоокеанской колонки показывает, что колебания типа ледниковые—меж-

ледниковые характерны для климата последних 3,2 млн. лет, а перед этим был период стабильного «интергляциального» или «прегляциального» климата [426]. Этот рубеж принимается за начало оледенения в северном полушарии.

Результаты, полученные в океане, ставят вопрос, можно ли, используя аналогичную методику, проводить палеоклиматические реконструкции для отложений, накопившихся в эпиконтинентальных морях. Бухард [47] определил $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинах бентосных моллюсков из третичных отложений, развитых на берегах современного Северного моря. На его изотопно-температурной кривой хорошо выражено падение температуры в раннем олигоцене и подъем в середине миоцена, но, кроме того, проявляются среднеэоценовый оптимум и холодная фаза в середине палеоцена, не регистрируемые океаническими данными.

Интересно сравнить изотопные данные с результатами более традиционных, палеонтологических методов. Данные Вольфа [510] по флорам Северной Америки также ясно показывают внезапное и резкое понижение температуры вблизи границы эоцена и олигоцена (рис. 7.9). Хак и др. [199], так же как и Бухард [47], фиксируют заметное похолодание в среднем палеоцене, за которым следовало отчетливое потепление в позднем палеоцене и раннем эоцене. Их мнения об эпизоде похолодания в самом раннем олигоцене также совпадают, но среднеэоценовой фазы похолодания Бухард не обнаруживает.

Раннеплиоценовая фаза потепления, выявленная Цезельским и Вивером [61] в антарктических морях, на кривой Бухарда, возможно, выражается небольшим пиком, но выше уже говорилось, что после середины миоцена точное определение температуры воды становится проблемой.

Противоречия между различными изотопными и палеонтологическими данными указывают на сложную систему изменяющихся температур воды и воздуха, в которой нет простых глобальных связей, и дальнейшая работа, безусловно, требует отделения «сигнала» от «шума». Наиболее явный парадокс, связанный с изотопными данными, состоит в том, что образование антарктической ледниковой шапки в середине миоцена совпадает с фазой потепления в Северном море и в низкоширотных поверхностных водах Тихого океана. По крайней мере в одном пункте имеется общее согласие, и это подтверждается изучением субантарктических глубоководных осадков: до возникновения полярных ледниковых шапок главная фаза похолодания с развитием психросферы была приурочена к эоцен-олигоценовой границе. Ее можно считать концом очень долгого интервала мягкого климата.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Здесь не место исчерпывающему обзору климатических колебаний того периода, в котором мы живем и когда интересы геологов переплетаются с интересами географов, гляциологов, археологов, антропологов и, конечно, широкой публики, потому что все мы обеспокоены нашим будущим. В нашем столетии собрана огромная информация, и целые трактаты посвящены исключительно этой теме. Я могу лишь попытаться обрисовать наиболее увлекательные достижения последних лет и указать на ряд современных методов исследования.

Точность стратиграфических корреляций в последние годы необыкновенно возросла. Спорово-пыльцевой анализ в соединении с радиоуглеродными данными сделал возможным корреляцию ледниковий и межледниковий Европы и Северной Америки, и еще более точные результаты были получены для глубоководных осадков, где методы изотопной и магнитной стратиграфии дополнили более традиционный метод корреляции по планктонным организмам. Хотя в осуществлении точного сопоставления континентальных и морских отложений, безусловно, существуют проблемы, получено достаточно информации, чтобы показать, что основные изменения четвертичного климата были глобально синхронны [287].

В течение многих лет наши знания о четвертичных климатах базировались на изучении ледниковых и межледниковых отложений на суше, местами переслаивающихся с морскими мелководными осадками [137]. Пыльца ныне живущих видов из озерных отложений и торфяников — наиболее чувствительный индикатор климата; специальные методы ее анализа, впервые предложенные для голоцена Скандинавии, затем были распространены и на более древние межледниковья [502].

Этот метод теперь дополняется и проверяется анализом надкрылий жуков, которые хорошо сохраняются и поэтому обильны в континентальных отложениях [80]. Для жуков характерна эволюционная стабильность, и в ответ на заметные изменения климата они, подобно большинству других четвертичных животных, как правило, не вымирают, а мигрируют. Поэтому некоторые виды, обычные в отложениях Британии, сегодня встречаются только в некоторых районах Азии. Их ценность в качестве климатического индикатора выше для более теплых интерстадиалов (т. е. интервалов умеренного климата), чем для холодных интервалов, неблагоприятных для насекомых.

Некоторые из наиболее важных результатов, полученных этим методом, который по точности, видимо, может соперничать со спорово-пыльцевым анализом, показаны на рис. 7.12. Вероятно, наиболее важным из этих результатов является большая

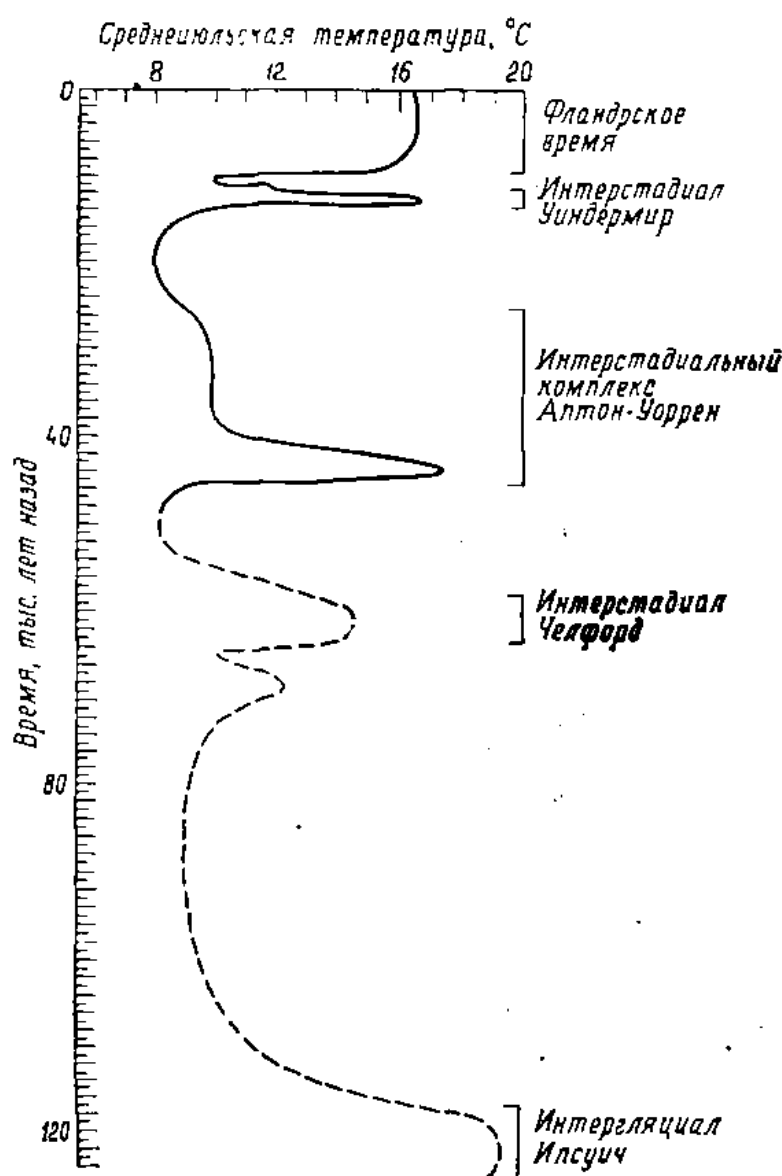


РИС. 7.12. Колебания среднеиюльских температур в равнинных районах Англии за последние 120 000 лет по ископаемым надкрыльям жуков [80].

в геологическом смысле скорость резких температурных колебаний.

В глобальном масштабе главный успех был достигнут палео-экологическим и кислородно-изотопным анализом планктонных фораминифер из колонок глубоководных осадков. Так, в субполярных водах изменения «коэффициента наивнания» и процентного содержания устойчивой к холоду *Globigerina pachyderma* являются первоклассным индикатором чувствительности океана к климатическим изменениям в течение последних нескольких тысяч лет [387]. Этот простой количественный метод в настоящее время дополняется более сложным методом анализа [240, 241].

Факторный анализ позволил выделить пять статистически независимых и экологически значимых ассоциаций, а именно:

тропическую, субтропическую, субполярную, полярную и ассоциацию, возникающую на краю крупных круговоротов воды. Кроме последней, все эти ассоциации связаны с температурой поверхностных вод. Была выработана модель экологических реакций и выведена линейная зависимость, которая позволяет определять температуру поверхности океана на основе информации об относительной обильности ассоциаций.

Этот метод *анализа передаточных функций* (transfer function analysis) с впечатляющим успехом был применен рабочей группой так называемого проекта CLIMAP (Climate: Long-range Investigation, Mapping And Prediction) [310]. Целью этих исследователей было создание глобальной карты температур поверхности воды 18 000 лет назад, во время последнего максимума оледенения. Часть полученной информации оказалась довольно неожиданной. Так, хотя за пределами полярного фронта в районах 40° с. ш. и ю. ш. летние температуры были значительно ниже современных, Центральная Атлантика и Карибское море, очевидно, охладилось очень слабо. В Северной Атлантике в целом средняя скорость изменений температуры для всего промежутка между максимумами составляла, по-видимому, $1\text{--}5^\circ\text{C}$ за 1000 лет, а для более коротких интервалов быстрых климатических изменений $2\text{--}13^\circ\text{C}$ за 1000 лет [387].

Бесспорно, там, где это возможно, желательно использовать фаунистические данные вместе с изотопными. При этом впечатляет их общее соответствие, и проявляются многочисленные хорошо выраженные климатические флюктуации, среди которых нелегко найти соответствующее место четырем классическим альпийским оледенениям и трем оледенениям Северной Европы [287]. Совершенно очевидно, что мировой эталон может быть получен в результате исследований в океанах. То, что климатические изменения в океанах в деталях могут быть диахронными, показано искусным применением в качестве маркера времени повсеместно развитого в Северной Атлантике горизонта вулканического пепла, образованного 9300 лет назад [386]. При использовании этого маркера совместно с седиментологическими, фаунистическими и изотопными данными убедительно показано, что на юго-востоке Северной Атлантики, вблизи Британских островов, отступление полярной воды при дегляциации началось 13 500 лет назад, а на северо-западе, у берегов Гренландии, на 7000 лет позднее.

Еще более замечательной является, безусловно, успешная проверка спектральным анализом модели Миланковича, согласно которой оледенения и дегляциации контролируются изменениями геометрии земной орбиты [206]. Согласно этой модели, на количество солнечной радиации, получаемой земной поверхностью, влияют три параметра орбиты: эксцентриситет

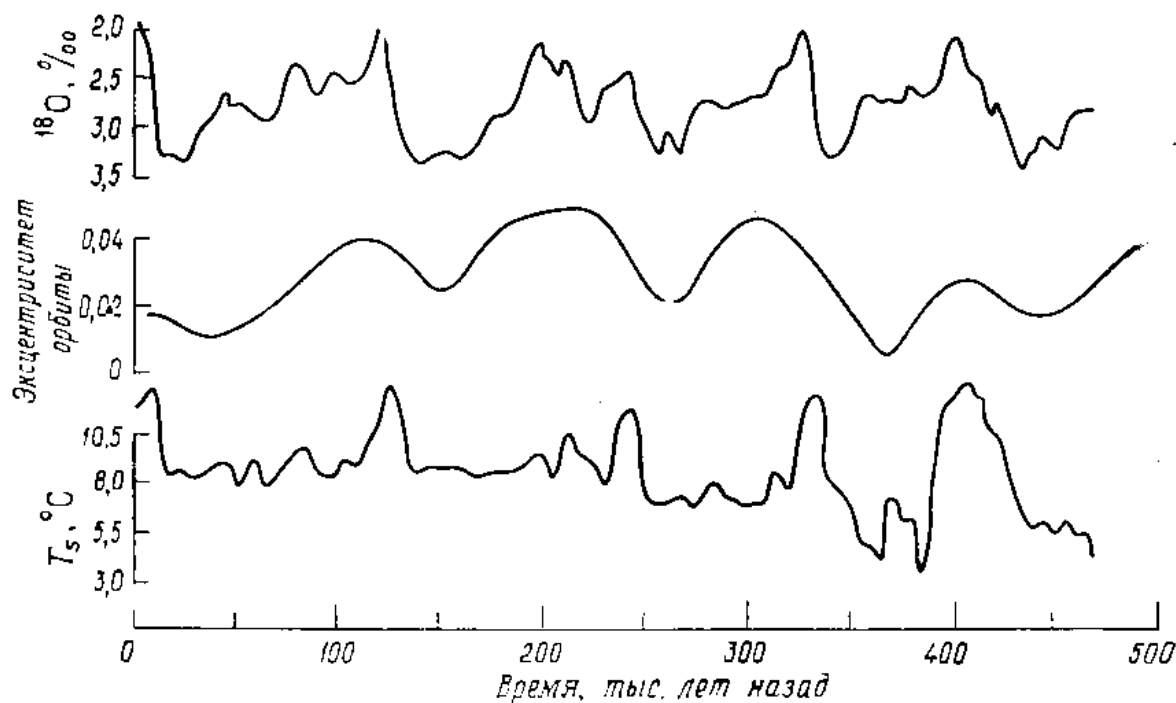


РИС. 7.13. Позднечетвертичные колебания значений $\delta^{18}\text{O}$, вычисленные по этим значениям температуры поверхности моря и эксцентриситет орбиты Земли ([206], с упрощениями).

(период изменения 100 000 лет), наклон плоскости эклиптики (42 000 лет) и предварение равноденствий (23 000 лет). Из них главным фактором является первый. Рис. 7.13 демонстрирует хорошую сходимость фаунистических и изотопных данных и их хорошую общую сопоставимость с вариациями эксцентриситета за последние полмиллиона лет.

Демонстрация корреляции — это еще, конечно, не объяснение, и необходимо количественно показать, как глобальные вариации тепла, получаемого от Солнца, преобразуются в климатические изменения. Шнейдер и Томпсон [405] положили весьма обнадеживающее начало, разработав количественную модель, включающую сезонные циклы изменения альбеда и зональное распределение термальной инерции. И хотя их модель хорошо согласуется с палеонтологическими и изотопными данными, имеются два главных расхождения: то, что предполагаемые моделью температурные осцилляции порядка $0,8^\circ\text{C}$ между условиями ледникового и климатического оптимума примерно в семь раз меньше осцилляций, предполагаемых Мак-Интайром и др. [310], и то, что по модели уже должна начаться следующая ледниковая эпоха.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Эта глава не выполнит одну из своих главных задач, если читатель не почувствует, как резко уменьшаются наши знания о климатах прошлого последовательно в глубь времени. Можно

сказать, что информация для четвертичного времени — прекрасная, для третичного — хорошая, для мезозоя — удовлетворительная и для палеозоя — скудная, хотя у нас есть неплохая документация палеозойских оледенений. В то время как исследователи позднего кайнозоя заметно продвигаются вперед, те из нас, которые имеют дело со значительно более древними интервалами времени, как правило, вынуждены ограничиваться довольно неопределенными и только качественными построениями.

Особенно трудно точное изучение колебаний влажность — аридность. Например, в какой мере широтное распространение

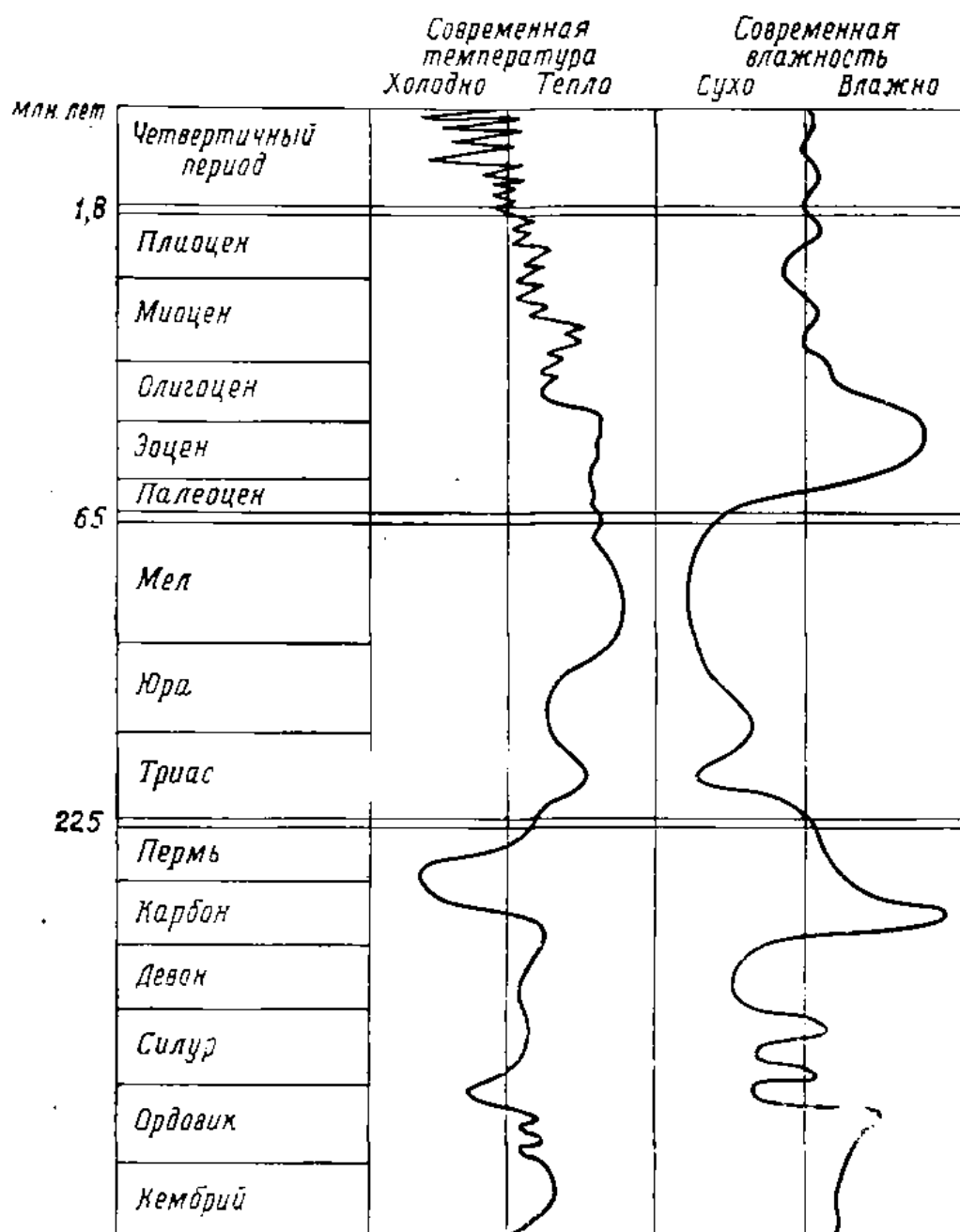


РИС. 7.14. Обобщенная история колебаний температуры и количества осадков в фанерозое [141].

эвапоритов является существенным признаком аридности и имеет ли этот фактор большее значение, чем суммарный объем отложенных эвапоритов? Если палеогеновые эвапориты Западной Европы не означают общей засушливости, в какой степени это относится к другим эвапоритовым отложениям? Как можно, образно говоря, выжать больше информации о климате из угля? Эти и другие проблемы бросают вызов исследователю фаший.

Без сомнения, главной проблемой, которая по-прежнему больше всего беспокоит умы палеоклиматологов, являются причины возникновения ледниковых эпох. Можно доказать, что модель Миланковича — одна из лучших для объяснения кратковременных оледенений и дегляциаций, хотя, как указано выше, еще остаются вопросы, на которые она не может дать ответа. Кроме того, мы должны найти причины появления и исчезновения длительно существовавших полярных ледниковых шапок. Лучшее из имеющихся сейчас объяснений связывает их с полярным положением крупных континентов, легкодоступных для влаги из океанов и краевых морей, и предшествующим интервалом обильных атмосферных осадков [87, 141] (рис. 7.14).

Дело геологов объяснять прошлое, а не предсказывать будущее, но те, у кого крепкие нервы, возможно, захотят взвесить следующие факты. Тот климат, в котором мы живем сейчас, существует только в течение небольшой части последних 120 000 лет. Межледниковья редко длились дольше 10 000 лет, т. е. дольше того промежутка времени, который отделяет нас от последнего значительного отступления ледников. Заметные температурные осцилляции климата могут происходить очень быстро, на глазах всего нескольких поколений. С другой стороны, долговременный прогноз о возвращении мягкого раннепалеогенового климата немногим приятнее, ибо, если растают полярные льды, многие из наиболее населенных континентальных равнин будут затоплены.

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ОКЕАНЫ

Немного известно в современной геологии проблем, более увлекательных, чем глубоководное бурение, которое впервые дало нам возможность прямого изучения истории океанов начиная с поздней юры. Мы уже рассматривали историю температурных изменений, но благодаря бурению можно много узнать об изменениях батиметрии и систем океанических течений, эпизодах застоя, о факторах, контролирующих пелагическую седиментацию и о многих других. В сущности, создана новая научная дисциплина, заслуживающая названия *палеоокеанологии*.

ФЛЮКТУАЦИИ КАРБОНАТНОЙ ЛИНИИ И ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ

Примерно половина современного дна океанов покрыта известковыми илами, состоящими главным образом из кокколитов и планктонных фораминифер. В гл. 3 говорилось, что их распределение контролируется *критической (компенсационной) глубиной карбоната накопления (КГК)*, т. е. уровнем, ниже которого поступление карбонатного материала из поверхностных слоев воды компенсируется его растворением. Близко к этому понятие *лизоклин* — зона, которая разделяет остатки карбонатного планктона хорошей и плохой сохранности и которая, таким образом, отвечает уровню резко ускоренного его растворения. *Карбонатная линия* — это след пересечения КГК с дном океана. В настоящее время КГК колеблется между 4 и 5 км. Она увеличивается в высокопродуктивной экваториальной зоне Тихого океана, а ближе к высоким широтам имеет тенденцию к уменьшению из-за возрастания скорости растворения карбонатов в холодных придонных водах. Она уменьшается и вблизи континентов, вероятно, из-за увеличения содержания CO_2 в результате жизнедеятельности бентоса и вследствие большего количества органического вещества в осадках [25].

Так как средняя высота срединно-океанических хребтов над ложем океана колеблется между 2,5 и 3 км, в верхней части их склонов отлагаются карбонатные илы, а в нижней — глинистые. В ходе спрединга (и опускания новообразованной коры) карбо-

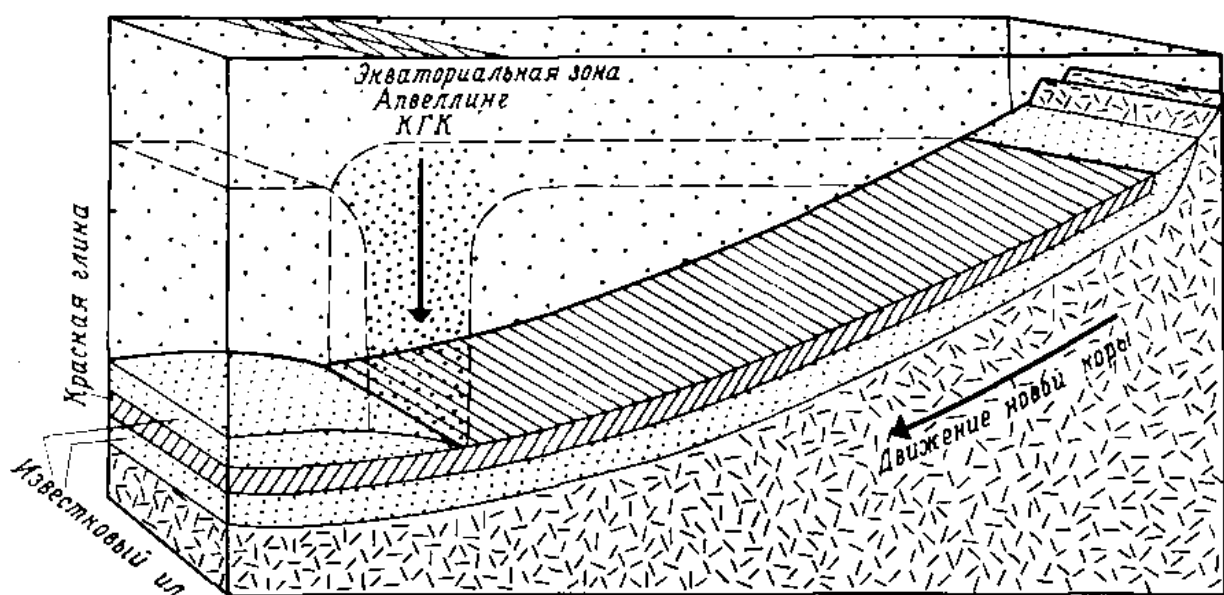


РИС. 8.1. Модель осадконакопления на флангах Восточно-Тихоокеанского поднятия и изменение характера седиментации по мере того, как новая кора проходит под экваториальной зоной [211].

наты перекрываются глинами, и граница между этими двумя типами осадков является ископаемым следом древней карбонатной линии. Там, где, подобно Тихому океану, спрединг направлен под углом к широтам, экваториальное увеличение КГК может в дальнейшем привести к тому, что глины в свою очередь будут перекрыты карбонатными илами, которые вновь сменяются глинами, когда океаническое дно переместится в сторону от экваториальной зоны (рис. 8.1). Чтобы определить палеобатиметрию карбонатной линии по глубоководным скважинам, используется метод, известный как *определение величины погружения* (vertical backtracking) [25]. Необходимо знать координаты и глубину отложения осадков вблизи границы карбонат—глина. Основным инструментом для этого служит кривая зависимости глубины расширяющегося океанического дна от возраста [411], которая, как полагают, не менялась со временем. Принимая 2700 м за наиболее вероятную глубину новообразованного океанического дна, можно оценить глубину осадконакопления, если известен возраст фундамента и перекрывающих осадков. Необходимо также внести изостатическую поправку на нагрузку воды и осадков; она примерно равна половине мощности осадков (рис. 8.2).

Рассмотрим в качестве примера глубоководную скважину 137 (рис. 8.3). Глубина океана здесь 5361 м; мощность осадков 397 м; они лежат на базальтах, возраст которых 105 млн. лет. Суммарное погружение за 105 млн. лет, исходя из кривой возраст—глубина, должно быть равно 3160 м. Началось это погружение с глубины 2400 м [5361 м — 3160 м + 199 м ($1/2$ от мощ-

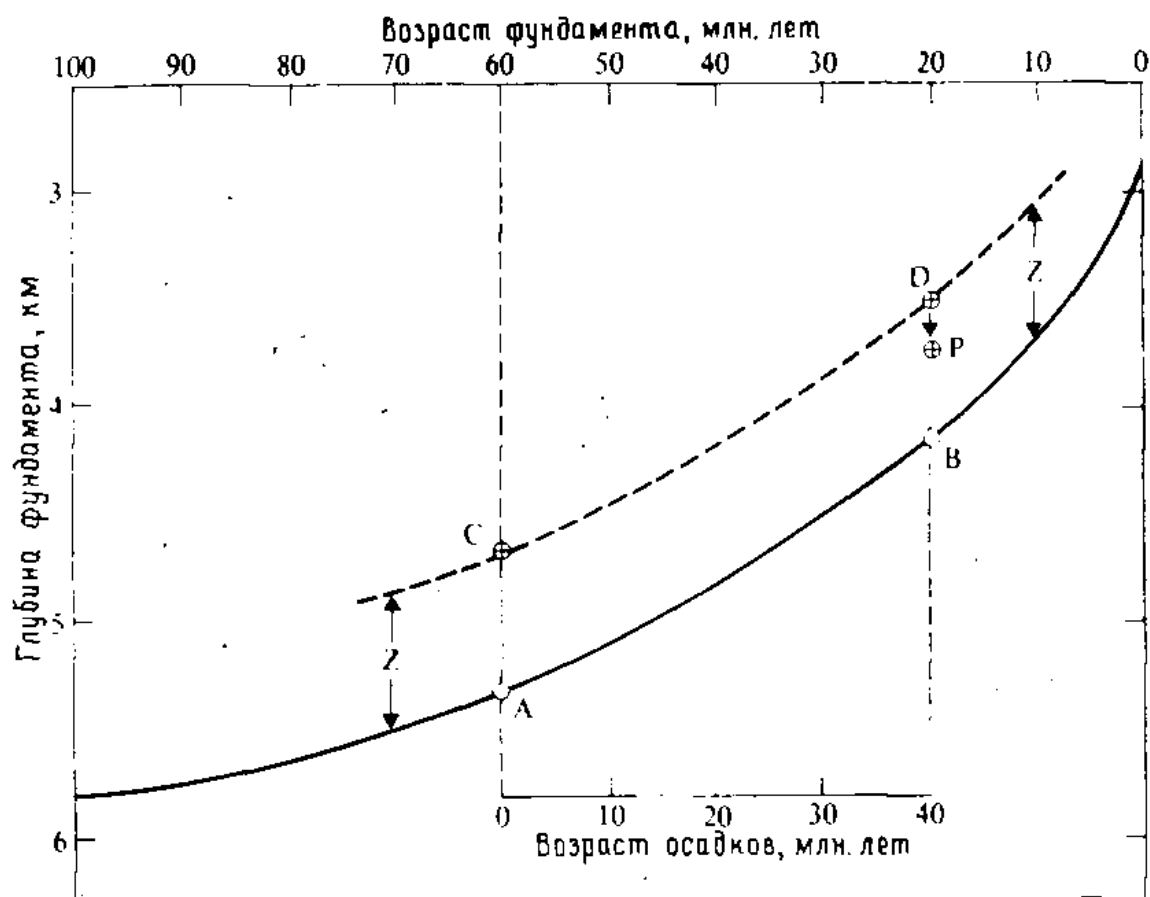


РИС. 8.2. Определение палеоглубин на основе идеализированной линии опускания коры при расширении океанического дна. *A* и *B* — современная глубина и палеоглубина (40 млн. лет назад) в соответствии с идеализированной кривой; *C* — действительная глубина в скважине; *D* — аналог *B* на параллельной кривой; *Z* — расстояние между *A* и *C*; *P* — окончательная палеоглубина после изостатической поправки на нагрузку [25].

ности осадков = 2400 м]. Линия погружения показывает, что известковые осадки накапливались до глубин 3500 м.

В четвертичное время фазы потепления характеризовались увеличением растворения карбонатов в тропиках, так что во время интергляциалов КГК была меньше. Заметные флюктуации были выявлены и в более далеком прошлом (рис. 8.4). В олигоцене КГК резко увеличилась после относительно неглубокого ее положения в меловом периоде, палеоцене и эоцене [3—4 км], затем вновь уменьшилась до 4 км в середине миоцена, после чего снова стала увеличиваться. Бергер и Уинтерер [25] связывают эти изменения с трансгрессиями и регрессиями. В эпохи высокого уровня моря, такие, как поздний мел и ранний палеоген, много CaCO_3 должно было осаждаться в эпиконтинентальных морях, и это могло вызвать уменьшение КГК. Олигоценовое возрастание КГК коррелируется с крупной регрессией, а уменьшение в миоцене — с последующей трансгрессией.

Нет данных, позволяющих по глубоководным скважинам определить КГК в домеловое время, но если офиолитовые ком-

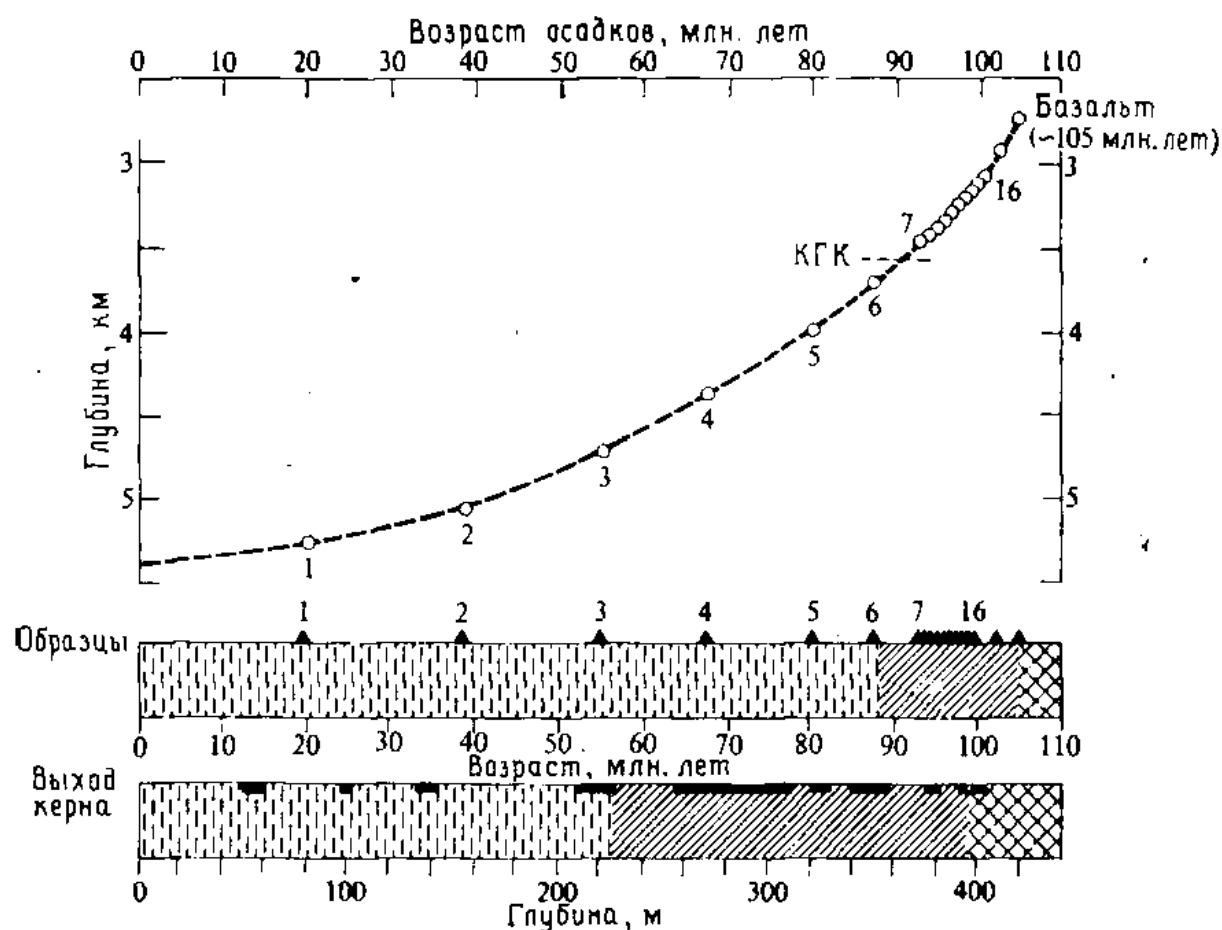


РИС. 8.3. Определение величины погружения по скважине 137 рейса 14 Проекта глубоководного бурения; Атлантический океан к западу от Канарских островов. Штриховка слева направо: глина, известковый ил, базальт. Объяснение в тексте [25].

плексы Средиземноморья действительно являются фрагментами древних срединно-океанических хребтов, следует обратить внимание на то, что юрские осадки, непосредственно перекрывающие подушечные базальты, как правило, представлены радиоларитами, а не пелагическими известняками. Это может означать, что КГК в меловое и третичное время резко возросла по сравнению с юрой в результате внезапного расцвета известкового микро- и нанопланктона, вызвавшего резкое увеличение поступления кальцитовых скелетов из поверхностных слоев воды.

Метод определения величины погружения в соединении с данными тектоники плит может быть использован для реконструкции палеобатиметрии и истории осадконакопления в океанах [411, 479, 480]. Можно сделать обоснованные выводы и об особенностях океанической циркуляции. Так, в Южной Атлантике свободной циркуляции между севером и югом, видимо, не было до сеноман-туронского времени. Она устанавливалась позже, когда поперечный барьер, образованный хребтами Риу-

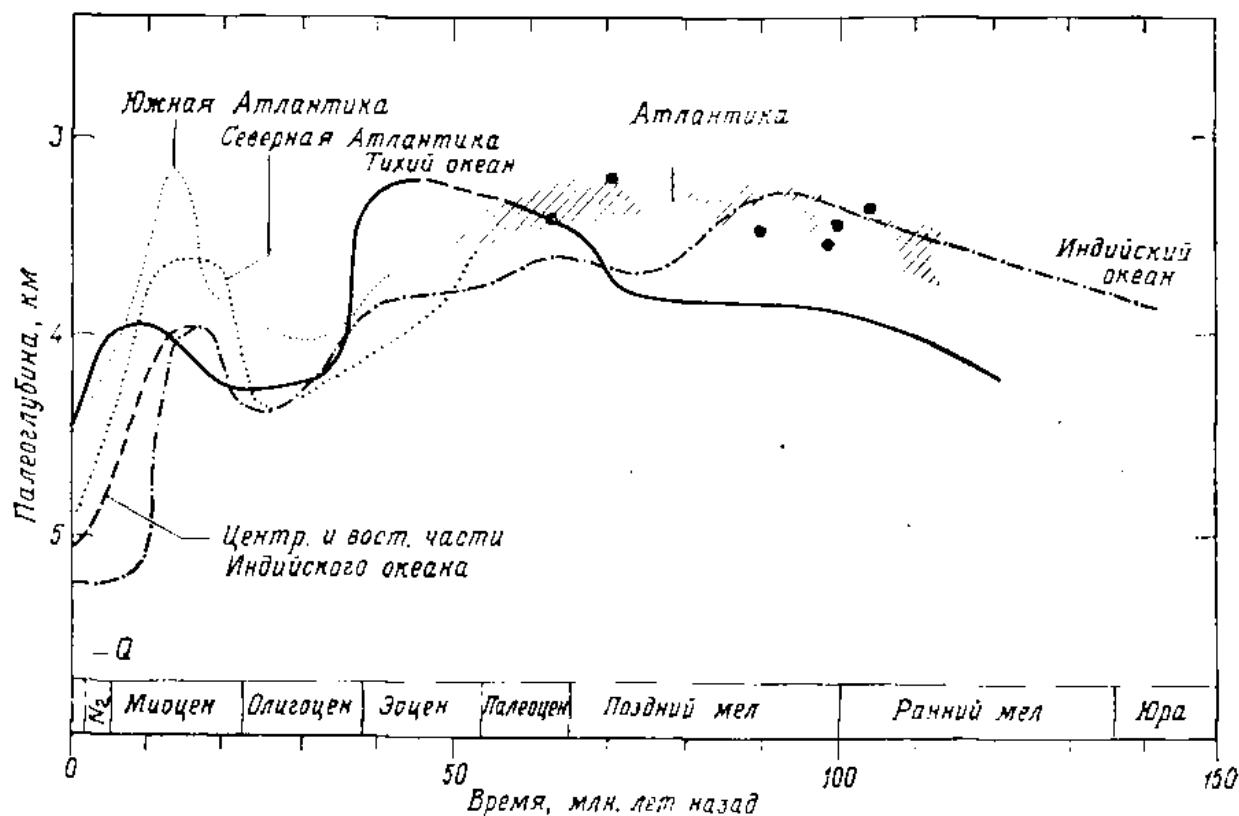


РИС. 8.4. Изменения критической глубины карбонатаккумуляции (КГК) во времени [478].

Гранди и Китовым, опустился ниже глубины 1 км. В конце мела с возникновением проливов глубиной 4 км открылась свободная связь с Северной Атлантикой, и характер циркуляции ниже глубины 1 км, вероятно, мало отличался от современного.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ПЕРЕРЫВЫ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

В кайнозое, согласно Девису и др. [95], для Атлантического, Тихого и Индийского океанов были характерны примерно одинаковые изменения темпа пелагического осадконакопления: высокие скорости в середине эоцена и от середины миоцена до настоящего времени и низкие скорости от палеоцена до раннего эоцена и от позднего эоцена до раннего миоцена. Эти изменения, по-видимому, не связаны с трансгрессиями и регрессиями, и авторы предпочитают объяснить их колебаниями климата и характера выветривания. Однако иногда средняя скорость осадконакопления может быть определена как низкая в разрезе, состоящем из довольно быстро накопившихся осадков, разделенных длительными перерывами.

Глубокие океанические бассейны традиционно считались зонами конечного накопления осадков. Поэтому одним из наибо-

лее неожиданных результатов Проекта глубоководного бурения было открытие многочисленных перерывов в кайнозойских разрезах океанов. Эрозия или отсутствие осадконакопления (non-deposition) на дне моря определяются динамическим равновесием между скоростью поступления осадка и скоростью его удаления в результате размыва или растворения. В областях с пелагическим осадконакоплением скорость поступления осадка определяется в основном продуктивностью поверхностных слоев воды. Поэтому перерывы в осадконакоплении наиболее характерны для тех районов океанического дна, которые расположены под относительно малопродуктивными центральными частями крупных круговоротов в областях высокого давления. Многие исследования показали существование глубоководных течений, которые могут подавлять осадконакопление, создавать такие осадочные текстуры, как песчаную рябь, и даже вызывать эрозию. Поэтому если обнаруживается перерыв, он может ассоциироваться со следами донных течений.

Существует общее мнение, что увеличение распространения перерывов в кайнозое связано с более быстрой циркуляцией придонных вод во время так называемой «толчеи в океанах» [26] вследствие разделения континентов и ухудшения климата. Мур и др. [338] выделяют три главных интервала глобального сгущения глатусов в разрезах океанических осадков.

1. *Маастрихт—палеоцен*. Предполагается, что этот интервал соответствует быстрому раскрытию Атлантического и Арктического океанов.

2. *Эоцен—олигоцен*. Это было время, когда вслед за отделением Австралии в эоцене и открытием пролива Дрейка в олигоцене возникла Циркумантарктическая система течений. С началом локального оледенения в Антарктиде в океане начали циркулировать плотные холодные придонные воды. Важное влияние на циркуляцию могло оказать и открытие пролива в Арктику через Норвежское море. Образование холодной глубоководной психросферы в позднем эоцене и раннем олигоцене резко отразилось на глубоководных бентосных остракодах и фораминиферах и вызвало вымирание многих видов [23, 83].

3. *Средний—поздний миоцен*. Образование южной полярной ледниковой шапки должно было вызвать существенное охлаждение аптарктических вод, что привело к появлению быстрых течений холодной воды к северу через всю океаническую систему; при этом свободное сообщение существовало по всей длине Атлантического океана до Арктики.

Менее значительный эпизод образования перерывов приходится на пллоцен, и полагают, что он связан с началом оледенения в северном полушарии. К тому же поднятие Центрально-американского перешейка около 3,5 млн. лет назад не только

затруднило связь Атлантического и Тихого океанов, но и вызвало изменение гидродинамики Атлантического океана, вероятно усилив Гольфстрим [26]. Относительная редкость перерывов в верхнем мезозое океанов указывает на менее сильную придонную циркуляцию. Однако, по-видимому, в туроне гнатусы формировались часто [131]. Система поверхностных течений в мезозое должна была заметно отличаться от современной из-за иного расположения континентов. Лайендик и др. [304] на основе модели планетарных вихрей попытались воссоздать циркуляцию в свободном ото льда северном полушарии для середины мела. В пределах протяженного экваториального океана Тетис, разделявшего Лавразию и Гондвану, вплоть до 20° с. ш. доминировало течение, направленное к западу. На севере Тихого и Атлантического океанов в областях высокого давления развивались круговороты с движением воды по часовой стрелке.

КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Одним из первых интересных результатов, полученных в рамках Проекта глубоководного бурения, было открытие горизонта среднеэоценовых кремней в Центральной Атлантике, который на ранних стадиях Проекта доставлял большие неприятности бурению. Другие горизонты кремней приурочены к более древним осадкам вплоть до верхнего мела. Кремни того же возраста были вскрыты в экваториальной части Тихого океана. Хотя в экваториальных частях Тихого и Индийского океанов развиты современные кремнистые илы, в Атлантическом океане соответствующей зоны нет (рис. 3.9). Наиболее вероятная причина — различия в водной циркуляции. Рамсей [369] считает, что богатые питательными веществами воды ранее проникали в Атлантику из высокопродуктивной экваториальной части Тихого океана (рис. 8.5).

Источник кремнезема был главным образом биогенным, хотя разложение вулканического материала также могло вносить свой вклад в образование кремней, по крайней мере атлантических. При изучении кернового материала установлена последовательность стадий перекристаллизации от первичного биогенного опала через слабо упорядоченный кристобалит к скрытокристаллическому кварцу (халцедону). Верхнемеловые и третичные кремнистые осадки сложены преимущественно кристобалитом, и Калверт [52] считает, что их следует называть не кремнями, а *порцелланитами*. Домеловые кремнистые породы сложены главным образом кварцем.

Распределение олигоценовых и неогеновых кремнистых осадков напоминает современное, а резкое прекращение накопления

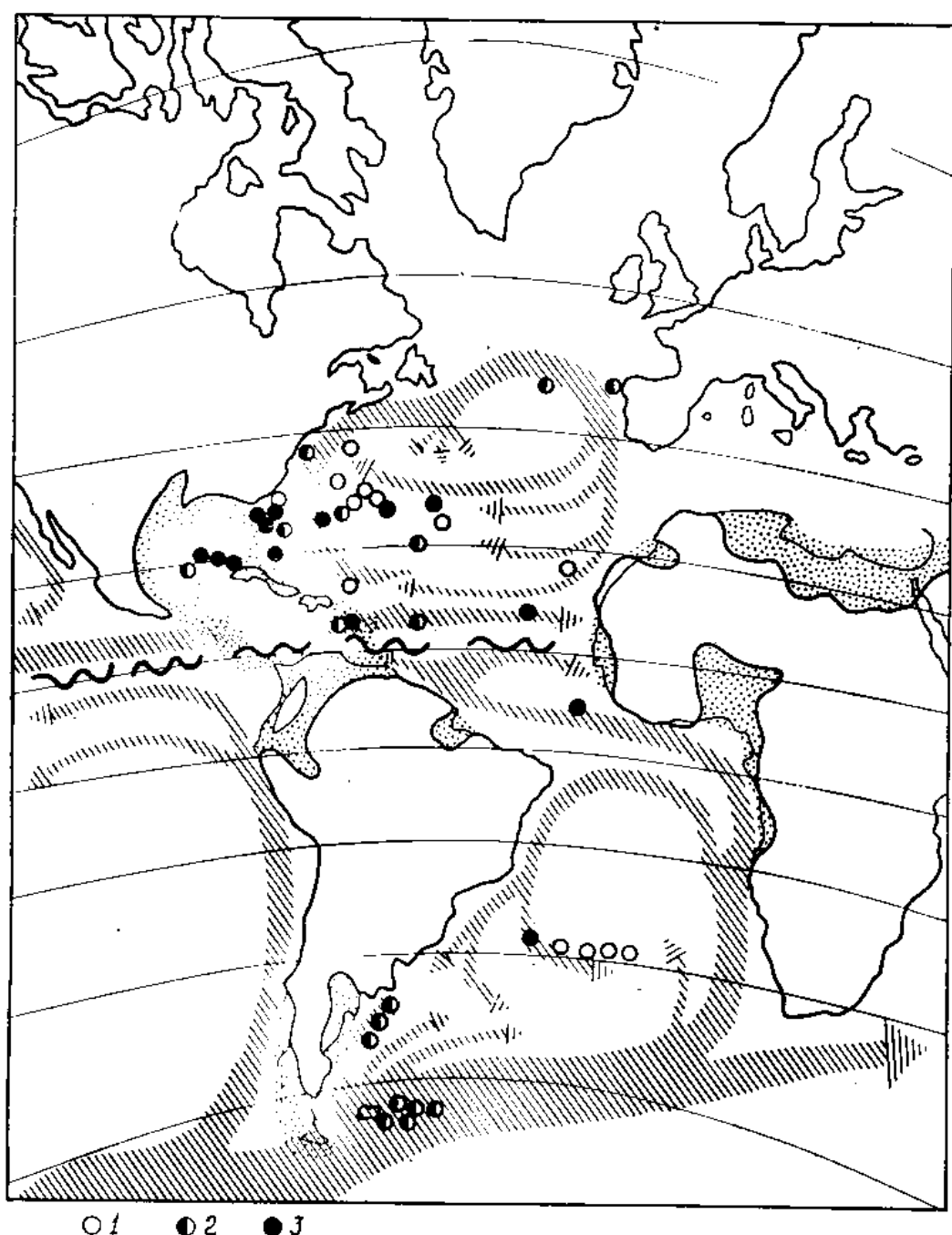


РИС. 8.5. Распространение кремней и предполагаемый характер циркуляции в эоценовом Атлантическом океане. 1 — известковые илы; 2 — известково-кремнистые илы; 3 — кремни. На континентах точками заштрихованы области шельфов [369].

эоценовых кремней в Атлантике, вероятно, связано с олигоценным увеличением КГК.

ОСАДКИ, ФОРМИРОВАВШИЕСЯ В БЕСКИСЛОРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

В гл. 3 было показано, что придонные воды современных океанов богаты кислородом. Исключение составляют лишь некоторые окруженные сушей или краевые «замкнутые бассейны»,

отделенные от Мирового океана мелководными порогами. В них наблюдается тенденция к стратификации воды и застою на глубине. Поэтому ниже той зоны, где кислород замещается бактериальным сероводородом, накапливаются тонкослоистые битуминозные илы. Участники первых рейсов по Проекту глубоководного бурения были заинтригованы, обнаружив в середине мела маломощные горизонты тонкослоистых черных битуминозных сланцев и аргиллитов, переслаивающихся с более светлыми биотурбированными аргиллитами. Большая часть органического вещества этих пород имеет планктонное происхождение, но на востоке Центральной Атлантики в них было обнаружено высокое содержание детрита наземных растений. Не приходится удивляться, что для объяснения происхождения этих отложений была применена модель замкнутого бассейна, которая казалась достаточно правдоподобной, так как в это время Атлантический океан был значительно уже, и в нем, вероятно, существовали многочисленные топографические препятствия для свободной циркуляции воды.

Однако такое объяснение оказалось совершенно неприменимым для богатых органическим веществом отложений середины мела на возвышенностях Хесса и Шатского в северо-западной части Тихого океана и на плато Манихики на юге его центральной части. Вулканокластические барремские и аптские отложения на плато Манихики особенно интересны, так как содержат до 29 % органического углерода. Кроме того, битуминозные отложения были установлены в альбских и сеноманских отложениях Индийского океана, поэтому можно предполагать, что все они связаны с каким-то глобальным явлением.

Чтобы это подтвердить, необходимо рассмотреть данные по разновозрастным породам континентов, и действительно оказывается, что во многих случаях, особенно в Северной Америке, на континентальных окраинах океана Тетис и в Северо-Западной Европе черные битуминозные породы развиты на тех же уровнях, что и в океане. Дженкинс [250] выделил три главных интервала глобального распространения таких фаций: поздний баррем—альб, переход от сеномана к турону и в меньшей степени коньяк—сантон.

Теперь можно задать вопрос: какая океанографическая ситуация может способствовать созданию бескислородных условий и на мелководье порядка 300 м (отнюдь не преуменьшенная оценка для горизонта Блэк-Бенд на границе сеномана и турона в толще писчего мела северо-восточной Англии), и на глубинах 2000—3000 м на возвышенностях Тихого океана? Отвечая на этот вопрос, Шлангер и Дженкинс [402] и другие исследователи предполагают существование в океане более мощного, чем теперь, обедненного кислородом слоя (рис. 8.6). Интерпретация

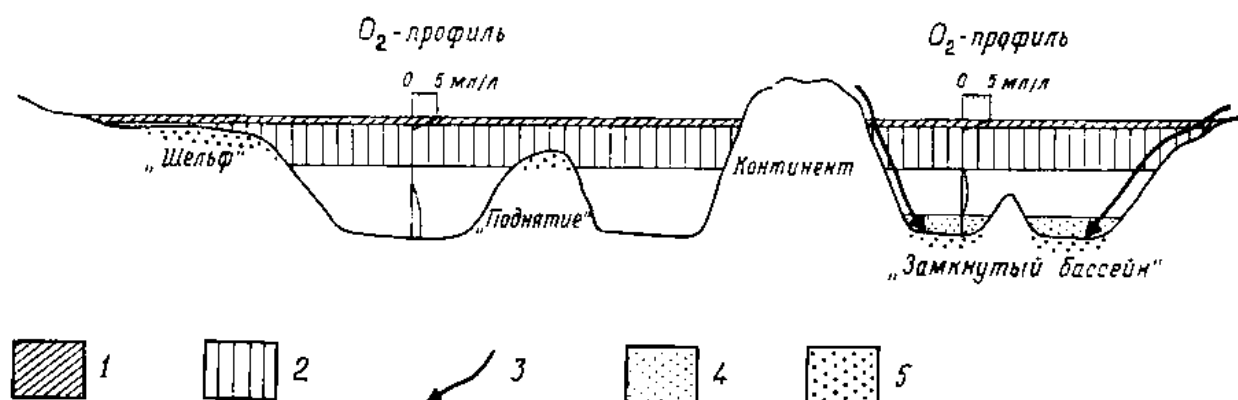


РИС. 8.6. Плотностная стратификация океана во время бескислородного события [402]. 1 — верхний перемешанный слой с высоким уровнем связывания углерода; 2 — слой с минимальным содержанием кислорода; 3 — детрит наземных растений; 4 — застойные придонные воды; 5 — различные типы богатых углеродом осадков.

Шлангера и Дженкинса учитывает и свидетельства значительной трансгрессии в середине и конце мела, о которой говорилось в гл. 6. Предполагается, что резкое увеличение площади эпиконтинентальных морей стимулировало развитие морского планктона (см. гл. 5), при этом важным побочным результатом затопления покрытых густой растительностью континентов был снос в море растительного детрита. Увеличение генерации сероводорода бактериями привело к распространению бескислородного слоя как вверх до глубоководных частей эпиконтинентальных морей, так и вниз, в океаны, до вершин некоторых океанических возвышенностей.

То, что на значительных площадях морского дна вода в той или иной степени была обеднена кислородом, согласуется со значительно более вялой глубоководной циркуляцией, которая должна была возникать в период климатического равновесия, потому, что в настоящее время главный двигатель быстрой циркуляции — это полярные льды, которые охлаждают и делают более плотными пограничные с ними воды. Кроме того, в более теплой воде кислород растворяется хуже.

Хотя такое объяснение выглядит значительно удовлетворительнее, чем модель изолированного бассейна, еще остаются требующие объяснения проблемы. Так, предполагаемые эпохи распространения бескислородных условий удовлетворительно соответствуют показанным на графике Ханкока и Кауффмана (рис. 6.10) максимумам трансгрессий в альбе, сеноман-туроне и коньяк-сантоне. Однако не выявлено никаких осадков, указывающих на бескислородные условия, соответствующие крупной кампанской трансгрессии. Юра также была периодом с ровным климатом, и в оксфорде была большая трансгрессия. Тем

ШЕЛЬФ

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

ОКЕАН



РИС. 8.7. Модель океанического осадконакопления в меловом периоде во время трансгрессии, охватывавшей области от ложа океана до шельфа [250].

не менее оксфордские отложения на западе Северной Атлантики (наиболее древние породы из до сих пор вскрытых глубоководным бурением) включают осадки, хорошо сопоставимые с аммонитико-россо Средиземноморья, которые, без сомнения, отлагались в воде, насыщенной кислородом [28].

О времени проявления более ранних «бескислородных событий» из-за отсутствия океанических разрезов можно только строить предположения. В юре наиболее вероятной датой является ранний тоар, который был временем большой трансгрессии, когда битуминозные сланцы отлагались на нескольких континентах (см. гл. 5). В палеозое это, по-видимому, поздний девон (фамен), когда фации битуминозных сланцев были широко распространены в Северной Америке и в Европе. Возможные позднеордовикские и раннесилурийские примеры обсуждались Леггетом [297].

Открытие в глубоких частях океанов меловых отложений, накопившихся в бескислородных условиях, побудило Райана и Читу [391] попытаться оценить их объем и среднее содержание в них углерода. Они подсчитали, что эти отложения содержат на порядок больше углерода, чем все известные месторождения угля и нефти. Поэтому они должны образовать огромный резервуар углерода и серы (в результате выделения сульфидов железа). Райан и Чита доказывают, что следствием накопления этих отложений было значительное увеличение содержания кислорода в атмосфере, но трудно предложить независимый метод проверки этой интересной идеи.

По мнению Дженкинса [250], с тенденцией к застою в значительной части Мирового океана связано более широкое распространение эпиконтинентальных фосфоритов и глауконита в меловое время по сравнению с более ранними этапами, поскольку для формирования этих отложений благоприятны восстановительные условия (рис. 8.7). Однако наиболее богатые фосфоритами отложения в поясе, протягивающемся от Марокко до Ирака, по-видимому, слишком молоды, чтобы подтверждать эту гипотезу; их возраст колеблется главным образом от маастрихта до эоцена. Более того, требуется доказать, что явления апвеллинга, с которыми обычно связывается образование фосфоритов, могут не ослабляться в периоды вялой океанической циркуляции. С другой стороны, фосфориты, о которых идет речь, встречаются совместно с черными сланцами. Поэтому применение предложенной Геккелом [209] и рассмотренной в гл. 5 модели отложения фосфатоносных черных сланцев может пролить больше света на условия формирования подобных пород.

МОДЕЛЬ ФИШЕРА И АРТУРА

С появлением такого изобилия новой информации об океанах возникло естественное стремление синтезировать ее и рассмотреть некоторые общие причины изменений, которые могли бы объяснить широкое разнообразие наблюдаемых фактов. Даже если такие построения оказываются в некоторых отношениях недостаточными, они являются необходимой частью любой науки, потому что направляют последующие исследования.

Самой общей из до сих пор предложенных является модель Фишера и Артура [131]. Эти авторы предполагают, что на протяжении последних 200 млн. лет наблюдалось циклическое чередование *политаксонных* и *олиготаксонных* интервалов. Политаксонные интервалы характеризуются разнообразием органического мира, более высокими и более равномерными температурами океанов, непрерывным пелагическим осадконакоплением, распространением бескислородных условий в морях, эвстатическими повышениями уровня моря и увеличением отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в морских известковых организмах и органическом веществе.

Олиготаксонные интервалы, напротив, характеризуются более низкими температурами морской воды, более отчетливыми широтным и вертикальным температурными градиентами, перерывами в подводном осадконакоплении, морскими регрессиями, отсутствием в океанах бескислородных условий и небольшими значениями отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Распад пелагических сообществ выражается в уменьшении их таксономического разнообразия, исчезновении крупных хищников и в расцвете оппортунистических¹ видов. В течение политаксонных интервалов теплый, глобально ровный климат приводит к ограничению конвекции в океанах, что вызывает расширение обедненного кислородом слоя и его дальнейшую деоксигенацию, в то время как эпизоды более холодного климата приводят к увеличению скоростей циркуляции и большему насыщению кислородом океанических вод. Начиная с триаса распознается не менее восьми циклов таких изменений, каждый длительностью около 32 млн. лет, а современный мир находится в олиготаксонной фазе.

Рассмотрим в общих чертах те данные, которые Фишер и Артур приводят в поддержку своей модели.

Изменение разнообразия органического мира может быть графически изображено в виде простой зависимости количества ископаемых таксонов от времени. Фишер и Артур выделили

¹ Оппортунистические виды — виды, способные жить в суровых и изменчивых условиях; их внезапное появление среди нормальной биоты означает, что обстановка становится существенно нестабильной и специализированные формы подавляются. — *Прим. ред.*

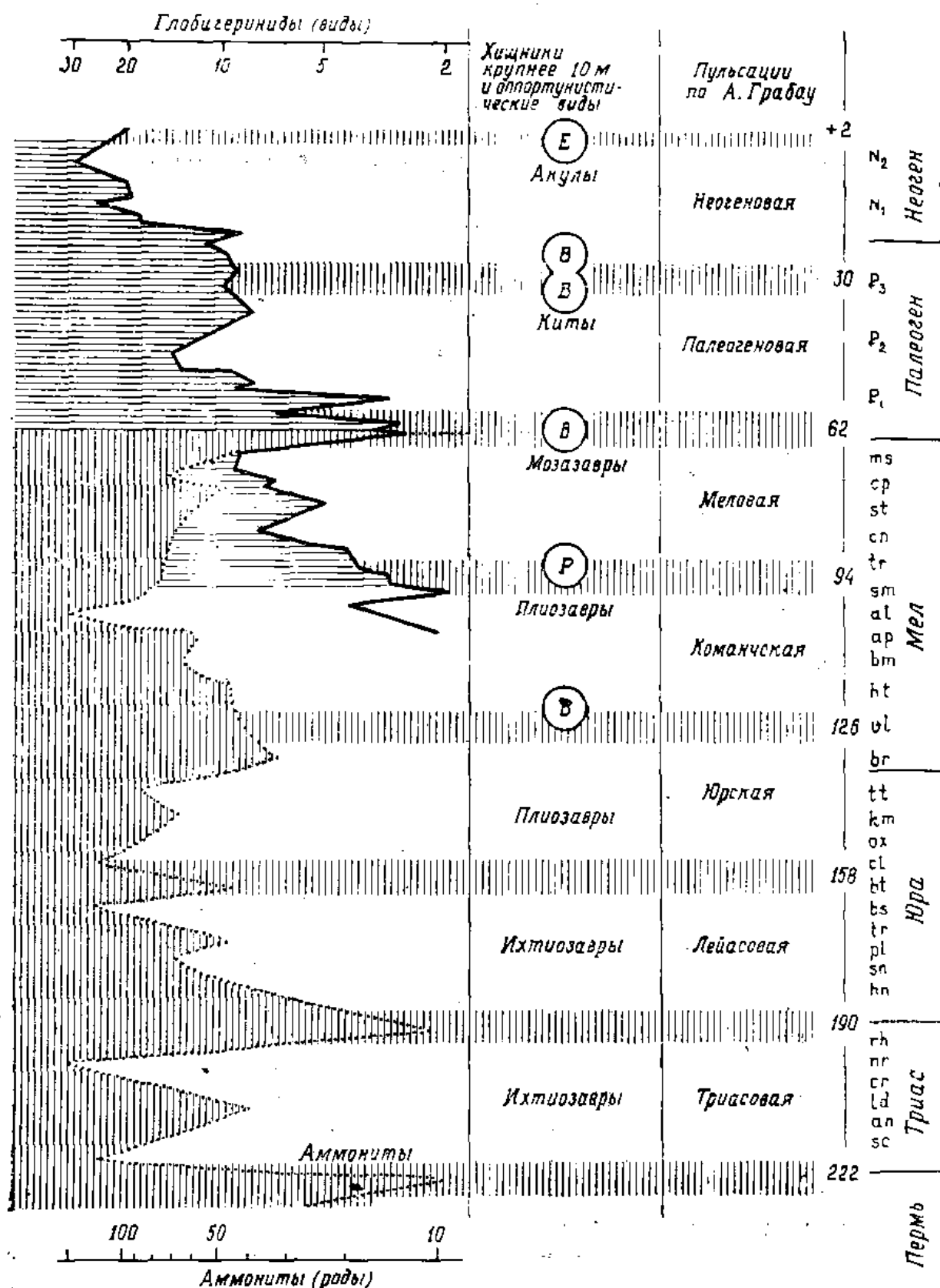


РИС. 8.8. Циклы Фишера—Артура: изменения разнообразия важных фаунистических групп после палеозоя и возможная их корреляция с распространением крупных хищников и оппортунистических видов. Продолжительность циклов 32 млн. лет. В — *Braarudosphaera*; Р — *Pithonella*; Е — *Ethemodiscus* [131].

серию в общем совпадающих максимумов и минимумов для ряда групп растений и животных, из которых наиболее интересными, вероятно, являются пелагические беспозвоночные, такие, как аммониты и глобигериниды (рис. 8.8). Самыми характерными особенностями в изменении разнообразия аммонитов являются хорошо выраженные минимумы в конце триаса и в конце мела и максимумы в позднем триасе и в середине мела. У глобигеринид постепенный рост разнообразия прерывался заметными минимумами в конце мела и в олигоцене. Минимумы в разнообразии органического мира являются первым признаком олиготаксонных эпизодов (что в конце концов и отражено самим термином). В меловое и третичное время эти эпизоды маркировались также массовым развитием нескольких характерных видов, в особенности *Braarudosphaera* из кокколитофорид, который в настоящее время встречается в некоторых заливах и может переносить условия, не благоприятные для нормальных пелагических организмов. Такие организмы, которые спорадически достигают высокой численности в условиях высокого стресса (что указывает на их большую репродуктивную способность), называются *оппортунистическими*. Другим важным показателем является максимальный размер хищников, которые становятся крупнее во время политаксонных интервалов; предполагается, что «сверххищники» отражают усложнение структуры сообщества.

Анализ температурных изменений, основанный на изотопах кислорода, обнаруживает аналогичную цикличность (рис. 8.9). Обратите внимание прежде всего на альбский, эоценовый и миоценовый максимумы и маастрихт-палеоценовый и олигоценый минимумы. Кривая степени окисления, показанная на той же диаграмме, основана на цвете и других особенностях осадков. Так, черные осадки означают условия слабого окисления, а красные — сильного. Апт-альбский и коньяк-сантонский интервалы низкой степени окисления чередуются с этапами высокой степени окисления, приуроченными к турону и к границе мела с третичным периодом.

Фишер и Артур обращают внимание на временные флюктуации отношения изотопов $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в фораминиферах и органическом веществе осадков. Большая часть углерода в организмах и осадках является результатом его фотосинтетической фиксации, в процессе которой продукты фотосинтеза обогащаются легким изотопом. Поэтому органическое вещество живых фотосинтезирующих организмов обогащено ^{12}C , а атмосфера и гидросфера соответственно обеднены. Перевод органического углерода в осадок приводит к обогащению океанического резервуара более тяжелым изотопом, а накопление карбонатов должно оказывать противоположное действие. В пелагических

осадках типичных политаксонных интервалов, таких, как апт—альб, обычно наблюдается высокое содержание органического углерода при относительно малых содержаниях карбоната. Суммарный эффект должен приводить к увеличению содержания ^{13}C в океаническом бассейне, и карбонат раковин должен отражать это. Содержание ^{13}C заметно увеличивается в альбе, который выделяется как крупное бескислородное событие (рис. 8.9). Морские трансгрессивные пульсации обозначены на рис. 8.8, а связанные с ними подъемы критической глубины карбоната накопления и минимумы в распространении глубоководных перерывов показаны на рис. 8.9.

Оценка этих доводов — нелегкое дело, так как каждая из кривых Фишера и Артура является обобщением массы самых разных данных, иногда противоречивых, — от точных количественных сведений до субъективных качественных оценок (например, степени окисления осадков). По-видимому, проще указать на следующие слабые места главного тезиса о правильной цикличности, обусловленной единой причиной:

1. Изучение вариаций разнообразия органического мира во времени соприкасается со сложной проблемой массовых вымираний, которая рассмотрена ниже, в гл. 10. Массовые вымирания, естественно, вызывают сильное уменьшение разнообразия, и требуется много времени, прежде чем адаптивная радиация переживших видов сможет поднять это разнообразие до прежнего уровня. Такие вымирания по-разному затрагивают различные группы организмов и могут вызываться многими причинами, так что каждый случай должен рассматриваться отдельно. Кроме того, в поздне меловое и третичное время происходило заметное увеличение разнообразия многих групп, вероятно сопровождаемое возрастанием степени эндемизма в результате континентальной изоляции и более отчетливого обособления экологических ниш в условиях более резко выраженной широтной климатической зональности [477]. Влияние этого длительно действовавшего фактора должно быть тщательно изучено.

2. Палеотемпературная кривая может быть охарактеризована как достаточно точная для третичного периода, менее точная для мела и явно вводящая в заблуждение для юры. Юрская часть в основном базируется на сомнительных данных по белемнитам, собранным на суше, а данные по океанам пока недостаточны.

3. Колебания КГК прослежены только до эоцена. Для более раннего времени на кривых (правда, генерализованных) цикличность прослеживается не четко.

4. Данные об эоценовых и миоценовых отложениях, формировавшихся в глубоководных бескислородных условиях, в сравнении с данными о таких же отложениях середины мела слиш-

ком недостаточны даже с учетом возможного влияния более активной океанической циркуляции в миоцене. Альб указан как время особенно широкого распространения бескислородных условий, что, по-видимому, делает хорошо известный альбский красный мел северо-восточной Англии явным исключением. С другой стороны, бат-келловейское время показано как олиготаксонный интервал, однако келловейские битуминозные сланцы широко распространены в Северо-Западной Европе, а к позднему бату и раннему келловею приурочена крупная трансгрессия.

5. В Южной Атлантике осадки, богатые *Braarudosphaera*, встречаются спорадически, но не циклично, как полагают Фишер и Артур, и, по мнению Ван Андела и др. [480], их происхождение остается загадкой.

Уязвимость для критики в деталях — это участь любой попытки столь широкого синтеза, и поэтому те, кто полностью отрицает модель Фишера и Артура, рискуют вместе с водой выплеснуть и ребенка. Лично я считаю, что этот исключительный ребенок слишком жизнеспособен, чтобы подвергнуться такой участи, хотя я очень сомневаюсь, что в его поведении обнаруживается столь простая цикличность. Данные по третичному периоду впечатляют, но более ранние этапы истории Земли пока еще в значительной степени скрыты от нас. Едва ли можно сомневаться в том, что первая задача ученого — стимулировать мысль, а с этим Фишер и Артур справились превосходно.

ЭВАПОРИТОВЫЕ БАССЕЙНЫ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Будучи почти полностью окружено сушей, Средиземное море, как правило, не считается частью главной системы океанов, однако его глубина достигает нескольких километров. В двух рейсах, осуществленных в Средиземном море по Проекту глубоководного бурения, получены интереснейшие данные, которые уместно рассмотреть в этой главе.

Одним из таких открытий явилось обнаружение в четвертичных отложениях восточной части Средиземного моря битуминозных илов. Эти илы свидетельствуют о неоднократном возникновении застойных условий, что, по-видимому, было следствием плотностного расслоения воды по солености в результате поверхностного притока вод Черного моря, разбавленных при таянии льдов во время заключительных фаз отступления ледника [26].

Гораздо более загадочным было то, что на дне глубоководных впадин Средиземного моря под несколькими сотнями метров глин были обнаружены толщи эвапоритов мощностью в не-

сколько километров. Предположения о том, что под Средиземным морем имеются отложения солей, возникали еще раньше — после того как сейсмическими исследованиями (методом отраженных волн) были обнаружены диапировые структуры дна, но возраст этих отложений оставался спорным. В 1970 г. по результатам глубоководного бурения было установлено, что эвапоритовые отложения образовались в самом конце миоцена — в мессинии. Следовательно, их возраст тот же, что и у гораздо менее мощных эвапоритов, встречаемых в разных странах Средиземноморского региона и, как правило, считающихся результатом осадконакопления в мелководных морях или лагунах. Отмечавшиеся резкие фаунистические изменения связывались с так называемым мессинским «кризисом солености».

Сразу же возникла проблема: могли ли обнаруженные в море эвапориты образоваться в результате испарения в глубоководной Средиземноморской впадине при постоянном притоке воды из Атлантического океана и при уровне моря только немного более низком, чем уровень Мирового океана? Это соответствовало бы модели, предложенной в 1969 г. Шмальцем [404]. Или же они отложились в мелководных условиях, как это предполагается относительно пород, обнажающихся на суше, но в условиях постепенного прогибания, достигшего нескольких километров? Сю и др. [224] предпочли третью, более эффективную, гипотезу об осушении глубоких впадин Средиземноморского региона, которые временами были полностью изолированы от Атлантического океана. Отложение эвапоритов происходило, согласно этой гипотезе, на себхах и в пустынных соленых озерах, уровень которых был на несколько километров ниже уровня Мирового океана.

Главные аргументы в пользу этого радикального взгляда, который, по мнению Сю [219], может объяснить происхождение и других «соляных гигантов» в разрезах геологического прошлого, сводятся к следующему. Мессинские эвапориты подстилаются и перекрываются пелагическими илами, фауна которых указывает на глубоководные условия осадконакопления. Однако во многих эвапоритах найдены убедительные свидетельства мелководной обстановки или условий прибрежной части моря. Так, обычно встречаемый ангидрит (сульфат кальция) — это минерал, образующийся при сравнительно высоких температурах, и он типичен для отложений себхи или солончакового озера; столь же часто в керне скважин обнаруживаются текстуры, которые считаются характерными для приливно-отливных отмелей или себх: желваковый или ноздреватый ангидрит и строматолиты. Трещины усыхания и косая слоистость в прослоях алевроитов представляют собой дополнительные свидетельства субэвраль-ных условий образования эвапоритов. Подтверждается это и

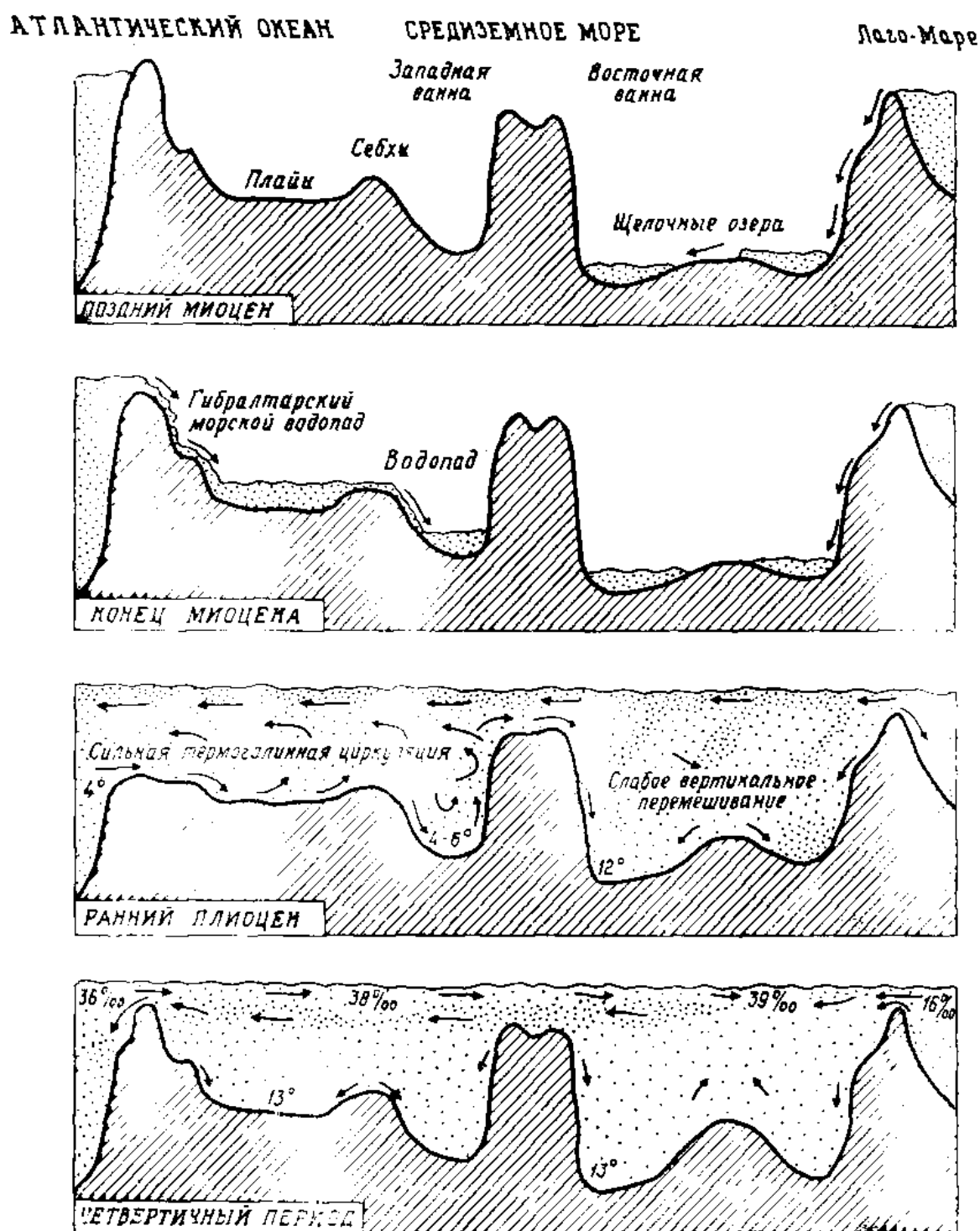


РИС. 8.10. Идеализированные широтные профили через Средиземное море для различных интервалов позднего кайнозоя [62].

материалами изучения ущелий и долин, погребенных под отложениями рек, впадающих в Средиземное море, таких, как Нил. Из этих данных следует, что в недавнем прошлом базис эрозии располагался гораздо ниже, чем сейчас.

Объясняя резкую смену эвапоритов плиоценовыми пелагическими илами, Сю [220] изображает высохшее Средиземное море как гигантскую ванну (рис. 8.10), в которую вода из Ат-

лантического океана влилась через Гибралтарский пролив таким мощным водопадом, по сравнению с которым Ниагару можно считать не более чем тонкой струйкой.

Сказать только, что эта идея вызвала некоторые возражения, было бы просто английской сдержанностью. На конференции, проведенной по этому вопросу в Утрехте [110], участники четко разделились на два лагеря, причем большинство, представленное сухопутными геологами, было за мелководный режим, а геологи Проекта глубоководного бурения — за модель высыхания глубоководного бассейна. Установилось, однако, общее согласие относительно мелководного происхождения самих эвапоритов и относительно того, что эвапориты, обнажающиеся на суше, и их аналоги, залегающие под глубоководными впадинами, весьма родственны друг другу.

Прежде чем сопоставлять достоинства обеих гипотез, полезно рассмотреть еще некоторые факты. В сравнительно хорошо изученном разрезе Сицилии домессинские верхнемиоценовые отложения, сформировавшиеся, по-видимому, на средних глубинах моря, резко сменяются Нижней эвапоритовой пачкой, состоящей из галита, полигалита и ангидрита; эта пачка несогласно перекрывается Верхней эвапоритовой пачкой, представленной гипсом и мергелями. Материалы бурения и сейсморазведки позволяют предположить, что эвапориты глубоководных впадин имеют такое же двучленное деление. Главная толща соли (Нижние эвапориты) достигает в Левантинской впадине мощности несколько километров; перекрывающие их Верхние эвапориты, состоящие из ангидрита, галита и карбонатов, имеют меньшую мощность и более широко распространены.

Фацции наземных и морских разрезов в деталях очень сходны. В тех и других имеются признаки отложения как в условиях себхи или соленого озера, о чем здесь уже говорилось, так и в морских условиях. Так, в некоторых горизонтах встречаются обширные ангидрит-кальцитовые прослои, а в отдельных кальцитовых прослоях наземных разрезов встречены довольно однообразные кокколиты [385]. Включения глин с пелагическими микрофоссилиями и оползневые блоки эвапоритовых турбидитов подтверждают, что осадконакопление происходило на значительной глубине. Очевидно, здесь мы сталкиваемся с целым рядом различных природных обстановок: эвапориты, по-видимому, формировались на разных глубинах моря.

В конце мессиния произошла резкая смена обстановки и появились солоноватые и пресные озера, что устанавливается по остракодам. Этим озерам дано название *Лаго-Маре* (Озеро-Море). Предполагается, что такое развитие событий связано с быстрым затоплением Средиземноморья водами восточноевропейского внутреннего моря Паратетис, которое в середине мио-

цена было отделено от района Средиземного моря, так что пресные воды многих рек Евразии не могли туда поступать [225].

Специалисты указывают, что модель высыхания глубоководных впадин имеет ряд слабых мест. Если бы на Гибралтарском пороге действительно возникал гигантский водопад, то у западной оконечности Средиземного моря должен был происходить значительный размыв, что пока не подтверждается никакими данными. Близкое сходство (кроме мощности) эвапоритов, залегающих на суше и под морем, указывает на латеральную непрерывность осадконакопления, откуда следует, что области современной суши поднялись в плиоцен-четвертичное время на несколько километров. Таким образом, нельзя недооценивать роль крупных вертикальных тектонических движений. С другой стороны, если наземные эвапориты были отложены на значительно более высоком уровне по сравнению с поверхностью дна океана, то почему же эти отложения не были смыты с шельфа в глубоководную впадину? Сведения о погребенных долинах рек не дают определенного ответа. Везде, кроме сильно погруженной дельты Нила, эти долины заглублены только на несколько сот метров, тогда как дно высохшего Средиземного моря располагалось, согласно изложенной гипотезе, не менее чем на 2 км ниже уровня океана. Кроме того, время углубления долин точно не установлено; вполне возможно, что врезание произошло уже после мессиния.

Ясно, что в этих обстоятельствах решающее значение имеют батиметрические оценки, получаемые по микрофоссилиям. Материалы такого рода удалось собрать в рейсе 42-А, проведенном по Программе глубоководного бурения. Скважины, пробуренные в Балеарской впадине, прошли через эвапориты в подстилающие их миоценовые пелагические глины, содержащие бентосные фораминиферы и остракоды, по которым глубина бассейна в середине миоцена была оценена примерно в 1500 м. Это убедило участвовавших в рейсе ученых [225], что впадина образовалась *раньше* мессиния: она возникла в результате рифтообразования в самом конце олигоцена или в начале миоцена, что и было расценено как решающий довод в пользу модели глубокой впадины.

Определение точной глубины отложения осадков — одна из самых коварных проблем, с какими сталкивается геолог; всегда возникает вопрос, насколько надежны оценки, получаемые по ископаемым органическим остаткам. Никто всерьез не сомневается, что и до-, и послемессинские пелагические глины образовались при значительной глубине воды, но менее ясно, составляла ли эта глубина несколько сотен метров или несколько километров. Поскольку в странах, расположенных вокруг Средиземного моря, пелагические глины определенно оказались под-

нятым на значительную высоту, вполне можно предположить, что в средиземноморских впадинах произошло сравнимое по величине опускание. При такой трактовке по-прежнему получается, что уровень воды во время образования эвапоритов должен быть ниже, чем уровень океана, но не настолько, как это предполагается в крайнем варианте модели высыхания глубоких впадин, отрицающем важную роль эпейрогенических движений. Если погребенные долины действительно были врезаны в течение мессинского времени, то по ним можно было бы установить истинный уровень воды. Как и во многих других научных спорах, когда высказываются диаметрально противоположные мнения, наилучшее решение надо, вероятно, искать в сближении разных оценок. Геотектоническое значение того, какую из альтернативных моделей (мелководных условий или глубокой впадины) мы выберем, очень велико: первая модель подразумевает, что неогеновые отложения Балеарской впадины подстилаются континентальной корой, а по второй модели они залегают на океанической коре.

Более широкий подход к данной проблеме проявился в работе Адамса и др. [3], в которой мессинский кризис солёности рассматривается в связи с эвстатическими изменениями и движениями плит, приведшими к столкновению континентов, в результате чего Средиземное море практически полностью отделилось от Атлантического океана. Поступление воды из Атлантики продолжалось либо через Гибралтар, либо через проливы, существовавшие на месте Марокканского Рифа или Кордильеры Бетико, причем последнее считается наиболее вероятным. Кризис солёности не мог начаться, пока Андалузский проход не стал достаточно мелководным, чтобы служить препятствием для обратного потока воды из Средиземного моря. Только после этого создались условия для концентрации соли. Первоначально там, вероятно, был широкий мелководный пролив, по которому вода текла с запада на восток, а затем на этом месте образовался ряд узких мощных водопадов.

Имеются данные по всему миру о позднемиоценовой регрессии и о других свидетельствах (упоминавшихся в гл. 7) образования в середине миоцена антарктического ледникового покрова. Обусловленное этим падение уровня моря примерно на 50—70 м согласуется с данными об увеличении объема льда, полученными по материалам изотопного анализа. Подсчитано, что изоляция Средиземноморского бассейна привела к осаждению более чем одного миллиона кубических километров гипса и солей. Для этого требовался объем воды в тридцать раз больше современного Средиземного моря, а накопление такого количества солей означает выпадение приблизительно 6 % всех солей, растворенных в воде океанов. Вполне допустимо, что это

могло вызвать в миоцене оледенение: понижение солености в высоких широтах было достаточным для повышения точки замерзания морской воды. Однако считается более вероятным, что понижение уровня моря было обусловлено разрастанием ледникового панциря Антарктиды.

Выводы Адамса и др. [3] наводят на следующую мысль. По аналогии с четвертичным периодом можно ожидать, что климатические изменения влекут за собой небольшие колебания уровня моря в результате нарастания и убывания ледникового покрова. Данные об эвапоритах указывают на строго выдерживающееся равновесие субаэральных и субаквальных условий. Если западный порог имел нужную высоту, то небольшое эвстатическое падение уровня моря в периоды похолодания могло способствовать высыханию глубоких впадин Средиземноморского бассейна, а повышение уровня моря в периоды улучшения климата могло вызывать новое затопление этих впадин атлантическими водами. Такая интерпретация находит подтверждение в статье Мак-Кензи и др. [313] о формации Триполи (в Сицилии), изучавшейся в ходе работ по проекту № 96 Международной программы геологической корреляции, посвященному мессинским отложениям. Формация Триполи непосредственно подстилает мессинские эвапориты и представляет собой циклическое чередование диатомитов и доломитовых глин. Данные изотопного анализа доломитов позволяют предположить, что в глинистых пачках раньше были прослои эвапоритов. Утверждается, что диатомовое осадконакопление происходило при высоком уровне моря, а отложение эвапоритов при низком, что было связано с нарастанием и убыванием антарктического ледяного панциря и периодическим заполнением Средиземноморского бассейна атлантическими водами, вливавшимися через западный порог. Конечная — мессинская — фаза была фазой полного отделения от Атлантики, что и привело к высыханию глубоких впадин и возникновению кризиса солености.

В поддержку модели высыхания глубоких впадин Сю [220] приводит высказывание Шерлока Холмса: «Когда вы исключаете невозможное, то все, что остается, даже самое невероятное, надо считать правдой». На это мне хочется ответить словами того же персонажа: «Мой дорогой Уотсон, это не так просто».

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБСТАНОВКИ

До сих пор внимание уделялось самой поздней восьмой части истории Земли, и для этого имеются веские основания. При отсутствии биостратиграфического контроля всесторонний анализ фаций невозможен. Кроме того, как мы знаем, докембрийские породы в своей значительной части являются изверженными или метаморфическими образованиями, поэтому стратиграфическая последовательность часто неясна. Тем не менее положение далеко не безнадежно, и в последние годы в изучении проблемы были достигнуты большие успехи. Многие протерозойские толщи сейчас успешно исследованы, и показано, что они часто сохраняют черты, позволяющие выявить условия их накопления. Даже отложения архея начинают раскрывать свои секреты. Становится также очевидным, что докембрийские осадки отнюдь не абиотичны, хотя встреченные в них окаменелости скромны или редки по сравнению с их фанерозойскими потомками.

Вопросы, на которые докембрийские отложения и окаменелости могут помочь ответить,—одни из самых увлекательных среди тех, которые мы можем задать о Земле. Они касаются таких глобальных проблем, как ранний климат, эволюция континентов, атмосферы, гидросферы и биосферы. Хотя наши знания все еще остаются отрывочными, мы уже значительно продвинулись вперед в понимании и решении этих проблем. В частности, недавно полученные данные могут быть использованы для проверки многих более или менее умозрительных гипотез, выдвинутых в отношении раннего состояния и эволюции Земли.

РАСПОЗНАВАНИЕ МОРСКИХ И НЕМОРСКИХ ОБСТАНОВОК

В то время как в большинстве фанерозойских толщ обычно содержатся окаменелости, позволяющие распознавать морские, лагуинные и озерные условия осадконакопления, в докембрийских породах таких свидетельств нет, и это создает для нас наибольшие трудности. Например, одни геологи предполагают,

что железистые кварциты, в практическом отношении наиболее важные среди образований докембрия, имеют морское происхождение, а другие исследователи доказывают озерный генезис этих пород. Здесь могут оказаться полезными геохимические признаки, поскольку, как было отмечено в гл. 1, бор и другие малые элементы на протяжении длительного периода геологического времени, включая современную эпоху, устойчиво встречаются в большем количестве в морских, чем в неморских глинистых осадках [362]. Этот метод исследования, однако, еще должен быть апробирован на докембрии.

При отсутствии диагностических окаменелостей наиболее эффективным кажется детальное изучение самих отложений. Например, Клемми [65] исследовал 30-метровую пачку доломитов и кремнисто-обломочных отложений в верхнем докембрии Медного пояса Замбии и сделал вывод, что здесь существовал ряд морских и озерных обстановок. Слои Орбоди группы Роан имеют признаки формирования в спокойной воде. Прекрасно сохранившиеся трещины высыхания, отпечатки дождевых капель и следы прорыва газовых пузырьков указывают на частую субаэральную обстановку. Имеются также *трещины усыхания*, представляющие собой нечетко выраженные, беспорядочно ориентированные разрывы, часто в характерной форме птичьей лапки. Предполагается, что они формируются в течение эпизодов подводного выветривания. Такие трещины отмечены в отложениях несомненно озерного происхождения. Часто встречаются трещины, заполненные доломитом или ангидритом. Это определенно указывает на условия крайнего мелководья, но обстановку прибрежного моря также нельзя полностью исключить.

ОЛЕДЕНЕНИЯ

Хант [236] предложил для докембрийской Земли новую метеорологическую модель, в основе которой лежит предположение о том, что скорость вращения нашей планеты в то время была существенно больше. Существует хорошо известная астрономическая теория лунного приливного трения, в соответствии с которой скорость вращения Земли со временем постепенно уменьшалась по мере отдаления Луны. Данные о росте ископаемых кораллов и двустворчатых, по-видимому, указывают на применимость этой теории к фанерозою [413]. Хант, однако, ссылаясь на работу Мора [330], развивает идею о том, что скорость вращения Земли с докембрия уменьшилась более чем вдвое сильнее, чем это следует из теории приливного трения.

После изучения слоев нарастания строматолитов формации Бивабик в Миннесоте (приблизительный возраст формации 2000 млн. лет, а не 1500 млн. лет, как считает Хант) Мор за-

ключил, что в то время период обращения Луны составлял только 25 суток; отсюда он получил 800—900 тропических суток в году — величину, использованную Хантом. Почему-то Хант предпочел игнорировать работу Паниеллы [355] о приблизительно одновозрастных строматолитах Африки, в которой делается вывод о гораздо меньшем замедлении. Более того, существуют большие сомнения относительно ценности строматолитов как палеонтологических часов [413].

Несмотря на дискуссионность исходных данных, модель Ханта заслуживает внимания, и, даже если количественные допущения неточны, она, возможно, в целом правильна. Более быстрое вращение Земли должно было уменьшить направленный к полюсам теплоперенос в тропосфере, уменьшить силу ветра, океанских круговых течений и апвеллинга. Конечным результатом могло быть общее потепление тропических океанов и атмосферы, а также более холодных, до некоторой степени засушливых полярных областей. Как следствие этого, в течение всего докембрия должны были проявляться крупные оледенения.

Делать выводы о климатах докембрия на основании изучения его отложений чрезвычайно трудно, и лишь оледенения представляют в этом явное исключение. Однако в действительности нет ничего похожего на непрерывный разрез ледниковых отложений, как того требует теория Ханта. Существуют ясные признаки двух основных эпизодов оледенения [141].

Наиболее ранний эпизод, зафиксированный в Северной Америке, Южной Африке и Австралии, проявился около 2300 млн. лет назад (плюс-минус несколько сот миллионов лет). Самые надежные данные получены по формации Гауганда в провинциях Квебек и Онтарио, где известны тиллиты, рассеянные глыбы в ламинах и исштрихованная поверхность субстрата. Намного более выразительны, однако, свидетельства обширного оледенения в позднем докембрии, в интервале 950—615 млн. лет назад (что по длительности соответствует более чем половине всего фанерозоя). Отложения с признаками ледниковой обстановки обнаружены на всех континентах, кроме Антарктиды.

Ледниковые отложения хорошо развиты и обнажены в Австралии, где они представлены, в частности, тиллитами Стерт в геосинклинали Аделаида. Иногда тиллиты имеют большую мощность; встречены также рассеянные глыбы; в районе Кимберли обнаружены ледниковые мостовые. С большой детальностью были изучены ледниковые отложения в Европе. К ним относятся хорошо известные тиллиты и связанные с ними отложения, ламиниты с рассеянными глыбами, а также по меньшей мере одна исштрихованная поверхность в неконсолидированных песках подгруппы Варангер в области Финмарк север-

ной Норвегии. Эти пески интерпретируются как донная морена, отложенная на границе с морем. В слоях Порт-Аскейг в Шотландии известны следы вечной мерзлоты в виде полигональных песчаных клиньев.

Одна из проблем состоит в том, что в отличие от ледниковых отложений фанерозоя рассматриваемые породы докембрия нередко встречаются вместе с доломитами или известняками, часто считающимися осадками тепловодных бассейнов. И действительно, Шермерхорн [399] полагает, что наличие доломитов опровергает представление об оледенениях. Однако трудно представить себе формирование широко развитых тиллитов и ламинитов с рассеянными глыбами в условиях кратона в какой-либо другой обстановке, кроме холодной, ледниковой. Еще одна проблема состоит в том, что для этих почти глобально распространенных отложений в Африке, Австралии и Европе палеомагнитным методом определены низкие палеошироты. С другой стороны, межконтинентальная корреляция разрезов неточна, так что если сами свидетельства оледенения неоспоримы, то еще нет веских оснований думать, что оно произошло повсюду на Земле одновременно. Учитывая большой интервал геологического времени, можно считать весьма вероятным, что была целая серия оледенений с главными центрами, вероятно находившимися в Центральной Австралии, на западе Центральной Африки, на Балтийском щите, в области Гренландии — Шпицбергена, в Сибири и на северо-западе Северной Америки.

Модель Ханта, возможно, смогла бы облегчить решение проблемы, но необходимо принимать в расчет отсутствие признаков оледенения в большей части протерозоя. Напротив, обилие карбонатных пород со строматолитами и ооидами и признаками накопления эвапоритов указывает (если учесть условия формирования этих пород в наши дни) на относительно теплый климат.

ВЫСОТА ПРИЛИВОВ

Другим следствием из большей близости Земли к Луне в докембрии должна быть большая сила прилива. Однако, как об этом говорилось выше, приливы сильно зависят от ряда земных факторов, к которым относятся физическая география морских бассейнов и явления резонанса, так что высоту прилива в геологическом прошлом определить чрезвычайно трудно, если не невозможно. Допускается, что большая высота многих докембрийских строматолитовых куполов по сравнению с высотой строматолитов фанерозоя может свидетельствовать о большей высоте приливов. Однако эта интерпретация сомнительна, потому что форма и размер строматолитовых построек могли

контролироваться многими другими факторами [212]. Фон Брунн и Хобдей [488] утверждают, что ими в надгруппе Понгола в Южной Африке (возраст 3000 млн. лет) установлен случай архейской приливной седиментации. Их интерпретация учитывает регрессивную восходящую последовательность слоев от песчаных отложений нижней литорали с их перекрестной косой слоистостью (рыбья кость) и переработанными поверхностями до отложений илистых отмелей средних и высоких приливов. Использование модели Клейна [275] для определения высоты палеоприливов дает величины между 12 и 25 м. Последнее значение превосходит любую современную амплитуду прилива, и это считается подтверждением идеи о захвате Луны в раннем докембрии. Однако по причинам, изложенным в гл. 2, я полагаю, что модель Клейна необоснованна.

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТОВ

Основываясь главным образом на термальной модели, Харгрейвс [201] предположил, что разделение первичных оболочек Земли на континенты и океаны началось только 3700 млн. лет назад и продолжалось на протяжении большей части докембрия; континенты начали выступать из моря не ранее чем 1400 млн. лет назад. По ряду причин эта интерпретация сильно критиковалась Уиндли [508] и Ноллом [279].

Минеральные ассоциации в обнаженных породах архея свидетельствуют об их формировании на глубинах более 30 км, что на континентах обычно соответствует разделу Мохоровичича. Осадочные фации нижнего протерозоя указывают на существование обширных кратонов. Это доказывается мелководным характером морского осадконакопления, проявлением эрозии и седиментации в континентальных условиях. Действительно, имеются многочисленные доказательства того, что образование современных континентов, если иметь в виду их площадь и толщину, почти полностью завершилось 2500 млн. лет назад.

Здесь возникает вопрос о том, претерпела ли первичная силикатная кора в течение геологического времени несколько циклов развития или же новая континентальная кора возникла при химической дифференциации верхней части мантии. Данные по изотопам стронция подкрепляют последнюю интерпретацию, и Мурбат [333] считает установленным фактом существование типичной континентальной коры уже 3800—3700 млн. лет назад.

Архейские и протерозойские отложения резко различаются по фацциальному составу и тектоническому положению. Для архея более всего характерны граувакки, ассоциирующиеся с вулканическими породами *зеленокаменных поясов*, включенных в обширные поля гранито-гнейсов (рис. 9.1). Протерозойские

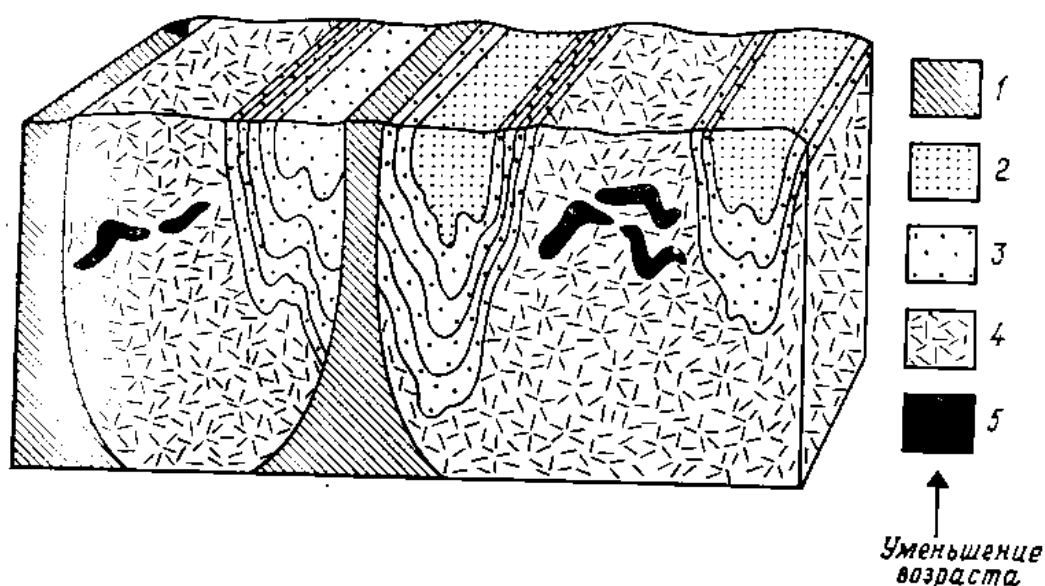


РИС. 9.1. Блок-диаграмма типичного района архейского щита, показывающая соотношение зеленокаменного пояса с другими геологическими комплексами [334]. 1 — граниты, гранодиориты или тоналиты; 2 — осадочные породы зеленокаменного пояса; 4 — гранито-гнейсовый комплекс; 5 — включения древних изверженных или осадочных пород.

отложения имеют более широкое площадное распространение, часто слабо деформированы и содержат много известняков и доломитов. Есть много оснований для того, чтобы рубеж между археем и протерозоем (2500 ± 200 млн. лет) считать наиболее важным переломным моментом в эволюции континентов. Он ознаменовал переход от пермобильного режима (т. е. режима перманентной всеобщей подвижности) к платформенно-геосинклинальному, сопоставимому с современным тектоническим режимом [507]. Хорошим примером может служить нижнепротерозойский авлакоген в северной Канаде ([213] и рис. 9.2). Большинство геологов готовы, вероятно, принять, что процессы тектоники плит в раннем протерозое уже происходили, но имели ли они место в архее — более спорно. Мурбат [333] утверждает, что различия здесь скорее количественные, чем качественные: континенты могли существовать и в архее, но более мелкие и многочисленные.

Пока имеется лишь немного примеров исследования толщ архея с привлечением опыта современной литологии. В зеленокаменных поясах таким исследованиям чрезвычайно мешают интенсивная деформация и обычное отсутствие протяженных, непрерывно обнаженных разрезов. Уокер и Петтиджон [483] интерпретируют мощные толщи сортированных богатых кварцем граувакк и переслаивающихся с ними аргиллитов (слои мощностью от 10 до 100 см) бассейна Миннитак в Онтарио как серию турбидитов, сопоставимую с гораздо более молодыми

Стадия грабена

Переходная стадия

Стадия прогибания

Постэвросинклинальная стадия

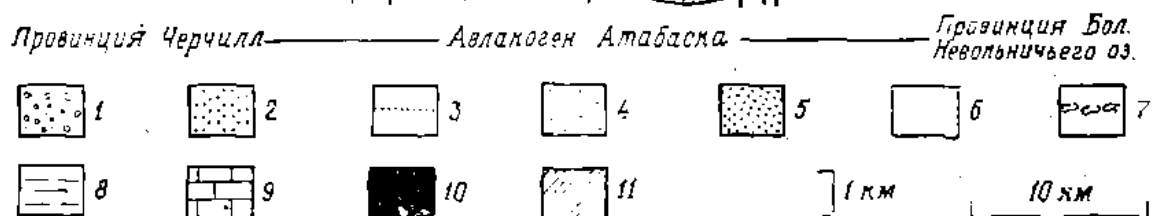


РИС. 9.2. Схематические поперечные разрезы, показывающие предполагаемую эволюцию нижнепротерозойского авлакогена Атабаска в северной Канаде [213]. 1 — фангломераты; 2 — красноватые глинистые песчаники; 3 — граувакковые турбидиты; 4 — кварциты; 5 — галечниковые субаркозы; 6 — сиалический фундамент; 7 — олистостромы; 8 — аргиллиты; 9 — карбонатные породы; 10 — кварцевые диориты; 11 — вулканиты.

сериями того же типа. Здесь присутствуют также сортированные конгломераты с обильными валунами гранитов, которые, как считают, представляют собой проксимальные фации турбидитов. Поскольку обломки зеленокаменных пород очень редки, то предполагают, что чехла из этих пород в области сноса не существовало. Точный анализ обстановки осадконакопления здесь, конечно, невозможен; нет и способа определения первоначального размера седиментационного бассейна. Но, однако, отсутствуют и признаки мелководных отложений, формирующихся в зоне действия волн.

Пересотложенные породы турбидитно-обломочных потоков, по-видимому, широко распространены среди толщ зеленокаменных поясов, а континентальные и мелководные морские отложения здесь редко устанавливаются. К ним, возможно, относятся аркозы и конгломераты группы Модис в Южной Африке и конгломераты Карраваиг в Западной Австралии [471]. Поскольку смешанные псаммитовые и псефитовые отложения могут формироваться в различных условиях, Тернер и Уокер [471] подчеркивают необходимость изучения сопутствующих фаций и положения этих пород в разрезе в целом. Это как раз и есть суть фациального анализа.

Хантер [237, 238] провел всестороннее исследование классического разреза докембрия Южной Африки. Этот разрез приведен в табл. 9.1.

ТАБЛИЦА 9.1

РАЗРЕЗ ДОКЕМБРИЯ КААПВААЛЬСКОГО КРАТОНА [237, 238]

Мощность (максимальная) для каждой надгруппы			
Ватерберг Трансвааль Вентерсдорп Витватерсранд—Доминион-Риф Понгола	Протерозой	43 км	
Свазиленд { группа Модис группа Фиг-Три группа Онвервахт	Архей	21 км	

Жесткая плита, способная поддерживать и сохранять энстатические бассейны с полого залегающими, преимущественно неметаморфизованными отложениями, сформировалась приблизительно 3000 млн. лет назад. В это время большинство других континентальных областей находилось еще в стадии зеленокаменного пояса. Таким образом, временная граница архей—протерозой не имеет на Земле повсеместно одинакового положения.

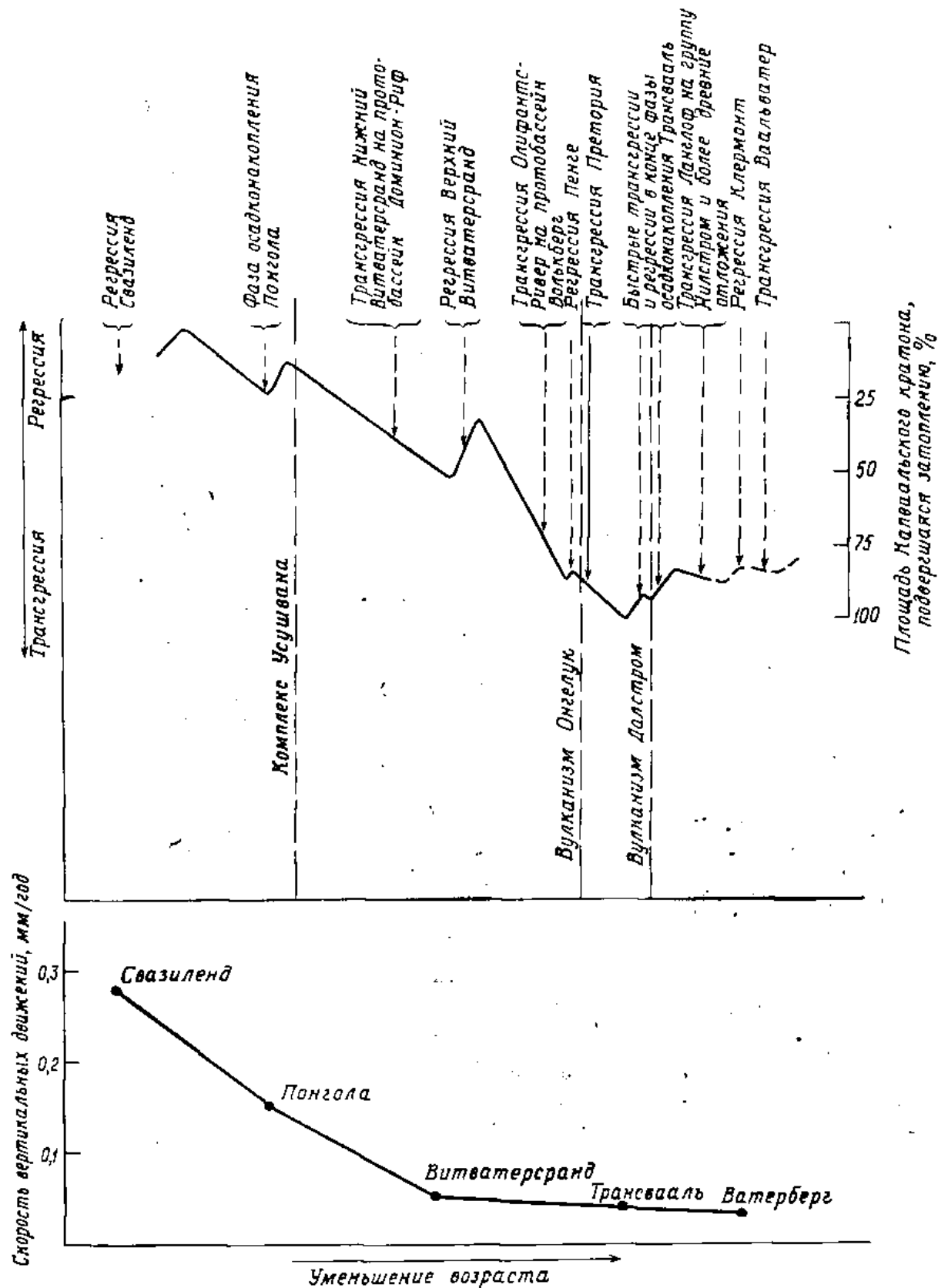


РИС. 9.3. График количественной оценки (в процентах) площади Каапваальского кратона, испытавшей затопление в период между 3000 и 1800 млн. лет назад (сверху) и график скорости вертикальных движений во времени в седиментационных бассейнах (внизу) ([238], с изменениями).

В надгруппе Свазиленд осадочные породы и вулканиты составляют циклично построенный разрез. Петрографическое изучение граувакк групп Фиг-Три и Модис показывает, что происходил размыв кровли гранитно-метаморфического комплекса.

Строение протерозойских надгрупп отражает общее снижение со временем энергетического уровня процесса. Это видно из увеличения объема более тонкозернистых кремнисто-обломочных и карбонатных пород в молодых осадочных бассейнах и из оценок скорости вертикальных движений. Последняя величина определяется делением предполагаемой стратиграфической мощности на время осадконакопления и измеряется километрами в миллион лет, или миллиметрами в год. По-видимому, происходила миграция областей седиментации из юго-восточной части кратона на северо-запад; области размыва находились преимущественно на севере.

Рис. 9.3 иллюстрирует то, что интерпретируется как эпизодические трансгрессии и регрессии мелководного (?) моря на кратон с вековыми изменениями, предположительно связанными с нарастающим затоплением. Было бы интересно узнать, происходили ли сопоставимые события и на других протерозойских кратонах, потому что это указывало бы на существование условий, обратной модели Харгрейвса [201].

ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Принято считать, что атмосфера и гидросфера сформировались при дегазации первичной Земли. Поскольку в современных вулканических эксгаляциях нет свободного кислорода, можно предполагать, что первичная атмосфера была, очевидно, бескислородной, а этот газ образовался позднее либо абиотически, путем фотодиссоциации, либо биотически, через фотосинтез, осуществляемый примитивными растениями. Обычно полагают, что фотосинтез был доминирующим фактором и содержание кислорода в атмосфере со временем возрастало за счет двуокиси углерода, но количество кислорода, имевшееся в каждый момент времени в ранней атмосфере, все еще оценивается по-разному. Беркнер и Маршалл [27] в своей классической работе постулировали, что бурное появление многоклеточных в начале кембрия было обусловлено повышением содержания кислорода, когда оно составляло всего 1% от современного. Эта крайняя точка зрения ныне отвергнута, и большинство геологов считают, что концентрация кислорода в атмосфере задолго до конца докембрия стала приблизительно равной его концентрации в наши дни; однако на этом кончается согласие между геологами. Рассмотрим данные, полученные при изуче-

нии разрезов и имеющие отношение к этой проблеме, а также к связанной с ней проблеме характера гидросферы.

Полосчатые железистые кварциты. Самые значительные скопления осадочных железных руд представлены так называемыми *полосчатыми железняками* [245], или *железистыми кварцитами*. Нижнепротерозойские отложения этого типа образуют крупные (мощностью до сотен метров и протяженностью в тысячи километров) стратиграфические единицы, распространенные по всему миру. Они включают в себя месторождения озера Верхнего и Лабрадора в Северной Америке, штата Минас-Жерайс в Бразилии, месторождения Украины, Южной Африки и бассейна Хамерсли в Западной Австралии. Наиболее распространены эти толщи в нижнем протерозое (2600—1800 млн. лет), но известны они также в архейских зеленокаменных поясах вплоть до самых древних из них; так, железистые кварциты присутствуют в районе Исуа Западной Гренландии, где установлены древнейшие осадочные породы с возрастом 3760 млн. лет [333]. В отложениях моложе 1800 млн. лет железистые кварциты очень редки и ограничены по площади. Лишь в нескольких случаях они обнаружены в палеозое.

• Как видно из названия этих пород, наиболее характерной их чертой является тонкая полосчатость, обусловленная чередованием слоев кремнистого состава и слоев, сложенных минералами железа; мощность слоев обычно 0,3—3 см. Эти слои могут в свою очередь содержать тонкие (около десятка микрометров) прослойки. Из минералов железа встречаются: гематит, магнетит, сидерит и различные силикаты, такие, как гриналит, редкий шамозит, а также продукты слабого метаморфизма — стильпно-мелан и миннесотит. В сравнении с железняками фанерозоя содержание глинозема здесь очень низкое, кремнистые обломочные породы редки. Хотя структура пород обычно тонкозернистая и гомогенная, встречаются ооиды и косая слоистость, а в формации Бибавик в Миннесоте обнаружены строматолиты.

Поскольку эти характерные породы фактически исчезают из стратиграфического разреза после нижнего протерозоя, возникает предположение, что они сформировались в условиях, резко отличающихся от тех, которые получили широкое распространение в последние 1800 млн. лет. Проблемы, связанные с железняками фанерозоя, кажутся незначительными по сравнению с проблемами железистых кварцитов, и неудивительно, что по поводу происхождения последних выдвинуто множество разнообразных гипотез. Особенно трудны вопросы, касающиеся генезиса тонкой полосчатости и условий, контролировавших осаждение такого большого количества кремнезема и железа.

Огромная протяженность протерозойских железистых кварцитов заставляет большинство геологов считать их морскими

отложениями; действительно, трудно было бы отрицать морское происхождение отложений архейских зеленокаменных поясов. Однако это только делает проблему осаждения железистых минералов более острой, поскольку содержание растворенного железа в слабощелочной воде современных морей очень низкое. Это привело Говетта [172] к предположению об озерном происхождении железистых кварцитов, так как в глубоких, наименее обогащенных кислородом и более кислых водах некоторых озер, водная толща которых стратифицирована, было отмечено возрастание количества растворенного железа. Полосчатость, таким образом, можно было бы считать сезонной слоистостью. Однако мощность слоев, достигающая 3 см, в этом случае заставляла бы предполагать необычно высокую скорость хемогенного осадкообразования; поэтому если здесь и существуют настоящие варвы, то они скорее представлены слоями мощностью в микрометры. Некоторые геологи [125] связывают формирование железистых кварцитов с обстановкой испарения в щелочных солончаковых озерах при бескислородной атмосфере и с накоплением натрового силикатного геля, который считается возможным исходным материалом кремнистых пород.

Тем не менее трудно представить себе необходимые для протекания таких процессов громадные водные массы в виде озер в обычном смысле этого слова. Поэтому кажется более приемлемым представление о своего рода стратифицированном морском бассейне с составом воды, отличным от современного, и о более бедной кислородом атмосфере [108, 214]. Дефицит атмосферного кислорода и соответственно большее содержание двуокиси углерода способствовали бы более интенсивному химическому выветриванию и делали бы воду более кислой; это должно было бы приводить к сносу в море большего количества железа.

В модели Древера [108] обилие кремней связывается с испарением морской воды, насыщенной кремнеземом. Древер предполагает, что организмов, которые могли бы извлекать кремнезем, тогда не было, и видит основную проблему в необходимости объяснить, почему не происходило осаждения карбоната кальция. Расчеты показывают, что ионов водорода, высвобожденных в поверхностных водах при окислении двухвалентного железа, было достаточно, чтобы воспрепятствовать любому накоплению продуктов ионного взаимодействия кальцита. Предполагаемая обстановка представляет собой случай, когда поднимающаяся вверх (в процессе апвеллинга) морская вода становится немного более минерализованной за счет испарения на морских отмелях типа Большой Багамской банки, где имеется лишь ограниченная связь с открытым океаном. Этим объясняется и отсутствие кремнисто-обломочных отложений.

Переслаивание слоев с высоким и низким содержанием железа связывается с изменениями интенсивности апвеллинга, которые могли быть сезонными. На фоне непрерывного осаждения кремнезема были, вероятно, периоды быстрого окисления двуокисного железа, что приводило к осаждению железистых минералов. Состав последних связан с количеством органического углерода. Если его было достаточно, чтобы восстановить гидроокись до двуокиси, то осаждались железистые силикаты. В более глубоких бескислородных водах формировался пирит; если же после восстановления всего железа еще оставался активный углерод, то продуцировалась двуокись последнего и происходило осаждение сидерита. Важными отличиями обстановки осадконакопления от современной были только низкое содержание атмосферного кислорода, высокая концентрация двуокиси углерода и отсутствие выделявших кремнезем организмов. Холланд [214] считает, что требовалась лишь слегка пониженная концентрация кислорода в атмосфере.

Одна из проблем, связанных с этими геохимическими моделями, состоит в том, что если в настоящее время существуют многочисленные организмы, извлекающие большую часть кремнезема из морской воды, например диатомовые водоросли, радиолярии, стеклянные губки, силикофлагеллаты, то их не было в позднем протерозое, когда прекратилось накопление железистых кварцитов. Кроме того, растворимость кремнезема слабо изменяется в пределах от pH 4 до pH 9, т. е. в пределах значений, возможных для природных вод [283], так что немного более кислая морская вода давала бы в этом отношении слабый эффект. Ла-Берже [289] обходит это препятствие, предположив, что мельчайшие сфероидальные образования, обнаруженные во многих шлифах железистых кварцитов,— это остатки примитивных организмов, возможно способствовавших осаждению кремнезема. Однако другие авторы [468] сомневаются в присутствии здесь микрофоссилий. Так или иначе, доказать связь накопления кремнезема с каким-нибудь одним фактором трудно. Более вероятно, что кремний консервируют любые присутствующие организмы.

Органические посредники привлекаются и в других работах [66, 67], чтобы объяснить формирование огромных толщ железистых кварцитов 2000 млн. лет назад. Окислы железа этих пород рассматриваются как огромные хранилища кислорода, связанные с бурным ростом и расширением видового состава микроорганизмов. В итоге на большой площади произошло биологическое выделение кислорода, который должен был действовать как биологическая отравка, если только большая его часть не была связана при окислении двухвалентного железа морской воды и осаждении его в виде нерастворимых оксидов трехва-

лентного железа. В отношении этой гипотезы были высказаны серьезные сомнения. Они связаны не только с тем, что бесспорные микрофоссилии встречаются в железистых кварцитах весьма редко, но и с тем, что данные породы присутствуют и в намного более древних зеленокаменных поясах. Едва ли они могли быть столь же широко развиты, как нижнепротерозойские железистые кварциты, поскольку сами зеленокаменные пояса имели ограниченное распространение.

Красноцветы и эвапориты. Красноцветы должны быть хорошим индикатором существенного содержания кислорода в атмосфере, так как свидетельствуют об окислении железа при выветривании в субаэральной обстановке. Присутствие же сульфатных эвапоритов свидетельствует об обилии кислорода в морской воде: в окислительной обстановке сера осаждается в виде сульфатов, а не сульфидов. Следовательно, важно установить время первого появления этих отложений в геологической истории, потому что тем самым был бы определен момент, когда содержание кислорода в атмосфере и гидросфере стало близким к современному. Клауд [66] считает, что возраст наиболее древних эвапоритов составляет около 800 млн. лет, красноцветов — около 1900 млн. лет. Красноцветы, однако, описаны и в нижнем протерозое Лабрадора [101]; они здесь *подстилают* знаменитую формацию железистых кварцитов, и их возраст, следовательно, древнее 1900 млн. лет. Толщи красноцветов состоят из аргиллитов, песчаников и доломитов, включают также гематитовые аркозы и конгломераты, вероятно, аллювиального происхождения, содержащие гальки андезитов с окисленной при выветривании коркой.

Уокер и его соавторы [494] представили убедительные доказательства широкого распространения существенно сульфатных отложений в протерозое Северной территории Австралии (возраст 1600—1400 млн. лет). К этим доказательствам относятся существование карбонатных псевдоморфоз по кристаллам гипса и ангидрита и кремневых псевдоморфоз по стяжениям ангидрита; обнаружены также слепки с кристаллов галита. Признаки еще более древнего накопления эвапоритов найдены в великолепно сохранившихся нижнепротерозойских отложениях провинции Большого Невольничьего озера в северной Канаде. Они считаются сформировавшимися в речных, прибрежно-морских и мелководных морских условиях [17]. Возраст пород с псевдоморфозами по гипсу, ангидриту и галиту и предполагаемыми брекчиями растворения находится в пределах 1900—1700 млн. лет.

Самыми замечательными, однако, являются свидетельства отложения эвапоритов в архейских зеленокаменных поясах. В Западной Австралии баритизированные и окремненные эва-

пориты ассоциируются с окремненными карбонатными породами; встречены кремневые псевдоморфозы по гипсу [20]. Признаками мелководья являются трещины усыхания, конгломераты с беспорядочной текстурой, знаки набегающей ряби, текстуры размыва—заполнения и предполагаемые строматолиты. Подобные мелководные барит-кремневые толщи известны среди отложений того же возраста (3500—3400 млн. лет) в горах Барбертон в Южной Африке. Такие свидетельства мелководности отложений могут значительно изменить наши взгляды на условия седиментации в зеленокаменных поясах.

Согласно Холланду [214], эвапориты относятся к числу отложений, наиболее эффективно используемых для определения состава морской воды. Они свидетельствуют о том, что начиная с времени накопления древнейших существенно эвапоритовых формаций содержание главных химических компонентов в море не должно было значительно отличаться от современного.

Другие данные. Одним из наиболее сильных аргументов в пользу представлений о дефиците кислорода в атмосфере раннего протерозоя является присутствие в некоторых отложениях, в первую очередь в аллювиальных конгломератах и песчаниках золотоносных систем Витватерсранд и Доминион-Риф в Южной Африке, образований, которые, по-видимому, представляют собой обломочные пирит и уранинит. Обычно предполагается, что эти минералы не могли быть устойчивыми в атмосфере, подобной современной. В альтернативной интерпретации отрицается диагенетическое происхождение этих минералов; следовательно, они не несут информации об условиях осадконакопления [101]. Симпсон и Боулс [439] тем не менее утверждают, что здесь несомненно присутствуют обломочные зерна пирита и уранинита песчаной размерности, составляющие с зернами кварца гидравлически равновесную осадочную ассоциацию. Авторы сообщают, однако, и об обломочных зернах уранинита, пирита и других сульфидов, встречающихся совместно с золотом в современном аллювии реки Инд. Представляется, что относительно небольшое количество тория в уранините существенно повышает его устойчивость к истиранию и окислению, так что обломки такого минерала могут существовать при современных атмосферных условиях. Следовательно, доводы в пользу недостатка кислорода в атмосфере рушатся.

Органический углерод также представляет интерес в связи с рассматриваемыми вопросами. В современных условиях только небольшая его часть не подвергается окислению, в условиях же бескислородной атмосферы значительная доля углерода должна была бы консервироваться в осадках. Однако в нижнедокембрийских строматолитовых постройках и других породах этого не видно [101]. Напротив, состав некоторых нижнепро-

терозойских толщ с признаками угленосности, например известных в США или относящихся к системе Витватерсранд в Южной Африке, указывает на присутствие мелководного сообщества примитивных микроорганизмов, существовавшего, несмотря на предполагаемое отсутствие озонового экрана, который защищал бы организмы от ультрафиолетовой радиации [243]. Шидловский и др. [400] установили, что изотопный состав углерода многих карбонатов докембрия существенно не отличается от такового современных карбонатов. Отсюда следует, что органический углерод в докембрийское время находился приблизительно в том же количестве по отношению к карбонатному углероду, как и в наши дни. Названные авторы предполагают, что около 80 % атмосферного и гидросферного кислорода сформировалось более 3000 млн. лет назад.

Важно также и то, что существенно карбонатные отложения появляются уже в самом начале геологической истории Земли. В соответствии с моделью Древера [108], касающейся железистых кварцитов, высокая концентрация в морской воде растворенного двухвалентного железа должна была препятствовать осаждению CaCO_3 . Группа Уорравуна в Западной Австралии, едва ли не древнейшая из известных осадочных толщ (ее возраст 3500 млн. лет), уже состоит из окремнелых карбонатных пород, рассматриваемых как накопившиеся в условиях супралиторальной зоны и морского мелководья [116].

Таким образом, данные из различных областей знания позволяют более уверенно говорить о том, что с архея состав атмосферы и гидросферы изменился мало и, вероятно, к позднему протерозою он уже был таким, как сейчас. Формирование гидросферы, разумеется, должно было предшествовать накоплению самых древних субаквальных осадков с возрастом 3760 млн. лет.

ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

Существующие организмы делятся на две основные группы: прокариоты и эукариоты. Прокариоты более примитивны, характеризуются небольшими клетками с неясной границей между ядром и цитоплазмой. К ним относятся бактерии и цианобиты (синезеленые водоросли). Все другие организмы — это эукариоты, у клеток которых ядро четко обособлено. Естественно думать, что прокариоты возникли первыми.

Обычно считают, что древнейшие организмы были анаэробными и гетеротрофными, зависевшими в своем существовании от свободной энергии, которую можно было получить из любых имевшихся тогда веществ. По мере того как проходило время и ресурсы истощались, усиливалось влияние естественного отбора,

что привело к использованию иного источника энергии — света. Недавно было показано, что некоторые синезеленые водоросли могут осуществлять фотосинтез в бескислородной среде. И хотя выделение кислорода в атмосферу — это результат фотосинтеза, молекулярный кислород должен быть поставлен на первое место как фактор, возбуждающий процесс, «запускающий помпу». Тоу [468] доказывает, что имеющиеся биологические и биохимические данные противоречат широко распространенному предположению о том, что раннедокембрийские фотосинтезирующие водоросли были первыми производителями свободного кислорода. Согласно Тоу, первоначальное поступление кислорода в атмосферу было результатом фотодиссоциации.

Время, когда докембрийские осадки рассматривались как абиотические, давно уже ушло в прошлое. Важными достижениями были признание биологического происхождения строматолитов и исследование под микроскопом шлифов кремнистых пород. В одном из образцов были обнаружены настолько хорошо сохранившиеся микрофоссилии, что этот кремень получил название «докембрийского янтаря». Это, конечно, преувеличение, но представляется, что такие микрофоссилии, хотя и примитивные по своему строению, никак не редкость. Таким же волнующим событием было открытие отпечатков высокоорганизованных многоклеточных организмов (Metazoa) в породах верхнего докембрия разных регионов нашей планеты. Тем самым было опровергнуто общепринятое ранее мнение об отсутствии в отложениях докембрия следов многоклеточных (хотя само их существование по необходимости признавалось). Самыми последними из многих сводок, касающихся жизни в докембрии, являются работы Шопфа [407] и Форда [138].

Микрофоссилии. Сфероидальные и волокнистые микрофоссилии органического состава (или, более строго, нанофоссилии, так как их диаметр часто составляет лишь несколько микрометров) сейчас известны на всех континентах и почти на всех стратиграфических уровнях докембрия. Древнейшие из них присутствуют в группе Уорравуна в Западной Австралии (3500 млн. лет). Стержнеобразные и волокнистые тела в южноафриканской группе Фнг-Три (3100 млн. лет) были отнесены к водорослям и бактериям. Значительно более разнообразная микрофлора описана в формации Ганфлинт (2000 млн. лет) в провинции озера Верхнего и в других отложениях протерозоя. Размеры и разнообразие этих микрофоссилий, по-видимому, со временем возрастают. Момент первого появления эукариот является предметом дискуссии; наименьший их возраст, по общему согласию, считается равным 1400 млн. лет. Такие данные были недавно получены по содержащей эукариоты формации Ганфлинт [258]. Ни в одном случае эти организмы не были обна-

ружены в толщах с возрастом древнее 2000 млн. лет. Множество микрофоссилий типа акритарх описано в верхнепротерозойских толщах на территории СССР.

Строматолиты. Строматолиты широко распространены в докембрии, и, хотя обычно это не может быть доказано, их появление связывают главным образом с жизнедеятельностью синезеленых водорослей. Для архея строматолиты нехарактерны; древнейшие из них обнаружены в районе Норт-Пол в Западной Австралии, где их возраст составляет 3400—3500 млн. лет [303, 497]. Апогея в своем развитии строматолиты достигают в протерозойских карбонатных толщах; по размеру и обилию они намного превосходят строматолиты фанерозоя. Огромные строматолитовые постройки нижнего протерозоя северной Канады занимают площадь до 80×45 м и имеют мощность 20 м; их купола во время роста возвышались на 2 м [212]. В отличие от наших дней в докембрии строматолиты, по-видимому, широко формировались в мелководных морях. Гарретт [153] на основании исследований на Багамских островах убедительно доказал, что упадок строматолитов мог быть связан с появлением многоклеточных. Синезеленые водоросли разнообразны и широко распространены в современных морях, но они образуют только маты, которые могут создавать строматолиты лишь в неблагоприятных для большинства других организмов обстановках, таких, как литоральные и супралиторальные отмели.

Многоклеточные. Вслед за открытием знаменитой фауны Эдиакара в верхнем протерозое Южной Австралии [163] подобные окаменелости были обнаружены в других районах мира — в Англии, Намибии и СССР. Возрастные рамки фауны 600—800 млн. лет. Среди органических остатков наиболее обычны круглые и овальные дископодобные отпечатки, напоминающие медуз с разнообразными концентрическими, радиальными и дольчатыми отметками. Другие часто встречающиеся формы представляют собой крупные отпечатки, напоминающие ветки или листья папоротника и довольно уверенно интерпретируемые как кишечнополостные типа морских перьев, а также, возможно, как отпечатки аннелид. В самых верхних слоях протерозоя отмечены редкие ихниты (следовая фауна), представленные следами ползания и зарывания.

Спенли [447] задал себе вопрос о том, почему таким долгим был интервал между появлением эукариотовой клетки и возникновением многоклеточных и расширением их видового состава. Он полагает, что расширение состава было связано с появлением половых различий организмов, способствовавших быстрому видообразованию и приспособлению организмов к разным экологическим условиям, т. е. адаптивной радиации. Кроме того, максимальная плотность покрова синезеленых водорослей

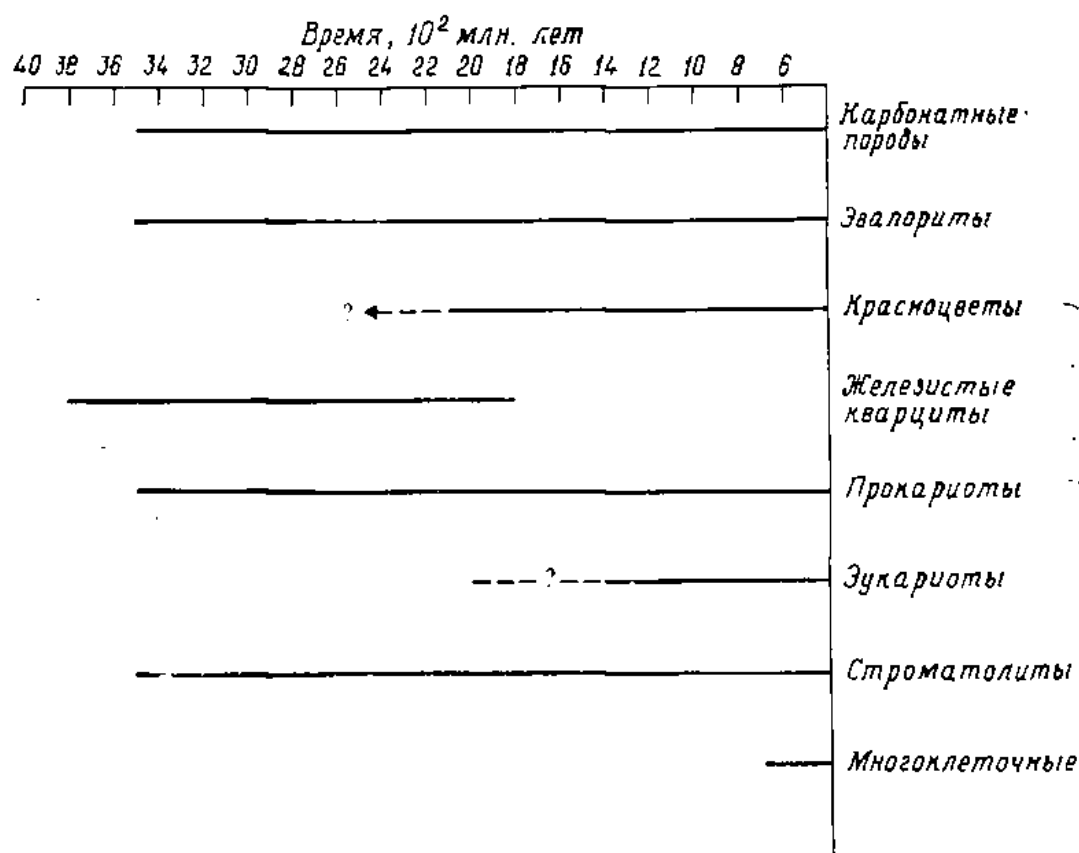


РИС. 9.4. Распределение во времени докембрийских организмов и отложений — индикаторов обстановки осадконакопления.

на дне мелкого моря, при отсутствии травоядных животных, должна была задерживать эволюцию. Недавние экологические исследования показали, что удаление хищников из экологической системы может привести к значительному сужению видового состава организмов, потому что один или несколько видов, ранее представлявших собой объект добычи и обладающих высокой воспроизводимостью, быстро увеличивают свою популяцию и начинают доминировать в биологической обстановке.

Наивное механистическое представление о том, что эволюционный взрыв многоклеточных в кембрии и ордовике был вызван повышением концентрации кислорода в атмосфере до критического уровня, сейчас кажется очень устаревшим. К позднему докембрию организмы были уже достаточно широко распространены, многочисленны и могли в значительной степени и разными путями влиять на обстановку осадконакопления (рис. 9.4). Дальнейшая история эволюции рассмотрена в следующей главе.

ФАЦИИ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ФАНЕРОЗОЯ

С течением времени растет понимание того, что никакие попытки узнать условия образования фаций не принесут успеха, если не будет полностью использована та экологическая информация, которую можно получить при изучении заключенных в отложениях органических остатков. Это стремление получить максимум возможных сведений о древних обстановках осадконакопления и было, вероятно, главным стимулом быстрого развития новой отрасли науки — *палеоэкологии*. Возможно, название для этой дисциплины выбрано не совсем удачно. Между экологией и палеоэкологией существуют коренные различия. В экологии параметры среды можно измерить непосредственно, а главная задача состоит в изучении внутренних связей в органическом мире — связей, о которых в случае ископаемых можно только догадываться. Тем не менее за последние годы палеоэкология приобрела более биологический облик, что связано с повышением интереса к сообществам ископаемых организмов. Можно было бы и не говорить, что такие исследования должны учитывать данные о природной обстановке, которые можно получить путем анализа литофаций, однако не все авторы великолепно иллюстрированной книги «Экология ископаемых организмов» [314], изданной в Лондоне в 1978 г., следовали по этому пути.

В нашу задачу не входило дать полный палеонтологический обзор, и читателю предлагается обратиться к другим работам, таким, как прекрасно составленное вступление к гл. 10 в книге «Основы палеонтологии» Раупа и Стенли [372]. Здесь же мы сосредоточим внимание на двух особо интересных сторонах палеонтологии, с которыми связан фацциальный анализ.

То, что ископаемые остатки имеют огромное значение как для стратиграфической корреляции, так и для интерпретации условий осадконакопления, признается всеми, но в этих остатках мы находим и единственное непосредственное свидетельство истории жизни и главных особенностей характера эволюционных изменений. Возрастающий интерес к биологическим аспектам палеонтологии отразился в появлении термина *палеобиология*, который был также принят как название интересного нового

журнала. Поскольку для дарвинистов — специалистов по эволюции, звучит аксиомой, что эволюция и вымирание управляются изменениями окружающих условий, представляется естественным искать наиболее надежные данные о характере таких изменений в лито- и биофациях. Последние годы ознаменовались повышением интереса к *палеобиогеографии*, что было обусловлено широким признанием латерального движения материков относительно друг друга.

Такие важные аспекты палеонтологии невозможно полно изложить в рамках одной главы, и, действительно, по каждому из них можно написать целую книгу, поэтому я коснусь здесь только некоторых существенных вопросов. Самое большое значение для познания хода эволюции имеет изучение фаз массового вымирания, так как освобождение экологических ниш представляет собой необходимое условие последующей радиации выживших организмов. Очень интересно также заняться вопросом об относительном значении движения плит, климата и эвстазии для биогеографических изменений.

С самого начала мы сталкиваемся с тем, что для полного анализа этих вопросов одного только изучения фаций недостаточно. Так, вопросы палеобиологии требуют привлечения биологических теоретических построений, а палеобиогеография не может рассматриваться без выводов глобальной тектоники. Важно выяснить, когда именно уместно и даже необходимо для лучшего понимания обратиться к интерпретации фаций. В этой главе мы часто возвращаемся к материалу предыдущих глав и надеемся на этом материале защитить главный тезис — доказать конечную связь между диастрофизмом и изменением биологического мира.

ИЗМЕНЕНИЕ ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ С ТЕЧЕНИЕМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Чтобы говорить о разнообразии организмов и об изменении его во времени, необходимо сделать небольшое отступление.

Экологи используют термин *разнообразие* (diversity) в двух различных значениях: как число составляющих видов изучаемого таксона и как меру сравнительного обилия таксонов в данном комплексе. Отмечается тенденция использовать для выражения первого значения термин *богатство* (richness), а термин *разнообразие* (diversity) употреблять только как выражение равномерности заполнения комплекса или равноправия таксонов в нем. Палеонтологи, интересующиеся проблемами разнообразия, имеют в виду, за редким исключением, только таксономическое богатство, изучение которого дает много информации об общих изменениях органического мира в пространстве

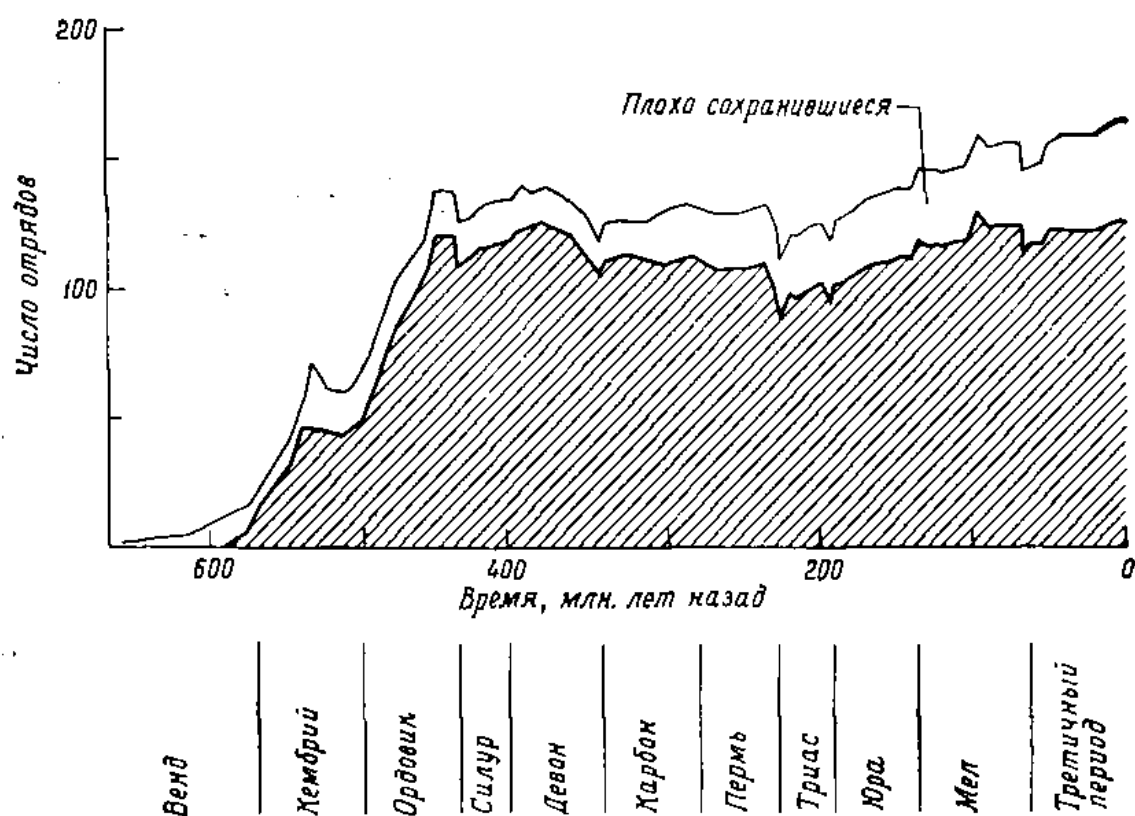


РИС. 10.1. Изменение числа отрядов морских многоклеточных организмов в фанерозое [423].

и во времени. Именно в этом смысле мы и будем употреблять здесь термин *разнообразие*.

Сепкоски [423] составил график изменения числа отрядов многоклеточных с конца докембрия (поздний венд) для всего фанерозоя (рис. 10.1). Он показал, что это изменение очень хорошо согласуется со стохастической моделью, в которой число таксонов повышается с течением времени до некоторого уровня равновесия, а затем испытывает случайные колебания около этого уровня. Таким образом, «внезапное» появление раннекембрийской фауны — это просто одна из фаз непрерывно ускорявшегося процесса возрастания числа видов, и нет необходимости объяснять это какими-то особыми событиями, достаточно одного допущения о более раннем начальном появлении многоклеточных. Рост многообразия фауны ограничивается, вероятно, в какой-то момент в результате своего рода «перенаселения» видами. Анализ процессов, связанных с проблемой разнообразия, показывает, что темп вымирания видов возрастает по мере роста разнообразия.

Модель равновесия, возникающего после начальной фазы роста разнообразия видов, принята и в работе Гулда и др. [171]. Ее авторы с помощью ЭВМ создали модель случайного процесса, в котором древо эволюции строится так, что каждая

родословная линия с равной вероятностью может как разветвляться, так и отмирать. Эта модель доказывает большое сходство реальных и случайных *филогенетических ветвей* (clades), т. е. групп общего эволюционного происхождения. Однако конечная равновесная обстановка не согласуется с фазами массового вымирания, установленными, например, путем определения времени появления тех или иных таксонов и их исчезновения из разреза. Катбилл и Фаннелл [91] предприняли попытку провести всесторонний анализ этого явления. Методически оказалось желательным объединить различные таксономические подразделения в группы, причем около 60 % сведений относится к рангу семейств. Соответствующие графики для семейств беспозвоночных, представленных в разрезе фанерозоя наиболее полно, показаны на рис. 10.2. Четко выраженные пики вымирания приходятся на поздний кембрий, конец ордовика, поздний девон, позднюю пермь и конец мела; имеется и много других, менее важных, эпизодов.

Что касается более низких таксономических уровней, то развернулся оживленный спор о том, происходило ли в течение фанерозоя систематическое увеличение разнообразия форм или было достигнуто какое-то равновесие, а кажущееся увеличение числа таксонов со временем — только видимость. Ведущим защитником первого мнения является Валентайн [476], который утверждает, что с раннего палеозоя до позднего кайнозоя это число выросло на порядок. Альтернативное мнение (об устойчивости числа форм) последовательно отстаивает Рауп.

Рауп [371] оценил число видов, описанных для каждого из геологических периодов, сведя в таблицы данные о новых видах, отмечаемых в «Зоологической летописи» ("Zoological Record"). Он установил четкое соотношение между числом зарегистрированных видов и современным пространственным распространением отложений каждой системы. Другое интересное открытие принадлежит Шихану [431] — он проанализировал, сколько палеонтологов проявляет интерес к ископаемым той или иной геологической системы; для такого анализа были взяты данные из указателя «Палеонтологи мира» ("Directory of Palaeontologists of the World"). Обнаружилась прекрасная корреляция ($r=0,94$) между числом тщательно отобранных «видов, интересующих палеонтологов», и числом видов, описанных для каждого геологического периода. Шихан заключает, что общее число описанных видов не отражает действительного их разнообразия.

Полемизируя с Шиханом, Рауп признает хорошую корреляцию между числом описанных видов и числом интересующихся ими палеонтологов, а также площадью соответствующих обнажений, но утверждает, что никаких определенных выводов из

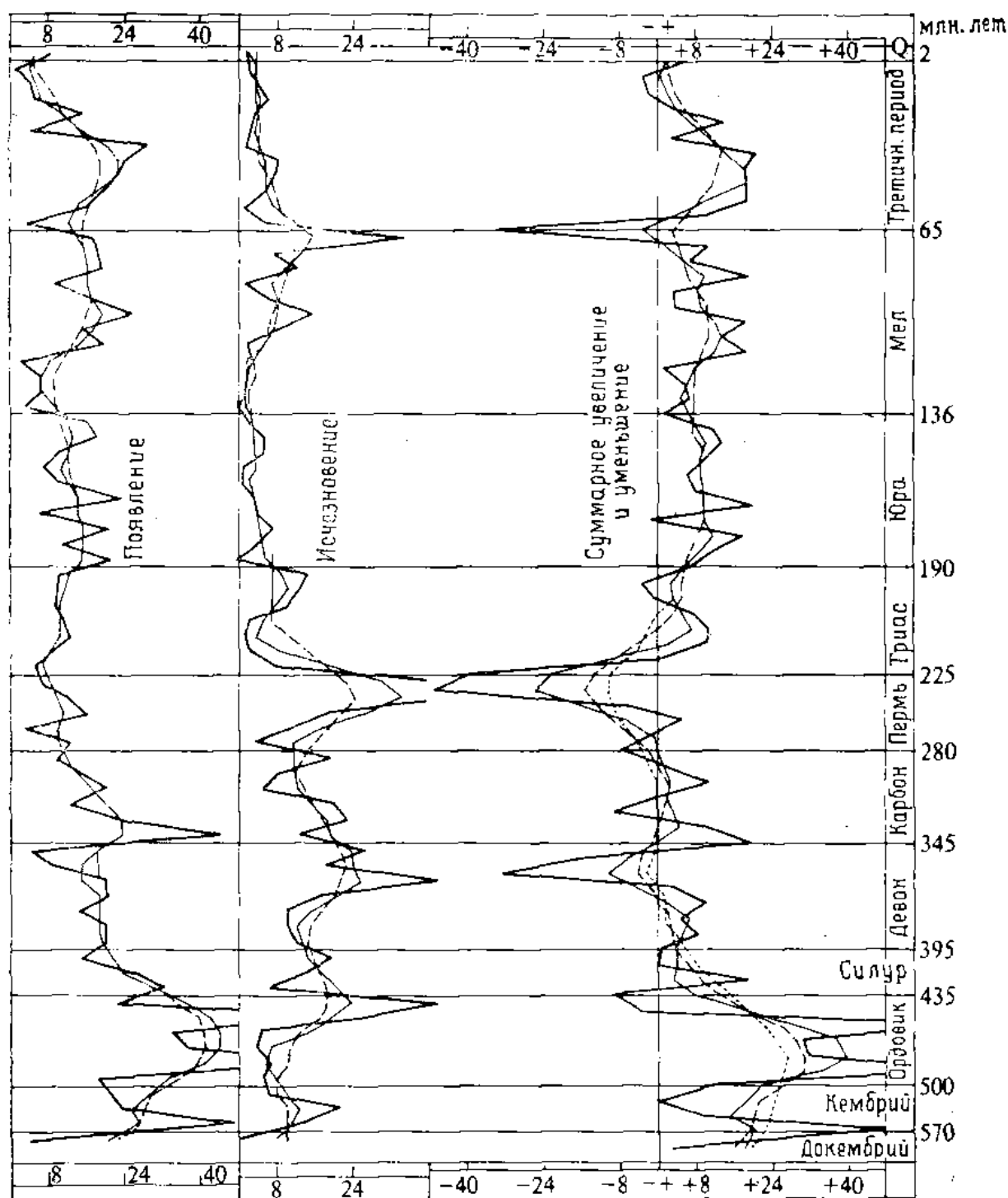


РИС. 10.2. Появление и исчезновение семейств в фанерозое. Показан также суммарный график увеличения и уменьшения числа семейств [91].

этого делать нельзя. Он предпочитает считать, что геологические системы, породы которых более доступны для изучения, действительно содержат большее число видов (хотя и не может доказать этого), поэтому для таких систем и описано больше видов. Другими словами, большинство палеонтологов интересуются породами с наибольшим содержанием органических остатков.

Есть ли выход из этого тупика? По-видимому, его можно найти, если различать комплексы, характерные для различных экологических условий, которые можно сравнивать, переходя от одного периода к другому. Это попытался сделать Бамбах [19]. Он проанализировал данные по сотням ископаемых комплексов, относящихся к трем разным типам условий, установленным по фациям. Высокострессовые краевые морские обстановки всегда характеризуются наименьшим разнообразием фауны, и, наоборот, открытое море характеризуется наибольшим разнообразием; для изменчивых прибрежных морских условий характерны промежуточные значения. Из материалов Бамбаха, очевидно, следует, что вариации числа видов в пределах одной среды обитания малы для длительных интервалов времени и что с середины палеозоя число видов увеличилось примерно в четыре раза, причем в прибрежной зоне это увеличение менее четко выражено, чем в зоне открытого моря, а в высокострессовых обстановках значительного изменения вообще не отмечается. Тем самым частично подтверждается мнение Валентайна, но остаются еще некоторые существенные проблемы интерпретации, особенно в отношении факторов, контролирующих разнообразие видов в пределах одной среды обитания. Бамбах считает, что наибольшее значение имеет здесь то, что со временем изменяются трофические связи. Однако в этих вопросах много еще неясного и требующего дальнейших исследований.

КЕМБРО-ОРДОВИКСКАЯ РАДИАЦИЯ

Прежде чем обратиться к проблеме массового вымирания, полезно узнать кое-что о природе возрастания числа видов после достижения «равновесной» обстановки в позднем ордовике и о возможном влиянии на этот процесс физико-географической обстановки.

Брейзиер [43] произвел детальный анализ кембрийского эпизода радиации, в течение которого впервые появился целый ряд организмов, имевших сохраняющиеся в ископаемом состоянии скелетные части: известковые водоросли, археоциаты, губки, членистоногие, моллюски и иглокожие. Кроме того, стали значительно более разнообразными акритархи и мягкотелые организмы, что доказывается данными об ископаемых следах и прекрасно сохранившейся фауной глинистых сланцев Берджесс в Британской Колумбии [78]. По сравнению с вендом и началом кембрия (томмотский ярус) стала проявляться общая тенденция к увеличению размера раковин. Поскольку минерализованные раковины стали развиваться в первую очередь у бентосных беспозвоночных размером менее 10 мм, можно с большой уверенностью предполагать, что причиной появления прочных

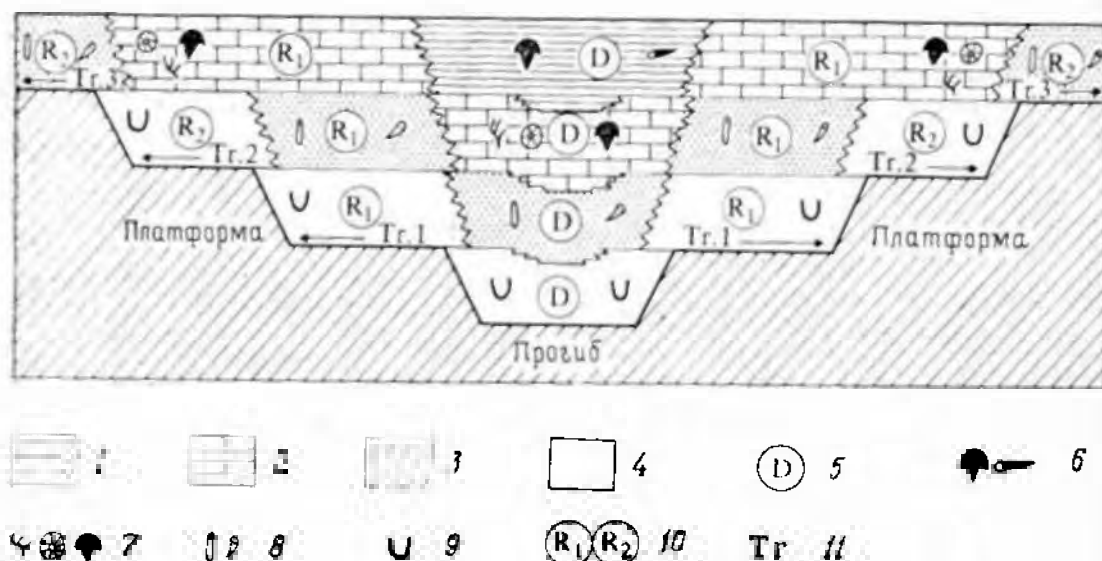


РИС. 10.3. Модель кембрийской трансгрессии и расселения организмов [43]. 1 — глины подводного склона; 2 — органогенные известняки (часто глауконитовые и фосфоритовые); 3 — прибрежные песчаники и алевролиты (часто глауконитовые и фосфоритовые); 4 — обломочные отложения литорали; 5 — трилобиты, хиолиты; 6 — известковые ископаемые, в том числе водоросли, археоциаты, трилобиты; 7 — фосфатные трубки и раковины, в том числе *Hyalolithellus*, *Mobergella*, *Torellella*; 8 — ходы роющих организмов, в том числе *Diplocraterion*, *Skolithos*; 9 — стадии развития; 10 — радиации; 11 — трансгрессии.

скелетов была опасность быть съеденными, т. е. воздействие поедания (scorping pressure — см. гл. 9), так как именно такие мелкие сидячие организмы подвергались ей в наибольшей степени.

Для большинства разрезов верхнего венда — нижнего кембрия характерен последовательный переход от ископаемых следов к организмам, обладавшим панцирем и трубкой, а от них — к трилобитам. Таким образом, в идеализированной модели для раннекембрийских отмелей типичный трансгрессивный разрез начинается литоральными отложениями, содержащими не очень разнообразный комплекс роющих организмов (в основном *Skolithos*, *Monocraterion*, *Diplocraterion*) или строматолиты. Затем в терригенных разрезах идут песчаники, в которых к указанному выше комплексу прибавляется бентосная фауна *Phycodes* и *Rusophycus*, и, наконец, глинистые или известковистые породы со сравнительно большим разнообразием видов, в частности со следами роющих организмов *Teichichnus* и скелетными остатками. В карбонатных разрезах водорослевые биостромы сменяются археоциатовыми рифами, а те в свою очередь — глубоководными глинами или известняками с хиолитами и трилобитами. Таким образом, кембрийская радиация отражает последовательную смену экологических условий.

Эта последовательность доминирующих природных обстановок, отвечающая разным фазам трансгрессии, управляла, по всей видимости, развитием и радиацией различных групп организмов. В начальные стадии повышения уровня моря развивались литоральные сообщества. Быстрая трансгрессия приводила к их распространению на более обширные площади; одновременно происходило развитие комплексов, относящихся уже к более далеким зонам взморья. На построенной Брейзнером схеме развития трансгрессии (рис. 10.3) видно, что различные сообщества не обязательно появлялись и расценивались одновременно. По мере повышения уровня моря литоральные отложения сменялись известковыми и глинистыми осадками более открытых участков моря. В соответствии с этим происходила радиация трилобитов, археоциат, моллюсков и других групп. Стратиграфические данные и материалы фациального анализа в целом довольно хорошо согласуются с этой моделью.

Хаус [215] считает, что расширение и дальнейшее увеличение числа видов в ранне- и среднеордовикское время было обусловлено расширением эпиконтинентальных морей, что затронуло прежде всего организмы с известковыми твердыми частями, в том числе кораллы (ругозы и табуляты), строматопороидеи, мшанки, замковые брахиоподы, криноидеи и наутилоидеи. Быстрый рост эволюционного многообразия был характерен также для граптолитов.

МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ

На основе подсчета процентного отношения числа исчезнувших семейств к общему числу семейств в многочисленных группах наземных и морских ископаемых организмов, родственно не связанных между собой, Ньюэлл [346] установил несколько фаз массового вымирания в фанерозое (табл. 10.1). Такой же подсчет, произведенный для первого появления семейств, показал ряд пиков, непосредственно следующих за фазами вымирания. Эти пики Ньюэлл объяснил эволюционным увеличением разнообразия вследствие освобождения экологических ниш. Рассмотрим подробнее некоторые эпизоды вымирания.

Позднедевонский эпизод можно более или менее точно отнести к границе между франским и фаменским веками. Более всего процесс вымирания охватил организмы, обитавшие в районах рифов и вокруг них, причем в наибольшей степени были затронуты кораллы и строматопороидеи. С другой стороны, среди конодонтов произошли сравнительно небольшие изменения [317].

Позднепермское вымирание, согласно широко распространенному мнению, было наиболее значительным. Хотя Родс [381] пытался сгладить резкость перехода от перми к триасу, утвер-

ТАБЛИЦА 10.1

КРУПНЕЙШИЕ ЭПИЗОДЫ ВЫМИРАНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Эпизод	Крупные группы животных, сильно затронутые в данном эпизоде	Число вымерших семейств, % [346]
Позднемеловой	Аммониты*; белемниты; двустворчатые рудисты*; кораллы; морские ежи; мшанки; губки; планктонные фораминиферы; динозавры*; морские рептилии*	26
Позднетриасовый	Аммониты; брахиоподы; конодонты*; рептилии; рыбы	35
Позднепермский	Аммониты; кораллы рогозы*; трилобиты*; бластоидеи*; бесстебельчатые, обвивающие и камерные морские лилии*; брахиоподы; продуктиды*; фораминиферы; фузулиниды*; мшанки; рептилии	50
Позднедевонский	Кораллы; строматопороидеи; трилобиты; аммониты; мшанки; брахиоподы; рыбы	30
Позднеордовикский	Трилобиты; брахиоподы; морские лилии; морские ежи	
Позднекембрийский	Трилобиты; губки; гастроподы	52

* Последнее появление группы.

жда, что уменьшение таксономического разнообразия на этом рубеже объясняется в большей степени недостаточностью триасового пополнения [т. е. незначительным появлением новых таксонов.— *Ред.*], чем результатом пермского вымирания,— это мнение не получило в дальнейшем поддержки. Так, Шопф [408] показал, что в течение пермского периода число семейств беспозвоночных понизилось вдвое. Некоторые группы, которые к концу перми оказались вымершими, такие, как трилобиты и бластоидеи, давно уже были в состоянии упадка, но многие другие процветали еще в позднепермскую эпоху. Наиболее драматические изменения животного мира, очевидно, произошли все-таки на границе перми и триаса. Из морских отложений перми и триаса, развитых в немногих районах мира, лучше всего изучены разрезы в Пакистане. Если границу перми и триаса определять по аммонитам, то можно показать, что брахиоподы и остракоды пермского облика поднимаются несколько выше этой границы, тогда как конодонтовая зона сечется ею [288]. Примерно на рубеже перми и триаса исчезли семейства крупных травоядных рептилий, в том числе парейазавры, горгонопсиды и гиппозавриды [18].

Хотя поздне триасовое вымирание привлекло сравнительно мало внимания, оно, согласно Ньюэллу [346], привело к исчезновению более трети всех семейств животных. Среди беспозвоночных вымирание сильнее всего сказалось на аммонитах. Хотя еще в позднем триасе (в карнийском и норийском веках) число семейств аммонитов было чрезвычайно большим, в юре сохранилось только одно семейство. То, что целая группа оказалась так близко к полному вымиранию, должно заставить стратиграфов юры и мела серьезно призадуматься. Даже двустворчатые моллюски — обширная группа, которую обычно считают относительно устойчивой во время массовых вымираний, — были сильно затронуты на уровне родов, а мегалодонты, т. е. моллюски с крупными толстыми раковинами, обитавшие в районах рифов и вокруг них, к концу периода полностью исчезли. Среди наземных позвоночных вымерли крупные травоядные ринхозавры, дицинодонты и текодонты-аэтозавры, а также крупные земноводные лабиринтодонты, но их вымирание произошло, по видимому, несколько раньше окончания позднего триаса — приблизительно в карнийском веке [18].

Поздне меловое вымирание вызывает даже больший интерес, чем поздне пермское, отчасти потому, что среди жертв оказались любимые всеми нами доисторические животные — динозавры. Некоторые группы животных, такие, как аммониты, были к этому времени в состоянии упадка [196, 263], другие же, например планктонные фораминиферы и динозавры, процветали еще в маастрихте, так что внимание специалистов концентрируется на событиях, происходивших на границе между мелом и третичным периодом. Среди редких полных разрезов отложений, включающих эту границу, к наиболее изученным относятся более или менее фациально однородные толщи белого мела маастрихта и дания, известные в Дании. Здесь граница проводится по тонкой пачке смектитовых, так называемых рыбных глин. Над горизонтом рыбных глин известковый микро- и нанопланктон испытывает резкое изменение, тогда как неизвестковый микропланктон, представленный динофлагеллатами, переходит из мелковых отложений в третичные, практически не меняясь. Аммониты и белемниты в последний раз встречаются в маастрихтском белом писчем мелу, но как маастрихтская, так и датская бентосная фауна беспозвоночных в целом имеют сходный облик, хотя на уровне видов проявляются некоторые различия.

Относительно наземных позвоночных четко выявляется, что резкие перемены произошли отнюдь не во всех группах. Так, практически все семейства водных животных, обитавших в пресной воде, включая крокодилов, продолжали существовать и в третичное время [18].

С обсуждаемой проблемой связаны теперь материалы, предоставляемые новой областью исследований — магнитной стратиграфией, поскольку эти данные создают перспективу исключительно точной стратиграфической корреляции разрезов суши и океанов. В одном из биостратиграфически полных разрезов верхнемеловых и палеогеновых пелагических известняков района Губбио, Италия, была изучена последовательность инверсий геомагнитного поля, которая оказалась в хорошем соответствии со шкалой морских магнитных аномалий [10]. Детальный анализ скорости осадконакопления в районе Губбио позволяет предположить, что маастрихтско-датский фаунистический переворот произошел очень быстро — в течение примерно 10 тыс. лет или меньше [269]. Палеонтологическое изучение сравнительно полного разреза пелагических отложений в районе Сумайа, Испания, показывает, что стрессовые условия в среде обитания сказались раньше всего — примерно за 10 тыс. лет до конца маастрихта — на планктонных фораминиферах, после чего и разразился крупный кризис, в результате которого вымерли глоботрунканиды и произошли резкие изменения нанопланктонной флоры [357].

Естественно, многие специалисты интересуются вопросом, было ли вымирание динозавров одновременным с исчезновением планктонных групп. Батлер и др. [50] провели магнитостратиграфическое изучение одного из разрезов континентальных отложений в штате Нью-Мексико и утверждают, что в этом разрезе установлен непрерывный переход от меловых отложений к третичным. Корреляция с разрезом Губбио показывает, что динозавры вымерли несколько позже, чем планктонные фораминиферы, возможно, примерно через полмиллиона лет. Альварес и др. [11], подвергли эту корреляцию критике, заявив, что в разрезе, описанном в Нью-Мексико, может существовать перерыв. Если это так, то вымирание морских и наземных организмов действительно могло развиваться одновременно. Новые сведения по данной проблеме, полученные в результате еще одного магнитостратиграфического исследования континентального разреза в провинции Альберта, Канада, опубликованы в работе Лербекмо и др. [299]. Они указывают на приблизительную синхронность вымирания динозавров и фораминифер, которое происходило несколько раньше времени образования магнитной аномалии 29, причем максимальная погрешность такого сопоставления не превышает 100 тыс. лет.

Прежде чем перейти к обсуждению возможных причин массовых вымираний, надо определить, имеются ли какие-либо типы организмов, которые более других чувствительны к изменению окружающих условий. Мак-Артур и Уилсон [305] предложили широко одобренное ныне разделение организмов по их

экологической приспособляемости к двум типам отбора: « K » и « r ». При K -отборе сохраняется постоянная прямая зависимость между плотностью популяций организмов и возможностями данной среды обитания, а при r -отборе происходит естественный рост популяций (r — коэффициент роста). K -отбор в целом характеризуется большой затратой пищевых ресурсов на питание сравнительно немногочисленных подрастающих особей, поздним созреванием видов, большей длительностью жизни и большей специализацией питания (т. е. существующие при K -отборе виды питаются только определенной пищей). Такой отбор происходит главным образом при стабильных условиях среды, когда взаимодействие между различными организмами играет важную роль. Напротив, виды, выживающие при r -отборе, созревают быстро и, следовательно, имеют в основном небольшие размеры и высокий репродуктивный потенциал. Как правило, отмечаются значительные колебания размеров их популяций; эти организмы лучше приспособляются к изменениям среды обитания и условиям физиологического стресса и обычно питаются любой пищей; они преобладают на ранних стадиях последовательности экологических изменений. Другими словами, эти организмы являются «сорняками».

Подобный упор на популяционную стратегию ценен при исследовании эволюции, так как при этом затрагиваются некоторые важные истины. Однако он очень упрощает картину: из предлагаемой схемы имеется много исключений. Вермей [485] предлагает выделять три категории видов: *оппортунистические*, *терпимые к стрессу* и *биологически компетентные*. Виды-оппортунисты более или менее соответствуют r -отбору, но виды других категорий, хотя и живут долго и характеризуются низким репродуктивным потенциалом (что соответствует K -отбору), различаются по толерантности к изменениям условий среды и в разной степени подвержены массовому вымиранию. В то время как физиологически стрессовые обстановки, такие, как морское мелководье с меняющейся соленостью и температурой, заселяются главным образом терпимыми к стрессу видами, повышенная подверженность биологически компетентных видов вымиранию еще более усиливается благодаря расшатывающему воздействию взаимной эволюции, в результате которой давление отбора непрерывно меняется. Таким образом, биологически компетентные виды должны развиваться быстрее, а вымирание должно затрагивать их чаще (другая сторона медали!). В традиционном, но узком словоупотреблении эти виды можно называть более специализированными.

Данные по ископаемым организмам подтверждают эти соображения. Так, ископаемые тропические рифы — это морская среда, для которой наиболее характерны биотическое взаимо-

действие и стабильные условия, а обитающие в районе рифов и вокруг них организмы относятся к морским беспозвоночным, сильнее всех подверженным массовому вымиранию. Список таких организмов достаточно велик. В него входят кораллы, строматопороидеи, археоциаты, из двустворок — рудисты и мегалодонты, а также многие брахиоподы, фузулиниды, мшанки и морские лилии. Кроме того, быстро эволюционировавшие группы, такие, как аммониты, трилобиты и планктонные фораминиферы, также были сравнительно сильно уязвимыми. Что касается групп крупных наземных организмов, преимущественно долгоживущих, но с низким репродуктивным потенциалом, то они были, очевидно, более уязвимы, чем мелкие животные.

ПРИЧИНЫ МАССОВОГО ВЫМИРАНИЯ

Если целый ряд крупных физиологически и экологически независимых групп животных, имевших повсеместное распространение, исчезает приблизительно в одно и то же время, этому надо искать скорее общее, чем частные причины, т. е. такие причины, которые действовали бы в масштабе всего мира. Таким образом, большинство из многочисленных предположений о причинах вымирания динозавров неудовлетворительно. Например, предположение, что динозавры вымерли вследствие того, что мелкие млекопитающие поедали их яйца, не учитывает ни одновременного вымирания многих других групп, ни того обстоятельства, что, если исключить человека, никакие хищные животные обычно не предаются убийству в такой степени, которая нарушила бы равновесие в природе. В настоящее время мне больше всего правится гипотеза, связывающая вымирание динозавров с утратой голосеменными их доминирующего значения в наземной флоре. Многие из дошедших до нас растений этого типа содержат масла с хорошо известными слабительными свойствами. Горестное предположение, что динозавры вымерли от запора, нельзя, к сожалению, подтвердить ископаемыми материалами, которые, однако, ясно говорят о том, что задолго до конца мела в наземной флоре доминирующая роль перешла от голосеменных к покрытосеменным.

В нашем обзоре рассмотрены только те возможные причины массового вымирания, которые наиболее широко обсуждались или кажутся наиболее правдоподобными.

Внеземные события и геомагнитные инверсии. Шиндевольф [401] считал позднепермское массовое вымирание настолько исключительным событием, что для его объяснения полагал необходимым привлечь внеземные причины, такие, как возрастание интенсивности космической радиации. Опираясь на появившиеся данные о магнитных инверсиях, запечатленных в горных

породах, и на допущение о том, что ослабленное геомагнитное поле не создает во время инверсии надежной защиты от биологически вредного воздействия космического излучения, Уффен [473] также пришел к выводу, что это излучение как раз и было непосредственной причиной массового вымирания.

Такого рода объяснения подвергались суровой критике [34, 489]. При нынешней интенсивности космической радиации и солнечного корпускулярного потока добавочная доза радиации, возникающая на уровне моря в период ослабления магнитного поля, имеет незначительную величину. Помимо этого, космические лучи сильно поглощаются водой и быстро затухают уже на небольших глубинах, а большинство планктонных организмов живут на некотором удалении от поверхности. В дополнение к этим доводам представляется странным, что наземные растения, которые несомненно более уязвимы, чем морские организмы, были, по всей видимости, затронуты слабо. Здесь, однако, надо отметить допускаемое Красиловым [282] резкое изменение флоры голосеменных на рубеже мела и третичного периода. Точно так же переход от флоры *Glossopteris* к флоре *Dicroidium* в Гондване начался в зоне *Lystrosaurus* — сразу над границей перми и триаса [18].

Тем не менее Хейс [204] отметил, что из восьми видов радиоларий, вымерших за последние 2,5 млн. лет, шесть видов исчезли в моменты, близкие ко времени инверсий геомагнитного поля (установленных по керну глубоководного бурения). Статистический анализ показывает, что случайное совпадение здесь маловероятно. Крейн [85] высказал более общее утверждение, а именно что хорошая корреляция между интервалами ускорения геомагнитных инверсий и эпизодами массового вымирания существовала на протяжении всего фанерозоя (рис. 10.4). На основании нескольких экспериментов, показавших, что при понижении магнитного поля во всем поведении и биохимической активности организмов могут возникать отклонения от нормы (например, бесплодие, ферментные изменения, ослабление активности при поисках пищи), он предположил непосредственную причинную связь этих явлений независимо от какого бы то ни было внешнего излучения. Однако Мак-Элхини [308] считает, что никакой заметной корреляции между эволюцией и вымиранием, с одной стороны, и наблюдаемой частотой инверсий, с другой — не существует. Хейс [204] тем не менее подчеркивает значение того факта, что и конец перми, и конец мела были временем перехода от долгого периода редких инверсий к периоду частых инверсий. Однако на рис. 10.4 видны явные отклонения от этой общей картины.

Несмотря на критику гипотез внеземных причин вымирания, попытки их возрождения неоднократно повторяются. Так,

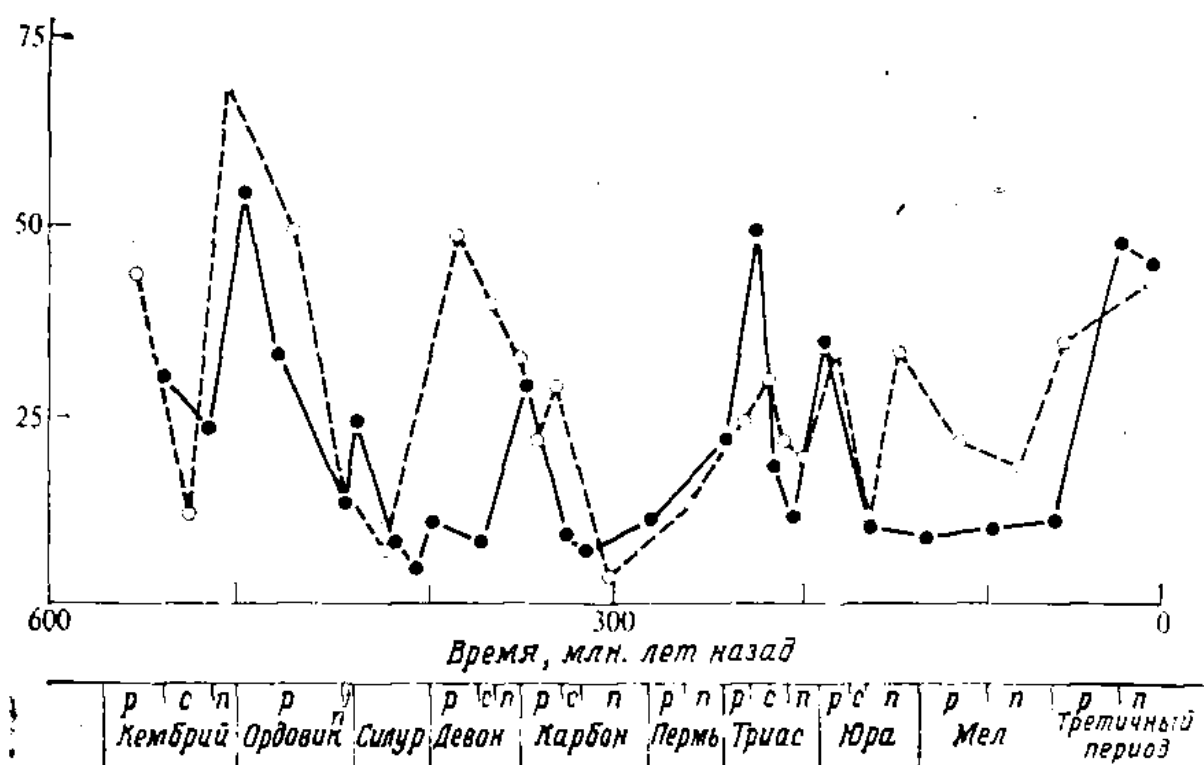


РИС. 10.4. Сопоставление меняющейся частоты магнитных инверсий (прерывистая линия) и индекса массового вымирания (сплошная линия). Вертикальная шкала дает процентное выражение смешанных магнитных измерений и процентное отношение числа вымерших семейств к общему числу семейств, существовавших в начале каждого эпизода вымирания [85]. Периоды разделены на эпохи: *р* — ранняя, *с* — средняя, *п* — поздняя.

Рид и др. [377, 378] предполагают, что на земной поверхности эпизодически могла возрастать интенсивность ультрафиолетовых лучей вследствие пробоев защитного озонового слоя или в результате взрывов сверхновых. Мак-Ларен [317] для объяснения позднедевонского вымирания привлекает астрономическую катастрофу совершенно иного рода, а именно падение крупного метеорита в Тихий океан, в результате чего на обширных пространствах океанов произошло взмучивание осадка и волновое возмущение, от которого особенно сильно должны были пострадать рифовые организмы.

Недостатком всех гипотез такого рода является то, что их трудно или даже невозможно проверить; нет для них никаких доказательств и в стратиграфических разрезах древних отложений. Методологически представляется более правильным не привлекать внеземные и геомагнитные события как своего рода «бога из машины» (*Deus ex machina* — неожиданная и необъяснимая развязка театрального действия), а внимательно разобраться в том, что запечатлено в горных породах. Надо только отказаться от надежды найти причину в каком-то одном событии или в комбинации событий, наиболее знакомых геологам,

если, конечно, не обнаружится соответствующей хорошей корреляции.

Климатические и атмосферные изменения. Поскольку в четвертичное время климатические изменения играли определяющую роль, естественный интерес представляет вопрос: не связаны ли с ними эпизоды вымирания? Оказывается, ничего похожего на массовые вымирания в четвертичное время не было. Хорошо известен пример вымирания в раннем голоцене, когда исчезли некоторые крупные млекопитающие, но это случилось во время улучшения климата и, по-видимому, объясняется, по крайней мере отчасти, ростом человеческих популяций. Наиболее типичной реакцией как морских, так и наземных видов было не вымирание, а бегство в новые места. Если обратиться к докайнозойскому времени, то хороший пример можно найти в том, как повлияло изменение климата и развитие психросферы в конце эоцена на значительное вымирание глубоководных бентосных фораминифер и остракод (см. гл. 7).

Широко распространено мнение, что динозавры вымерли в результате похолодания в конце мела, когда начались холодные зимы, к которым динозавры были плохо приспособлены. Недавно Мак-Лин [318] высказал совершенно новую идею о том, что, напротив, вымирание было обусловлено потеплением, случившимся в конце маастрихта, поскольку, как показали физиологические исследования, рептилии лучше переносят периоды охлаждения, чем потепления. Мак-Лин привел в поддержку своей гипотезы данные из одной работы по изотопам кислорода в керне глубоководного бурения, но решил не упоминать множество других данных, указывающих на несомненное ухудшение мирового климата на рубеже мела и третичного периода (см. гл. 7). В гипотезе похолодания имеются, однако, по меньшей мере два уязвимых момента. Во-первых, теплолюбивые, стено-термные крокодилы и другие пресноводные рептилии были мало затронуты вымиранием [18]. И во-вторых, едва ли можно считать, что резко выраженное вымирание планктонных фораминифер в конце маастрихта, протекавшее, очевидно, геологически очень короткое время, было связано с резким падением температуры атмосферы: ведь тепловая инерция мировой системы океанов очень велика.

Если брать еще более отдаленное время, то доказательства климатического воздействия на массовое вымирание оказываются очень слабыми, хотя можно обоснованно утверждать, что косвенно такое воздействие сказалось в позднем ордовике, когда вследствие роста сахарского ледникового покрова произошло отступление эпиконтинентальных морей. Коппер [82] постулировал похолодание климата, чтобы объяснить массовое вымирание рифовых и околорифовых организмов в позднем де-

воне. Для доказательства своего предположения Коппер ссылается на широкое распространение в Западном полушарии условий, приводивших к образованию в фамене черных сланцев. Эти условия, по мнению Коппера, свидетельствуют о коротких холодных эпизодах, приводивших к массовой гибели организмов. В Мальвинокафрейской провинции южного полушария, согласно Копперу, позднедевонское вымирание не затронуло «холодноклиматических» роющих, питающихся осадками двустворок и беззамковых брахиопод. Однако имеются более достоверные объяснения условий образования черных сланцев, а формы, выжившие при массовом вымирании,— это просто эвритопные, терпимые к стрессу организмы, сравнительно слабо чувствительные к вымиранию.

Сложная проблема, связанная с позднемеловым вымиранием, состоит в том, чтобы объяснить, почему оно так сильно отразилось на столь резко экологически различных группах организмов, как морской планктон и динозавры. Остроумное решение этой проблемы нашла Таппан [461]. Она предположила, что от количества морского фитопланктона зависело содержание кислорода и углекислого газа в атмосфере и что изменение относительной и абсолютной численности этих организмов имело широкое воздействие на биоту того времени. В результате крупной позднемеловой трансгрессии, предшествовавшей регрессии в самом конце мела, поступление питательных веществ с суши резко сократилось: континенты уменьшились до минимальных размеров. Этот и связанные с ним процессы привели к заметному понижению количества морского фитопланктона и, следовательно, к возрастанию содержания углекислого газа и уменьшению кислорода в атмосфере (в связи с ослаблением фотосинтеза). Эти изменения атмосферы привели к смерти динозавров, тогда как животные, проводящие лето или зиму в спячке, например крокодилы и черепахи, смогли выжить.

Довод, приводимый Таппан, о том, что обширная трансгрессия должна была уменьшить поступление питательных веществ, противоречит другим аргументам, доказывающим обратное (см. гл. 5 и 8), а ее допущение, что сокращение биомассы фитопланктона оказало заметное воздействие на хорошо регулирующуюся систему атмосферы, вызывает сомнения, чтобы не сказать больше. Кроме того, в настоящее время имеется большая неопределенность в вопросе о том, какова доля участия наземных и морских растений в продуцировании атмосферного кислорода.

Изменения солености. Вывод о том, что мессинский «кризис солености» сильнейшим образом сказался на средиземноморской фауне, получил общее признание. Однако предположения

о связи массовых вымираний с колебаниями солености океанов гораздо более умозрительны.

Фишер [130] развивал гипотезу, выдвинутую раньше Бейрленом, что фаза массового вымирания на рубеже перми и триаса была следствием понижения солености после извлечения из океанов громадного количества соли в виде эвапоритов, отложившихся в пермских эпиконтинентальных бассейнах. Данные по Балтийскому морю указывают на существенное уменьшение разнообразия организмов при значениях солености ниже 30‰, причем полностью исчезают стеногалинные группы. Накопление около 7×10^{15} т соли в эвапоритовых бассейнах и в рассолах, стекавших в глубоководные впадины, должно было понизить соленость большей части океанской воды примерно до 30‰. К сожалению, независимого способа проверки этой интересной идеи пока нет, так как оценки общей массы эвапоритов, накопившихся в существующих эпиконтинентальных бассейнах, недостаточны. То, что огромные количества соли хранятся в виде рассолов в глубоких океанических впадинах, все еще остается только догадкой. Есть и другие трудности, в особенности то обстоятельство, что вымирание морских организмов произошло на границе между пермью и триасом или около этого рубежа и что одновременно на суше также происходило значительное вымирание.

Еще один недостаток гипотез о влиянии солености на органический мир состоит в том, что они неудовлетворительны в качестве *общего* объяснения морского массового вымирания, хотя Бергер и Тирштейн [24] предполагают именно это, исходя из своей увлекательной идеи об океанических «инъекциях» [465]. Они используют данные по изотопам кислорода, полученные по керну исключительно хорошо документированной скважины № 356 глубоководного бурения в южной части Атлантического океана. Эти данные показывают более или менее устойчивые значения $\delta^{18}\text{O}$ для всего маастрихта, а затем резкое изменение в составе изотопов кислорода в подошве дания, что может означать резкое повышение температуры воды (это не соответствует гипотезе Мак-Лина, так как происходит слишком поздно) или понижение солености. Тирштейн и Бергер отдают предпочтение последней интерпретации и приводят указанные данные как доказательство своей гипотезы о том, что вымирание морских организмов в конце мела было вызвано вторжением в океан больших масс опресненных вод из изолированного до этого события высокоширотного бассейна. Однако существование в конце мела обширного покрытого льдами моря в высоких широтах представляется по ряду причин маловероятным (см. гл. 7), а без этого трудно понять, откуда взялись требуемые огромные массы слабосоленых вод. Тирштейн и Бергер не смо-

гли также убедительно объяснить одновременного вымирания динозавров. Трудности возрастают, если подобные предполагаемые вторжения океанских вод рассматривать как вероятную причину других фанерозойских эпизодов массового вымирания.

Сходную интерпретацию причин вымирания в конце мела планктонных организмов выдвинули Гартнер и Кини [156]. Они утверждают, что в течение позднего маастрихта из ранее замкнутого солоноватоводного арктического бассейна поверхностный слой воды низкой солености распространился на весь Мировой океан. Это утверждение подверглось критике [63] на основании того, что маастрихтские микрофоссилии из керна скважины, пробуренной в Северном Ледовитом океане, оказались нормального морского типа. Кроме того, выводы Гартнера и Кини, основанные на анализе ископаемого нанопланктона из белого писчего мела Северного моря, по всей видимости, недостоверны, так как взятый ими керн содержит, по данным геологов компании «Шелл», переотложенный оползневый материал [456].

Закон Ога. Явление синхронности максимума горообразования и максимальной трансгрессии получило название *закона Ога* — по имени выдающегося французского геолога Эмиля Ога, впервые выдвинувшего эту идею. Баккер [18] объясняет массовое вымирание динозавров, исходя из этого закона. Он утверждает, что в конце мела рельеф суши был исключительно однообразным. Это должно было привести к инвелированию различий в условиях обитания и, следовательно, обострить борьбу за существование. При этом нет необходимости предполагать повышение темпа вымирания: просто сократилось переселение животных с исчезающих возвышенностей. Независимую проверку этой гипотезы провести трудно. Однако навряд ли в позднем мелу было мало или вообще не было никаких возвышенностей. Мощные отложения турбидитов этого возраста в глубоководных районах Атлантического океана свидетельствуют об обратном, как и четко выраженная региональная регрессия на Западе США, связанная с ларамийским поднятием [198].

Бескислородные события. Самый значительный поворот в развитии морской фауны беспозвоночных юрского периода приходится на ранний тоар. Изменениями были затронуты такие важные группы, как аммониты, двустворки, брахиоподы, фораминиферы и остракоды, так что едва ли найдутся виды, общие для отложений, накапливавшихся раньше и позже этого времени. Как отмечено в гл. 8, ранний тоар может рассматриваться в качестве наиболее вероятного юрского бескислородного события того же типа, который ранее был установлен для мелового периода. Фации черных сланцев тоара распространены исключительно широко, хотя это и не доказано для всего мира в целом. Области, в которых могли обитать неретические орга-

низмы, в тоаре должны были соответственно сильно сократиться, что могло вызвать вымирание вследствие «эффекта площади» (см. ниже). Было бы интересно выяснить, связано ли с предполагаемым для рубежа сеномана и турона развитием бескислородных условий массовое вымирание на уровне видов. Исходя из широкого распространения фации фаменских черных сланцев, можно было бы считать такое объяснение наиболее подходящим для позднедевонского вымирания.

Изменения уровня моря. В статье, написанной много лет назад, еще в 1909 г., и оказавшей большое влияние на развитие геологической мысли, Чемберлен [57] утверждал, что крупные фаунистические изменения, происходившие в ходе геологического времени и составляющие основу биостратиграфической корреляции, в конечном счете контролировались развитием эпейрогенических движений на материках и в океанических впадинах. Регрессии моря он сопоставлял с периодами возобновления поднятий на континентах и прогибания океанских бассейнов, что приводило к разобщению фаунистических провинций и сокращению областей распространения организмов; трансгрессии же, по этой схеме, соответствовали периодам опускания континентов до минимального уровня и широкого расселения новой фауны. В дальнейшем Мур [337] предположил в результате изучения палеозойских эпиконтинентальных морей, что в большей степени ускорению эволюции способствовали эпохи регрессий из-за массового вымирания в результате перенаселения в сохранившихся, но сильно сократившихся морях. Однако первым, кто предложил гипотезу, прямо связывающую вымирание организмов и их радиацию с эвстатическими колебаниями уровня моря, был Ньюэлл [346]. Он показал, что между таксономическим разнообразием биоты и площадью, доступной для колонизации, существует хорошая корреляция. Таким образом, сокращение размеров среды обитания в эпиконтинентальных морях должно было оказать вредное влияние на неретические организмы и вызвать их массовое вымирание. Расширение области обитания при последующей трансгрессии приводило к адаптивной радиации уцелевших организмов.

Мы выяснили, что правдоподобной причиной быстрого роста таксономического разнообразия в кембрии и ордовике можно считать распространение эпиконтинентальных морей. Обращение к материалам, приведенным в гл. 6, дает хорошее подтверждение тезиса Ньюэлла о том, что массовые вымирания совпадают со значительным понижением уровня моря. Так, крупные регрессии происходили в конце кембрия, ордовика, перми и мела. Данные о событиях в конце девона менее ясны. Моя собственная не опубликованная пока работа позволяет указать еще на одну важную фазу общей регрессии, отразившейся на орга-

ническом мире,— на регрессию в конце триаса. Эта корреляция существует, по-видимому, и при более детальном рассмотрении, так как эпизоды вымирания юрских аммонитов приурочены, как правило, к интервалам регрессий, а радиация — к интервалам трансгрессий [191]. Такой же вывод сделан и для гоннатитовой фауны каменноугольного периода [370].

Эту тему можно развить дальше, применив широко известную в экологии зависимость между числом видов и площадью обитания. Хорошей экологической лабораторией являются острова; было показано, что для многих видов животных существует простая зависимость, выраженная уравнением [305] $S = cA^z$, где S — число видов, c — коэффициент, подбираемый в зависимости от анализируемого видового комплекса, плотности популяций и характера среды обитания, A — площадь, z — параметр, значение которого обычно располагается в интервале 0,2—0,35. Коэффициент c — это своего рода мера «качества» среды обитания, он выше при стабильных условиях среды. Престон [365] предполагает, что это уравнение справедливо и для крупных «островов», имеющих размеры континентов. Распределение голоценовых млекопитающих и пресмыкающихся, по-видимому, подтверждает такое предположение [135]. Данная зависимость — важнейшая часть получившей широкое признание гипотезы равновесия, которую выдвинули Мак-Артур и Уилсон [305]. Поскольку меньшая площадь обитания может дать пристанище меньшему числу таксонов, сокращение этой площади должно приводить к понижению разнообразия и ускорению темпов вымирания. Эта основная эмпирическая зависимость представляется хорошо доказанной независимо от того, связано ли вымирание с уменьшением различий в среде обитания, с усилением борьбы за существование, с эффектом перенаселения или с чем-либо иным.

Симберлофф [438] построил модель, основанную на зависимости числа видов от площади обитания, и, используя данные Шопфа [408], смог доказать существование четкой корреляции между изменяющимся числом семейств беспозвоночных и оценками площади эпиконтинентальных морей для интервала времени, включающего всю пермь и ранний триас (рис. 10.5). Такой же анализ, проведенный для юрских родов двустворок, также показал хорошую корреляцию [189]. Не менее выразительно выполненное Кеннеди [263] сопоставление мезозойских фаз радиации и вымирания аммонитов с площадью современных континентов, затопленных морем в мезозое (рис. 10.6).

Сепкоски [422] провел множественно-регрессионный анализ данных Раупа о разнообразии фанерозойских видов беспозвоночных и получил хорошее подтверждение зависимости между числом видов и площадью их обитания (в согласии с теорией

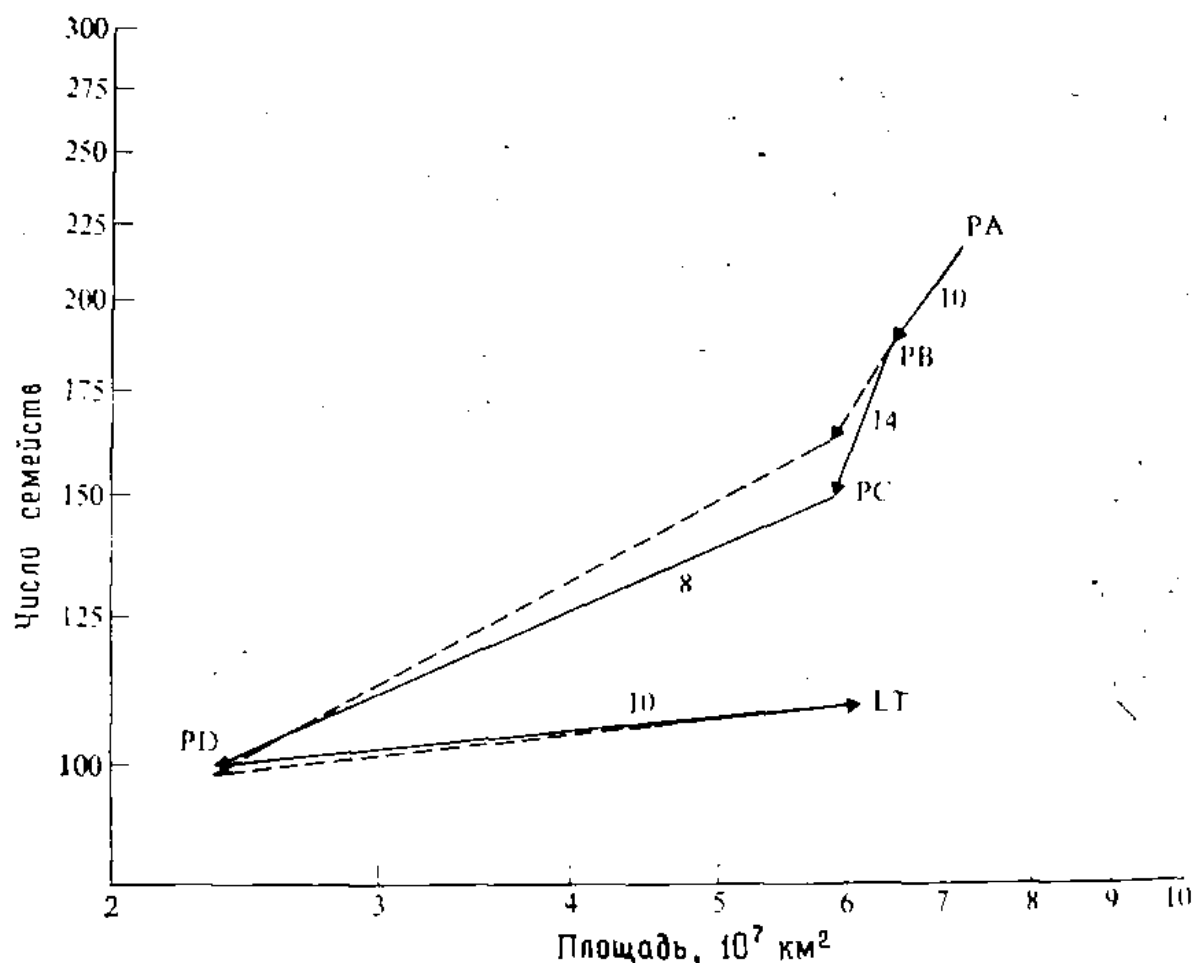


РИС. 10.5. Действительное число семейств морских беспозвоночных (сплошная линия) и число, полученное по модели, основанной на зависимости между числом видов и площадью обитания, для перми (PA—PD) и раннего триаса (LT). Цифрами на линиях обозначена продолжительность интервала в млн. лет [438].

равновесия) для области эпиконтинентальных морей, хотя надо отметить, что затем были высказаны некоторые оговорки относительно указанной зависимости [136].

Если бескислородные события действительно обусловлены трансгрессиями, как доказывается в гл. 8, то раннетриасовое и, возможно, позднедевонское вымирания также связаны с колебаниями уровня моря.

Установленные связи, которые подтверждаются разрезами, охватывающими широкий диапазон геологического времени, и имеют различный масштаб, позволяют считать гипотезу эвстатического контроля самой перспективной для выяснения причин чередования эпизодов вымирания и радиации мелководных морских беспозвоночных. Можно возразить, что крупные и быстро развивавшиеся четвертичные регрессии, обусловленные оледенениями, не приводили к массовому вымиранию. Однако необходимо учесть явление биологической адаптации. В случае четвер-

ском увеличении размеров в соответствии с так называемым правилом Копа¹. Такие изменения особенно четко выражались в рифовой и околорифовой обстановках явлениями совместной эволюции, поскольку биологическое взаимодействие играло там, вероятно, важную роль. Организмы должны были становиться все более чувствительными к изменениям обстановки, таким, как сокращение среды обитания в результате регрессии. Популяции постепенно уменьшались и переходили критический порог, ниже которого восстановление прежней плотности было уже невозможным. В условиях более жесткого естественного отбора могли выжить только приспособляющиеся и терпимые к стрессу виды, которые становились во время последующей трансгрессии главным источником адаптивной радиации. В эпохи трансгрессий тенденция эволюции часто сводилась к переходу от видов, управляемых *r*-отбором, к видам, развивавшимся путем *K*-отбора. Эта модель может быть проверена несколькими способами [192], а вся данная тема представляет собой богатое поле для будущих исследований как крупных, так и частных эпизодов вымирания.

Более серьезная проблема связана с близким совпадением по времени массового вымирания крупных наземных позвоночных в поздней перми и позднем мелу с вымиранием морских организмов — ведь область обитания наземных животных во время регрессий расширяется. Однако возникновение более обширных пространств суши должно было приводить к большей «континентальности» климата с более сильными сезонными колебаниями температуры. Холодные зимы могли сыграть роковую роль для наиболее крупных и специализированных позвоночных; при их малых популяциях и низкой воспроизводимости справиться с неблагоприятными природными условиями было очень трудно. Правильность таких предположений следует изучить значительно полнее, чем это было сделано до сих пор.

Возможно, самый трудный вопрос — это причина массового вымирания известкового фито- и зоопланктона в конце мела, поскольку не так легко понять, почему на них должны были так серьезно повлиять регрессии эпиконтинентальных морей. Очевидно то, что падение уровня моря совпало тогда с общим ухудшением климата, создало некое критическое сочетание факторов, а может быть, и в самом деле действовал какой-то неизвестный нам фактор X.

Терминальному меловому вымиранию посвящено множество работ. Оно же было темой недавнего симпозиума, в трудах которого собрано большое количество интересных данных [33].

¹ Эдуард Коп (E. D. Cope, 1840—1897) — американский палеонтолог и зоолог. — *Прим. перев.*

Сообщение о том, что тонкие полосчатые глины, отмечающие границу между меловыми и третичными отложениями в разрезах Губбио и Дании, аномально обогащены иридием, оживило интерес к возможности какого-то внезапного события — например, столкновения с большим метеоритом или астероидом [9, 222, 342, 390]. Металлы платиновой группы в земной коре содержатся в меньшем количестве по сравнению с их космическими концентрациями. Поэтому повышенная концентрация в глубоководных осадках таких элементов, как иридий, указывает, возможно, на поступление внеземного материала. Падение крупного космического тела в континентальной области Земли, по-видимому, действительно могло создать взрывную волну, ставшую причиной гибели именно крупных наземных позвоночных, а выброс большого количества пыли в стратосферу мог повлиять на климат. Падение такого тела в океан могло вызвать резкое повышение температуры воды, которое можно предположить на основании данных изотопного анализа, приведенных Тирштейном и Бергером [465]. Могло ли это, однако, послужить причиной значительного поднятия КГК, что объяснило бы появление глинистых прослоев в карбонатных разрезах Губбио и Дании, а также привести к образованию широко распространенного стратиграфического перерыва, предположительно связанного с растворением CaCO_3 в глубоких частях океана? Кроме того, не ясно, как такое океаническое событие могло подействовать на наземные организмы и, наоборот, как удар метеорита о континент мог повлиять на обитателей моря? Сю [222] предлагает такое объяснение: крупные наземные организмы погибли от атмосферного нагрева, вызванного столкновением с кометой, а вымирание известкового морского планктона было следствием отравления цианидами, выделенными упавшим телом, и одновременного катастрофического подъема КГК.

Согласно другому объяснению, столкновение Земли с пересекавшим ее орбиту астероидом могло привести к выбросу в атмосферу распыленного вещества, общая масса которого была примерно в 60 раз больше массы самого астероида. Часть этой пыли могла оставаться в стратосфере несколько лет и распространиться по всему миру; возникшая при этом темнота могла привести к подавлению фотосинтеза со всеми опустошительными биологическими последствиями [9].

Тем не менее нельзя пока отвергнуть и менее умозрительное объяснение, а именно, что обогащенные иридием глинистые прослойки просто отмечают устойчивый привнос в океаны микрометеоритного материала в те интервалы, когда по тем или иным причинам скорость осадконакопления сильно снижалась. Помимо всего прочего, уже давно известно, что такой материал

концентрируется в абиссальных красных глинах. В настоящее время мы все еще практически ничего не знаем о концентрациях иридия в других частях стратиграфического разреза, и надо провести гораздо больше анализов, прежде чем уверенно утверждать, что отмеченные содержания действительно представляют собой заметную аномалию.

Еще одна серьезная проблема для современных катастрофистов возникла после недавнего выступления итальянского геолога Вецеля [F. C. Wezel], который опровергает мнение о том, что в классическом разрезе Губбио переход от меловых к третичным отложениям непрерывен. Согласно детальным исследованиям Вецеля, многие осадки, считавшиеся пелагическими, в действительности являются турбидитами с переотложенными раковинами фораминифер [456].

Похоже, однако, что массовое вымирание в конце мела дает еще один пример того, что называют «эффектом Фогта—Холдена» [33]: «Новые данные, сколь бы ни был надежен их источник и сколь бы ни было высоко их качество, почти никогда не перечеркивали старых теоретических представлений, но они всегда служат пищей для новых и еще более диковинных идей».

Те, кто не склонен к сарказму или пессимизму, могут найти утешение в несколько менее категоричном афоризме Оскара Уайлда: «Истина никогда не бывает абсолютной и редко бывает простой».

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Используя богатый материал недавно опубликованных работ о палеобιοгеографическом распределении организмов и наши сильно возросшие знания о физико-географических условиях прошлого, мы вполне могли бы сделать теперь определенные выводы о том, что влияет на обособление фаунистических провинций. Два наиболее общепризнанных фактора — это климат и движение плит.

Климат и колебания уровня моря. Поскольку климат несомненно играл определяющую роль при формировании фаунистических провинций четвертичного периода, не удивительно, что многие палеонтологи считают его главным фактором, влиявшим на распределение организмов и в более отдаленные времена. Однако в мезозое ровный, спокойный климат должен был оказывать меньшее влияние на развитие фауны, и соответственно его влияние труднее выделить из переплетения других факторов. Хорошим объектом исследования в этом случае служит юрский период. С одной стороны, о юре имеется много данных, а с другой — в это время движения плит, несущих на себе континенты, были незначительными; единственным важным событием такого

рода было образование в конце периода узкого океана в центральной части Атлантики.

Наиболее очевидно важнейшая роль климата проявляется в распределении организмов по широтам. При этом такие факторы, как сезонность и дневная освещенность, имеют здесь не меньшее значение, чем простое изменение температуры. Как показано в гл. 7, тропические пояса и умеренные климатические зоны можно выделить и по наземным растениям, и по морским беспозвоночным. Наиболее интересно выяснить происхождение и историю развития *тетического* и *бореального* морских поясов (realms или superprovinces). Их отличительные черты эпизодически проявлялись еще в ранней юре, но окончательно они оформились в середине юры и продолжали существовать в ранне-меловую эпоху. Детальное описание соответствующих фаунистических комплексов приведено в работе автора [187] и в книге под редакцией Кейзи и Росона [54].

За редкими исключениями, обособление типичной бореальной фауны, ограниченной северными частями Евразии и Северной Америки, затронуло только аммонитов и белемнитов. В остальном для бореального пояса в целом характерны меньшая плотность и пониженное таксономическое разнообразие таких типичных для пояса Тетис групп, как литуолиды из фораминифер, герматипные кораллы, гидронды, а из двустворок рудисты. С другой стороны, большинство групп двустворчатых моллюсков в бореальном поясе по меньшей мере столь же разнообразны. Переход от одного пояса к другому был постепенным и географически несколько менялся во времени.

Наиболее популярна интерпретация, которая состоит в том, что бореальная фауна развивалась в водах, слишком холодных для вторжения фауны пояса Тетис, но такое суждение заключает в себе и некое противоречие. Как показывает изучение наземной флоры того времени, температурные градиенты от тропиков к полярным районам были тогда гораздо меньшими, чем ныне. И все же юрская аммонитовая фауна заметно менялась с широтой, так что было совсем немного (а в экстремальных случаях не было вовсе) родов, общих для обоих поясов, несмотря на то, что морские условия всегда были более однородны, чем наземные.

Европа представляется наиболее подходящим регионом для изучения этой проблемы. Поэтому несколько лет назад я попытался исследовать возможную связь распределения юрской фауны с фациальными особенностями этого региона [184]. Оказалось, что такая связь действительно существует для всего юрского периода, причем для пояса Тетис характерно распространение аммонитов главным образом в карбонатных отложениях, а для бореального пояса — в терригенных фациях

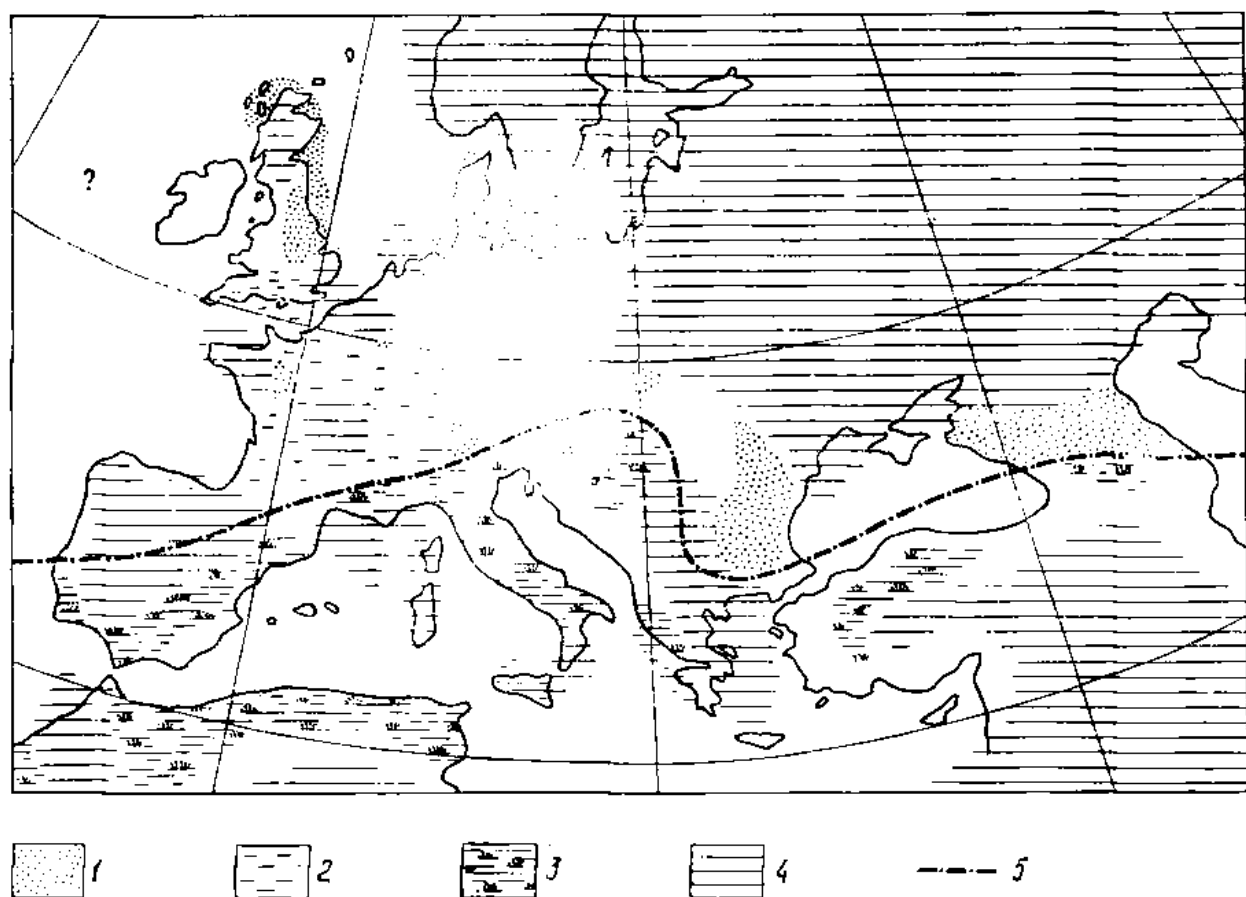


РИС. 10.7. Палеогеографическая схема Европы для плинсбахского века, показывающая распределение фациальных комплексов [184]. 1 — терригенный фациальный комплекс; 2 — смешанный фациальный комплекс; 3 — известковый фациальный комплекс; 4 — предполагаемая суша; 5 — граница фаунистических царств (по аммонитам).

(рис. 10.7). (Отметим, что в других регионах мира тетическая фауна встречена и в терригенных фациях.) Учитывая также то, что к северу уменьшается разнообразие фауны, наибольшее значение в своей интерпретации я придавал влиянию солёности: бореальная фауна Европы обитала в мелководных морях, где вследствие притока пресных вод с суши в сравнительно замкнутые бассейны солёность была несколько ниже, чем в более типичной океанической обстановке пояса Тетис. Это могло бы объяснить преобладание в бореальной области терригенных отложений.

Данная гипотеза также имеет недостатки. В частности, особенно трудно объяснить присутствие в бореальной области морских организмов, обычно считающихся стенотопными, таких, как брахиоподы, кораллы, иглокожие и, конечно, аммониты (хотя при меньшем таксономическом разнообразии). Несмотря на то что среди этих групп, несомненно, имеются виды, выдерживающие небольшое понижение солёности, все же трудно понять, как подобные условия могли сохраняться почти неизменными в те-

чение довольно долгого времени. К тому же более определенно выраженные условия солоноватых «рэтских» лагун очень быстро сменились в ранней юре — после эвстатического поднятия уровня моря — более нормальными морскими условиями (см. гл. 5). Поэтому я оставил гипотезу о влиянии одной только солености и стал отдавать предпочтение гипотезе, включающей концепцию Сандерса [396] об устойчивой связи организмов с определенными обстановками: тетическая фауна была более стенотопной и не смогла приспособиться к менее стабильной или менее закономерно меняющейся обстановке мелководного эпиконтинентального бореального моря с его колебаниями солености, температуры и, возможно, содержания кислорода [187]. Хотя в таком понимании и имеется, вероятно, какая-то доля истины, все же оно не может служить полным объяснением; это стало особенно очевидно после того, как гипотеза Сандерса о приуроченности организмов к стабильным условиям подверглась в последнее время критике [1]. При данном подходе не учитывается, вероятно, палеогеографическая составляющая. Едва ли можно считать простым совпадением, что разделение аммонитов на тетические и бореальные было наиболее резким в батском и титонско-волжском веках (так что точная корреляция оказалась до сих пор невозможной), которым соответствуют фазы морской регрессии. Значительное обмеление и уход моря из обширной части Северо-Атлантического региона произошли в начале средней юры, а в конце юры регрессия охватила, по-видимому, весь мир. Наоборот, с трансгрессиями совпадают, как отмечалось раньше, фазы распространения и радиации фауны.

Рассматриваемую проблему можно изучать дальше на примере двустворчатых моллюсков — одной из наиболее многочисленных и разнообразных групп юрских беспозвоночных. При анализе их родового состава в мировом масштабе выясняется четкая обратная корреляция между степенью эндемичности двустворок и площадью современных континентальных областей, которые в юре были залиты морем, что, вероятно, связано с колебаниями среднего уровня (рис. 10.8). Существования такой зависимости следовало ожидать. При низком уровне моря и сокращении морских бассейнов миграция фауны вдоль областей континентального шельфа затруднялась. В результате обмен генами у малоподвижных организмов, населявших мелководные районы, становился слабым, что приводило к более локальному видообразованию.

В гл. 5 достаточно подробно обсуждались доказательства того, что физико-географические условия эпиконтинентальных морей в ряде аспектов резко отличались от системы открытых океанов. Можно предполагать, что эти различия и обусловили развитие эндемичной фауны, причем степень эндемичности дол-

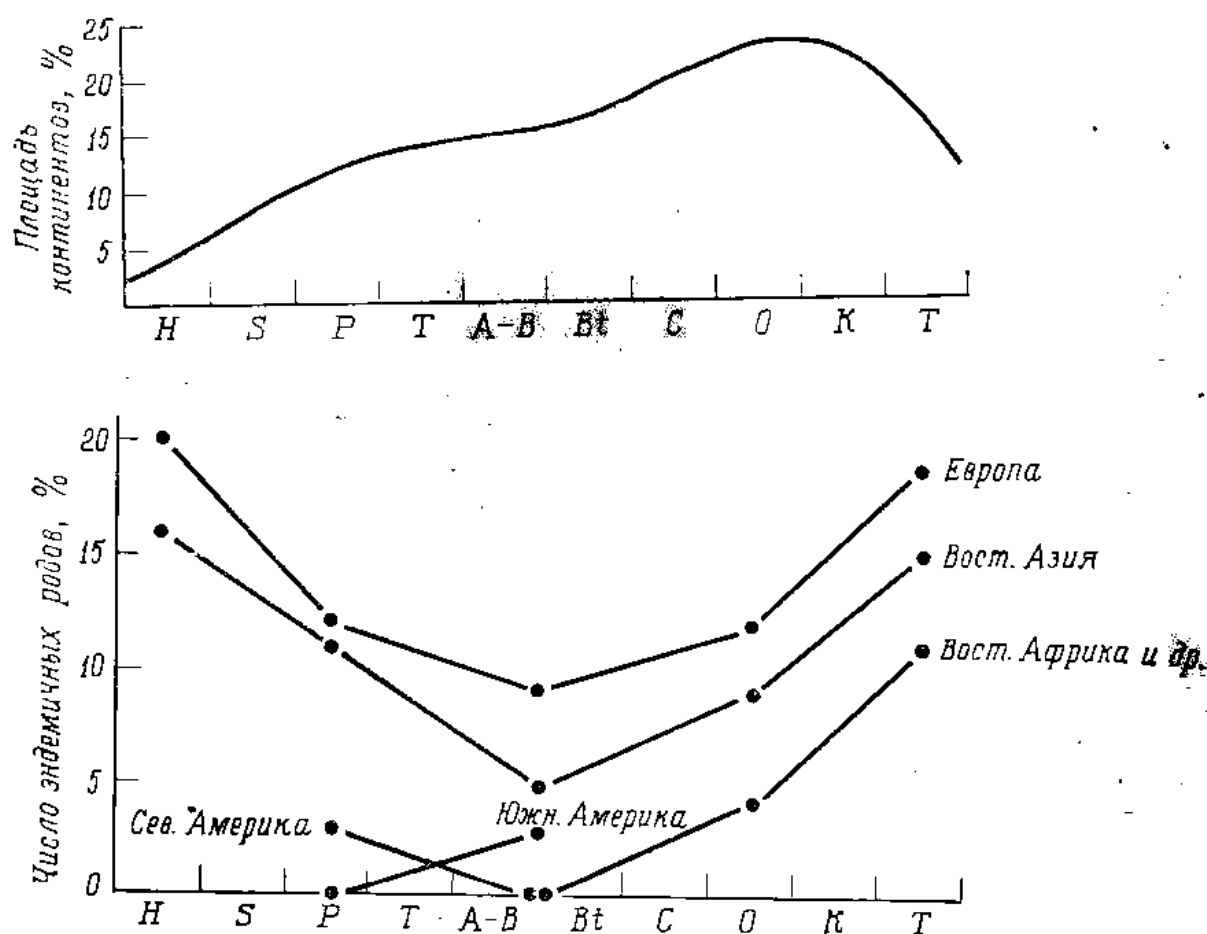


РИС. 10.8. Изменение в юрском периоде степени эндемизма родов двустворчатых моллюсков для разных регионов (нижняя диаграмма) и изменение площади современных континентов, покрытых в юре морем, [189]. На осях абсцисс обозначены века юрского периода: *H* — геттанг, *S* — синемюр, *P* — плинсбах, *T* — тоар, *A-B* — аален и байос, *Bt* — бат, *C* — келловей, *O* — оксфорд, *K* — кимеридж, *T* — титон.

жна быть как-то связана со степенью обособления бассейнов. В верхнемеловых отложениях Западного Внутреннего бассейна США присутствует эндемичная фауна аммонитов, ассоциирующаяся с фауной других беспозвоночных более ограниченного разнообразия по сравнению с фауной побережья Мексиканского залива [264]. Напрашивается аналогия с пространственно более распространенной эндемичной бореальной фауной юры — нижнего мела. Насколько мне известно, никто не связывал ее появление просто с влиянием климата. Ниже приведены примеры эндемизма у обитавших в эпиконтинентальных морях трилобитов. На важную роль палеогеографического фактора в возникновении эндемичной тетической и бореальной фауны указал Аркелл [14]. К его мнению присоединились Фюрзих и Сайкс — авторы работы [149] о расселении моллюсков в оксфорде на северо-западе Европы. Вполне могло накладываться действие и других факторов, например климата, но я подозреваю, что это имело подчиненное значение. Возможно, более существенное

влияние оказывало взаимодействие различных составляющих биоты. Когда бореальное фаунистическое сообщество образовалось, оно могло сопротивляться вторжению тетической фауны. Так, массовая колонизация Северной Европы тетическими аммонитами произошла в тоаре — только после того, как вымерло плинсбахское эндемичное бореальное семейство *Amalthis*.

Предложенную зависимость между относительным уровнем моря и степенью эндемизма необходимо проверить для других групп ископаемых организмов и геологических систем. По-видимому, альтернативную по отношению к климатической интерпретацию возрастания степени эндемизма брахиопод от силура к раннему девону дают Кокс и Мак-Керроу [69], поскольку эти исследователи связывают данный процесс в основном с расширением эпиконтинентальных морей (см. гл. 6). И действительно, как доказывают Джонсон и Буко [252], уменьшение эндемизма брахиопод от раннего девона к позднему было результатом облегчения связей между отдельными регионами по мере того, как расширялись морские проливы.

К другим примерам по палеозою, очевидно, относятся кембрийские трилобиты и пермские фузулиниды. В кембрии при постепенном расширении эпиконтинентальных морей эндемизм мелководных трилобитов должен был уменьшаться, а в поздней перми падение уровня моря должно было привести к повышению эндемизма у фузулинид, для которых наиболее благоприятной была мелководная среда обитания. В обоих случаях, по сообщениям Палмера (A. R. Palmer) и Одзавы (T. Ozawa), изменение эндемизма во времени действительно происходило.

Движения плит. Пытаясь установить зависимость между изменением положения материков и распределением различных фаунистических комплексов, важно отделить влияние фациальных особенностей. Выделение собственно фаунистических областей не должно, насколько это возможно, зависеть от фациального состава отложений. Это хорошо иллюстрируется на примере раннеордовикских трилобитов. Применяя статистический анализ, Уиттингтон и Хьюз [503] выделили следующие четыре области, которые были затем использованы для реконструкции континентов:

Область *Sclenopeltis* (Великобритания, Франция, Марокко, Чехословакия, а также — при анализе на уровне семейств — Китай).

Область *Asaphida* (Польша, Швеция, Эстония).

Область *Bathynrida* (Ньюфаундленд, Северо-Восток СССР, США, Шпицберген, Казахстан).

Область *Asaphopsis* (Южная Америка, Австралия).

Форти [140] показал, однако, что представители всех областей, кроме *Sclenopeltis*, имеются на Шпицбергене, который был

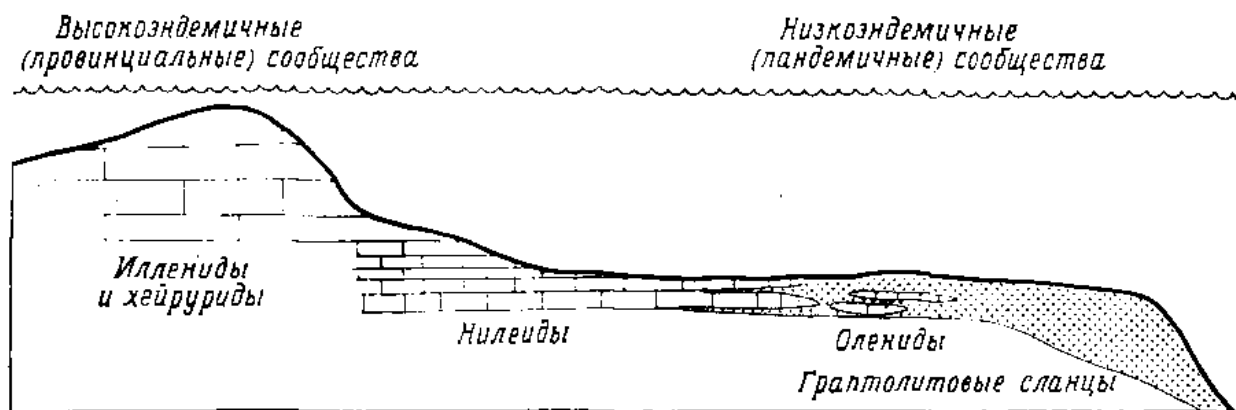


РИС. 10.9. Палеогеографическая модель размещения различных типов сообществ в раннеордовикском эпиконтинентальном море ([140], с изменениями).

отнесен Уиттингтоном и Хьюзом исключительно к области *Bathyrigida*. Форти смог доказать, что фаунистические комплексы ордовика Шпицбергена объединяются в три сообщества, связанные с фациями, каждая из которых интерпретируется как результат осадконакопления при различной глубине моря (рис. 10.9). Только в условиях самой мелкой воды развивалось высокоэндемичное сообщество илленид и хейрурид, поэтому данное сообщество — одно из наиболее подходящих для исследования провинциальных особенностей фауны. Аналогичным образом связано с фациями распределения кембрийских трилобитов. Вывод об этом сделан Палмером [353] по почти пандемичным агностидам, считавшимся наименее пригодными для палеобиогеографического анализа.

Такие соотношения можно найти и в других группах и системах. На ум сразу же приходят хорошо изученные — предположительно глубоководные — сообщества силурийских брахиопод [70]. Точно так же можно показать, что некоторые группы юрских двустворок, особенно отдельные птериониды, имели сравнительно широкое распространение и населяли, как правило, глубоководные районы морей, тогда как другие, например гиппуритиды и тригониниды, имели относительно много эндемичных родов [189].

Учитывая все то, что известно о возможностях расселения личинок существующих ныне беспозвоночных, я предложил различать два типа изменения границ фаунистических провинций со временем применительно к движениям плит [185]. При *конвергенции* степень сходства фауны различных регионов возрастает от более раннего времени к более позднему (рис. 10.10); при *дивергенции* отмечается противоположное явление. В табл. 10.2 перечисляется ряд таких примеров, в том числе относящихся и к неморским позвоночным.

Закрытие в раннем палеозое океана Япетус (существовавшего на месте Северной Атлантики) дает особенно хороший

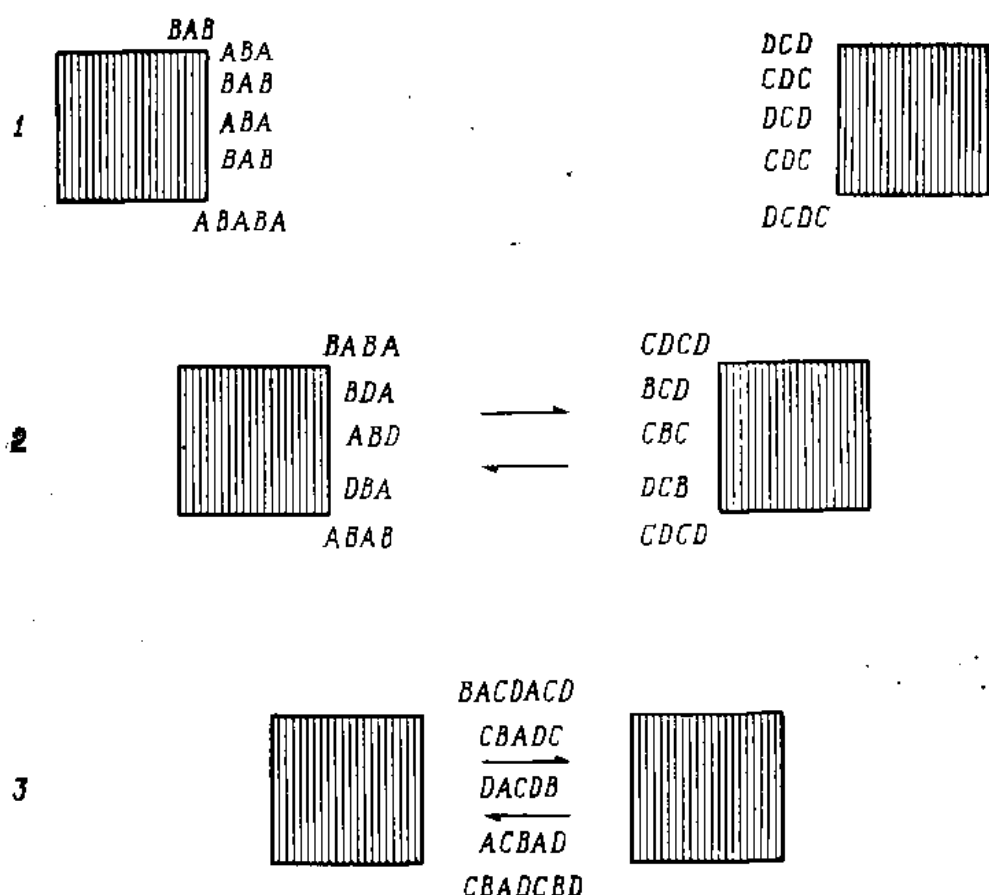


РИС. 10.10. Схема развития конвергенции фаунистических комплексов различных континентов (заштрихованные квадраты). Когда континенты в результате разрастания морского дна приближаются друг к другу, фаунистические комплексы (обозначенные буквами A, B, C, D) постепенно сливаются. У комплексов B и D потенциал миграции выше, чем у комплексов A и C [186].

пример конвергенции, затронувшей много групп организмов. Этот пример не связан с влиянием фаций. Полное описание данных приведено в работе Циглера и др. [513]. Мак-Керроу и Кокс [316] попытались определить относительные скорости миграции различных фаунистических групп через океан Япетус и, опираясь на данные о миграции пелагических личинок и о скорости субдукции, получили оценки изменения ширины океана со временем. Согласно их интерпретации, пелагические животные (граптолиты) пересекли океан первыми; за ними последовали животные, у которых в пелагических условиях развиваются личинки (трилобиты, брахиоподы); животные же, которые в своем развитии не проходят пелагической стадии (бентосные остракоды), не могли пересечь океан, пока его берега не сомкнулись хотя бы и не по всей длине, а только в одной точке. Наконец, фаунистические комплексы, обитавшие в пресной или в солоноватой воде, не могли перейти с одного континента на другой, пока не появились неморские перешейки (рис. 10.11).

ТАБЛИЦА 10.2

СОПОСТАВЛЕНИЕ СОБЫТИЙ, ОПИСЫВАЕМЫХ ТЕКТОНИКОЙ ПЛИТ, И ИЗМЕНЕНИЙ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ФАУНИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ. (Литературные источники приведены в работе автора, опубликованной в 1974 г. [186])

События, описываемые тектоникой плит	Фаунистические комплексы, испытывающие конвергенцию	Фаунистические комплексы, испытывающие дивергенцию
Закрытие прото-Атлантического океана (ордовик, силур)	Трилобиты, граптолиты, кораллы, брахиоподы, конодонты, анаспиды и телодонты двух континентов по обе стороны прото-Атлантического океана	
Закрытие Уральского морского прохода	Послепермские континентальные позвоночные Евразии	
Раскрытие Атлантического океана (мел, третичный период)		Меловые двустворки и бентосные фораминиферы Карибского и Средиземного морей. Позднемеловые аммониты США и Западной Европы—Северной Африки. Послераннеэоценовые млекопитающие Северной Америки и Европы. Третичные млекопитающие Африки и Южной Америки
Раскрытие Индийского океана (мел)		Двустворки Восточно-Африканского и Индийского шельфов
Закрытие океана Тетис (поздний мел; середина третичного периода)	(?) Аммониты Евразии и Африки — Аравии. Млекопитающие Евразии и Африки	Моллюски, фораминиферы и т. д. Индийского и Средиземного моря — Атлантического океана

Третью схему биостратиграфического развития я назвал *дополнительностью* (complementarity). При изменении границ смежных морских и неморских областей обитания в одной группе может проявляться конвергенция, а в другой дивергенция — это и есть дополнительность. Например, если создается сухопутное соединение между двумя ранее изолированными континентальными областями, становится возможной конвергенция наземной фауны; и наоборот, в случае раскола некогда единой

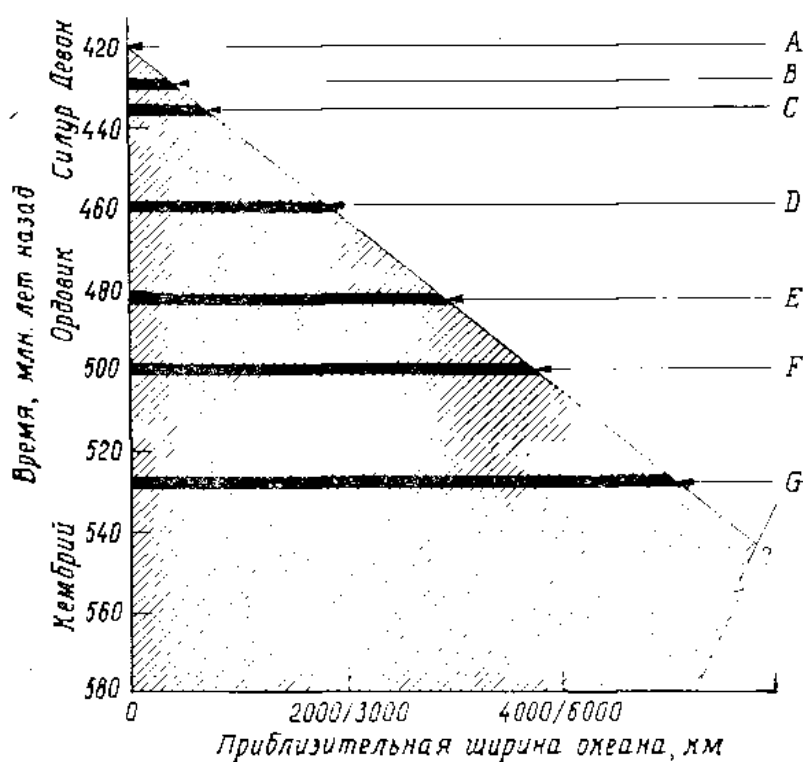


РИС. 10.11. Интервалы времени, в течение которых происходило объединение фаунистических комплексов, обитавших по разные стороны океана Япетус [316]. А — закрытие океана (Норвегия); В — пресноводные рыбы; С — бентосные остракоды; D — трилобиты и брахиоподы (виды); E — трилобиты и брахиоподы (роды); F — *Didymograptus befidus*; G — граптолиты *Dictyonema*.

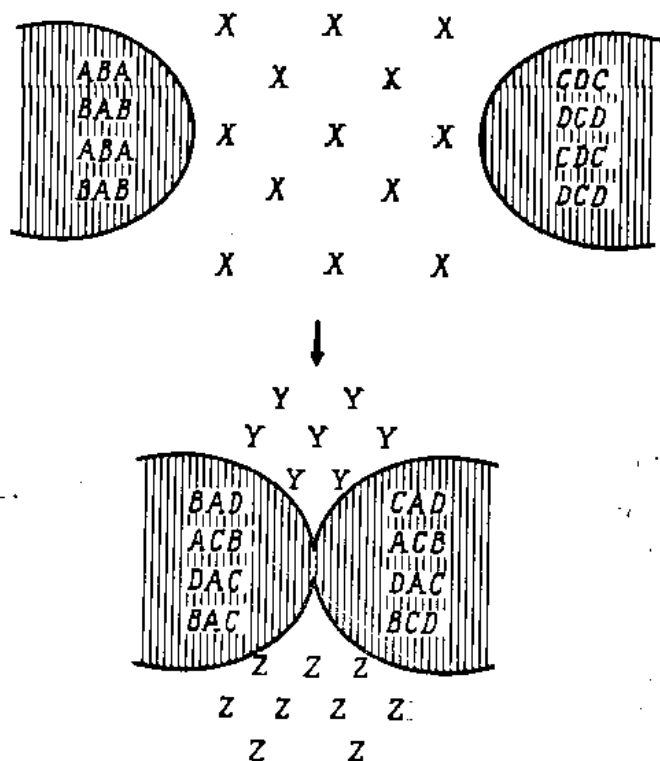


РИС. 10.12. Дополнительность при перераспределении наземной и морской фауны в ходе сближения двух континентов и конечного их соединения. В результате образования сухопутного коридора наземная фауна испытывает конвергенцию, а морские организмы — дивергенцию от общих предков X к эндемичным фаунистическим комплексам Y и Z [186].

суши генетическая изоляция ведет к дивергенции. С фауной морей, окружающих эти области суши, будет происходить как раз обратное (рис. 10.12).

Классическим примером служит образование в позднем плиоцене Панамского перешейка, что, по-видимому, было связано с ранней фазой разрастания морского дна между плитами Кокос и Наска к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия [15]. Возникновение перешейка между ранее изолированными Северной и Южной Америкой создало условия для четко проявившейся миграции млекопитающих с одного континента на другой (в обоих направлениях). При палеоэкологическом изучении этого знаменитого переселения обнаружили две главные фазы [500]. В первую, раннеплиоценовую, мигрировали лишь несколько комплексов хорошо приспособляющихся травоядных и плотоядных животных, которые могли преодолевать узкие водные участки. Вторая, более значительная фаза относится к позднему плиоцену — раннему плейстоцену. В эту фазу мигрировало множество специализированных видов, в том числе пресноводные травоядные животные, что служит надежным показателем соединения континентальных массивов.

Существование на тихоокеанской и карибской сторонах перешейка многочисленных родственных и парных видов, тесно связанных между собой, указывает на недавнее их происхождение от общих предков, живших там до образования сухопутного барьера [485]. При изучении планктонных фораминифер было установлено, что значительная дивергенция фауны происходила 3,5—3,1 млн. лет назад, что, очевидно, соответствует времени образования перешейка [259].

Второй пример относится к Старому Свету и связан с закрытием океана Тетис. Это явление соответствует, по-видимому, столкновению Африки — Аравии с Евразией. В раннетретичное время фауна беспозвоночных на всем протяжении океана Тетис характеризовалась большим сходством, но в позднем олигоцене или в раннем миоцене это общее единство резко нарушилось. Бентосные фораминиферы и моллюски Индийского океана явно отличаются от соответствующей фауны Средиземноморского региона, что позволяет предполагать закрытие морского прохода на Ближнем Востоке в результате образования сухопутного коридора между Африкой и Азией [2, 183]. Примерно в то же время через ближневосточный коридор началась существенная миграция африканских и евразийских млекопитающих [84].

Приведенный пример ставит интересную проблему. Дьюи и др. [99], проводя всесторонний анализ тектоники плит для области Тетис, придерживаются мнения, что непрерывного соединения из сиалической коры между Аравией и Азией не сущест-

вовало вплоть до плиоцена, когда северный край Аравии столкнулся с комплексом желоб—дуга на южной окраине Ирана и возникла зона дробления Загроса. Однако вдоль зоны, протягивающейся от Омана через южный Иран и Турцию в Восточное Средиземноморье, имеются несомненные свидетельства офиолитовой обдукции маастрихтского времени, после чего условия осадконакопления на указанной площади коренным образом изменились. Очевидно, это было результатом крупного столкновения плит (см. гл. 4). Предполагается, что далее к северу в мезозое существовала еще одна зона субдукции, проходившая по линии Кавказа и хребтов Понта северной Турции, так что морской пролив мог здесь быть довольно долго и в третичное время, но никаких убедительных данных о столкновении континентов в этом регионе пока никто не привел.

Получается так, что явление дополнительности фауны в позднем олигоцене непосредственно связано с регрессией глобального масштаба. До этого, но уже после поздне мелового столкновения плит вдоль оси океана Тетис должен был сохраняться мелководный морской пролив на континентальной коре, что обеспечивало свободную миграцию беспозвоночных. Так что снова заявляет о себе колебание уровня моря (надеюсь, я не отвращу читателя от этого явления, постоянно подчеркивая его роль).

Трудности имеются и в отношении реконструкции Средиземноморского региона, приведенной в работе Дьюи и др. [99]. Эта реконструкция представляет собой очень сложную кинематическую составную картинку-головоломку, которая далека еще от адекватного решения. Авторы утверждают, что в миоцене произошло столкновение Северной Африки с Пиренейским полуостровом по линии Кордильеры Бетико, а несколько океанских проливов превратилось в это время в коллизионные швы Альпийско-Апеннинского региона. С другой стороны, Лаубшер и Бернулли [293] подвергают схему Дьюи критике по многим конкретным пунктам и указывают на повсеместные следы тектонических движений, происходивших под действием сжатия на всем протяжении подвижного пояса (от Апеннин и Альп в Турцию и далее на Восток), начиная с середины мела. Детальный анализ, проведенный по Альпам [327], позволяет считать, что последние стадии континентального поддвигания, приведшие к смыканию ранее разобщенных массивов суши, завершились уже к раннему олигоцену.

Расхождение между реконструкциями в духе тектоники плит и конкретными геологическими и палеонтологическими данными хорошо видно на примере Индии. Согласно картам, составленным Смитом и Брайденом [442], столкновение Индии с Азией по линии Гималаев произошло не раньше начала миоцена, од-

нако по данным о возрасте обдукции офиолитов и связанного с ней осадконакопления получается, что это должно было произойти незадолго до середины эоцена [364]. Эту интерпретацию поддерживают Молнар и Таппонье [331], которые указывают на резкое понижение скорости движения плиты, несущей Индию, в эпоху после позднего эоцена. Продолжавшееся с меньшей скоростью разрастание морского дна привело после эоценового столкновения к дальнейшему сближению Индии с массивом континентальной коры, что вызвало крупные сдвиговые деформации на обширной территории Азии. Дальнейшие подтверждения поступают из материалов палеомагнитных работ [277] и из палеогеографических исследований. Сахни и Кумар [393] показывают, что самые ранние млекопитающие Индии появились в среднем эоцене и составляли очень богатый фаунистический комплекс с четко выраженными чертами близости к монгольской фауне. Для объяснения этого необходимо предположение о свободной сухопутной связи.

Еще один пример относится к западиому продолжению области Тетис — между Северной и Южной Америкой. Анализ развития этого района проведен Ладдом [290], который использовал данные о разрастании дна Атлантического океана и представления о тектонике Карибского моря. Согласно выводам Ладда, в позднем мелу и в самом начале третичного периода между двумя американскими континентами существовал значительный морской проход, а конвергентные движения начались в интервале от позднего эоцена до миоцена, не раньше. Тем не менее Раж [368] настаивает, исходя из распределения фауны наземных позвоночных, что незадолго до конца мела континенты должны были иметь сухопутное соединение.

Не переоценивают ли стандартные реконструкции в стиле тектоники плит среднюю ширину мезозойского океана Тетис? Эта проблема решается в новаторской реконструкции Оуэна [352], однако он утверждает, что начиная с палеозоя Земля быстро расширялась, а такую интерпретацию большинство специалистов в области наук о Земле встречают с вполне обоснованным скептицизмом. Но это, как говорится, другая история.

ПРИЛОЖЕНИЕ

СПИСОК НАИБОЛЕЕ УПОТРЕБИТЕЛЬНЫХ НАЗВАНИЙ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЯРУСОВ

Глобальная корреляция отложений ордовика и силура обычно проводится на уровне отделов; общепринятых названий ярусов кембрия не существует.

<i>Система</i>	<i>Ярус</i>
Плиоцен (верхний отдел неогена)	Астийский Цанклийский
Миоцен (нижний отдел неогена)	Мессинский Тортонский Лангийский Бурдигальский Аквитанский
Олигоцен (верхний отдел палеогена)	Хаттский Рюпельский Латторфский
Эоцен (средний отдел палеогена)	Бартонский Лютетский Ипрский
Палеоцен (нижний отдел палеогена)	Танетский Датский
Мел	Маастрихтский Кампанский Сантонский Коньякский Туронский Сеноманский Альбский Аптский Барремский Готеривский Валанжинский Берриасский
Юра	Титонский Кимериджский Оксфордский Келловейский Батский Байосский Ааленский Тоарский Плиисбахский Синемюрский Геттангский

<i>Система</i>	<i>Ярус</i>
Триас	Норийский Карнийский Ладинский Анизийский Скифский
Пермь	Татарский Казанский Артинский Сакмарский
Карбон (каменноугольная система)	Стефанский Вестфальский Намюрский Визейский Турнейский
Девон	Фаменский Франский Живетский Эмский Зигенский Жединский
Силур	Пржидольский Лудловский Венлокский Лландоверский
Ордовик	Ашгиллский Карадокский Лландейлский Лланвирнский Аренгский Тремадокский
Кембрий	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abele L. G., Walters K.*, Marine benthic diversity: a critique and alternative explanation, *J. Biogeog.*, 6, 115—126, 1979.
2. *Adams C. G.*, Tertiary foraminifera in the Tethyan, American and Indo-Pacific provinces, *In: Adams C. G., Ager D. V.*, eds., *Aspects of Tethyan biogeography*, Publ. System, Ass., no. 7, 195—218, 1967.
3. *Adams C. G., Benson R. H., Kidd R. B., Ryan W. B. F., Wright R. C.*, The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean, *Nature* 269, 383—386, 1977.
4. *Ager D. V.*, The nature of the stratigraphic record, Macmillan, London, 1973.
5. *Allen J. R. L.*, Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin, *Sedimentology*, 3, 163—198, 1964.
6. *Allen J. R. L.*, Physical processes of sedimentation, Allen and Unwin, London, 1970.
7. *Allen J. R. L.*, Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop, *Geol. J.*, 9, 181—208, 1974.
8. *Allen P.*, Wealden of the Weald: a new model, *Proc. geol. Ass. Lond.*, 86, 389—436, 1975.
9. *Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F., Michel H. V.*, Extraterrestrial cause for the Cretaceous—Tertiary extinction: experiment and theory, *Science* 208, 1095—1108, 1980.
10. *Alvarez W. et al.*, Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale, *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, 367—389, 1977.
11. *Alvarez W. et al.*, Comments and replies on biostratigraphy and magnetostratigraphy of Paleocene terrestrial deposits, San Juan Basin, New Mexico, *Geology*, 7, 66—71, 1979.
12. *Anderson R. Y., Kirkland D. W.*, Intrabasin varve correlation, *Bull. geol. Soc. Am.*, 77, 241—256, 1966.
13. *Arkell W. J.*, The Jurassic System in Great Britain, Oxford Univ. Press, 1933.
14. *Arkell W. J.*, Jurassic geology of the world, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1956. (Имеется русский перевод: *Аркелл В.*, Юрские отложения земного шара.—М.: Изд-во иностран. лит., 1961.)
15. *Atwater T.*, Studies of sea floor spreading and plate movements in the Pacific Basin, *In: Tarling D. H., Runcorn S. K.*, eds., *Implications of continental drift to the earth sciences*, Academic Press, London and New York, 213—217, 1973.
16. *Aubouin J.*, Geosynclines, Elsevier, Amsterdam, 1965. (Имеется русский перевод: *Обуэн Ж.*, Геосинклинали.—М.: Мир, 1967.)
17. *Badham J. P. M., Stanworth C. W.*, Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake, *Nature*, 268, 516—518, 1977.
18. *Bakker R. T.*, Tetrapod mass extinctions—a model of the regulation of speciation rates and immigration by cycles of topographic diversity, *In: A. Hallam*, ed., *Patterns of evolution*, Elsevier, Amsterdam, 439—468, 1977.

19. *Bambach R. K.*, Species richness in marine benthic habitats through the Phanerozoic, *Paleobiology*, 3, 152—167, 1977.
20. *Barley M. E., Dunlop J. S. R., Glover J. E., Groves D. I.*, Sedimentary evidence for an Archaean shallow-water volcanic-sedimentary facies, eastern Pilbara Block, Western Australia, *Earth planet. Sci. Lett.*, 43, 74—84, 1979.
21. *Barnard P. D. W.*, Mesozoic floras, *In: Hughes N. F.*, ed., *Organisms and continents through time*, Spec. Pap. Palaeont. No. 12, 175—188, 1973.
22. *Bathurst R. G. C.*, Carbonate sediments and their diagenesis, 2nd edn., Elsevier, Amsterdam, 1975.
23. *Benson R. A.*, The origin of the psychrosphere as recorded in changes in deep-sea ostracode assemblages, *Lethaia* 8, 69—83, 1975.
24. *Berger W. H., Thierstein H. R.*, On Planerozoic mass extinctions, *Naturwissenschaften* 66, 46—47, 1979.
25. *Berger W. H., Winterer E. L.*, Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line, *In: Hsü K. J., Jenkyns H. C.*, eds., *Pelagic sediments: on land and under the sea*, Spec. Publ. int. Ass. Sediment. no. 1, 11—48, 1974.
26. *Berggren W. A., Hollister C. D.*, Plate tectonics and paleocirculation — commotion in the ocean, *Tectonophysics*, 38, 11—48, 1977.
27. *Berkner L. V., Marshall L. C.*, On the origin and rise of oxygen concentration in the earth's atmosphere, *J. atmos. Sci.*, 22, 225—261, 1965.
28. *Bernoulli D.*, North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison, *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project* 9, 801—871, 1972.
29. *Bernoulli D., Jenkyns H. C.*, Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys, *In: Dott R. H., Shaver R. H.*, eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 19, 129—160, 1974.
30. *Bernoulli D., Wagner C. W.*, Subacrial diagenesis and fossil caliche in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy), *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 138, 135—149, 1971.
31. *Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O., Rognon P., Gabriel O., Bennacef A.*, Les grès du paléozoïque inférieur au Sahara, Editions Technip, Paris, 1971.
32. *Bird J. M., Dewey J. F.*, Lithospheric plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen, *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, 1031—1060, 1970.
33. *Birkelund T., Bromley R. G., Christensen W. K.*, eds., *Cretaceous — Tertiary boundary events*, Univ. Copenhagen, 2 vols, 1979.
34. *Black D. I.*, Cosmic ray effects and faunal extinctions at geomagnetic field reversals, *Earth planet. Sci. Lett.*, 3, 225—236, 1967.
35. *Blatt H., Middleton G. V., Murray R. C.*, *Origin of sedimentary rocks*, 2nd edn. Prentice Hall, New Jersey, 1979.
36. *Bond G.*, Speculations on real sea-level changes, and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods, *Geology* 6, 247—250, 1978.
37. *Borchert H., Muir R. O.*, *Salt deposits: the origin, metamorphism and deformation of evaporites*, Van Norstrand, London, 1964.
38. *Bott M. H. P.*, ed., *Sedimentary basins of continental margins and cratons*, *Tectonophysics* 36, 1—314, 1976.
39. *Boucot A. J.*, Silurian and Devonian biogeography, *In: Ross C. A.*, ed., *Paleogeographic provinces and provinciality*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 21, 165—176, 1974.
40. *Bradley W. H.*, The varves and climate of the Green River epoch, *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.* no. 158, 87—110, 1929.
41. *Bradley W. H.*, *Geology of Green River Formation and associated Eocene rocks in southwestern Wyoming and adjacent parts of Colorado and Utah*, *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.* no. 496-A, 1964.
42. *Bradshaw M. J.*, A facies analysis of the Bathonian of eastern England, Unpubl. Dphil. thesis, Univ. Oxford, 1978.

43. *Brasier M. D.* The Cambrian radiation event, *In: House M. R.*, ed., The origin of major invertebrate groups. Academic Press, London and New York, 103—159, 1979.
44. *Bridges P. H.*, Lower Silurian transgressive barrier islands, *Sedimentology* 23, 347—362, 1976.
45. *Bromley R. G.*, Marine phosphorites as depth indicators, *Mar. Geol.*, 5, 503—509, 1967.
46. *Brookfield M. E.*, An alternative to the clastic trap interpretation of oolitic ironstone facies, *Geol. Mag.*, 108, 137—143, 1971.
47. *Buchardt B.*, Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area, *Nature* 275, 121—123, 1978.
48. *Bull W. B.*, Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. *In: Rigby J. K.*, *Hamblin W. K.*, eds., Recognition of ancient sedimentary environments, *Spec. Publ. Soc. econ. Miner. Paleont.* no. 16, 63—83, 1972.
49. *Burke K.*, *Dewey J. F.*, Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks, *J. Geol.* 81, 406—433, 1973.
50. *Butler R. F.*, *Lindsay M. H.*, *Jacobs L. L.*, *Johnson N. M.*, Magnetostratigraphy of the Cretaceous—Tertiary boundary in the San Juan Basin, New Mexico, *Nature*, 267, 318—323, 1977.
51. *Calvert S. E.*, Origin of diatom-rich, varved sediments from the Gulf of California, *J. Geol.*, 74, 546—565, 1966.
52. *Calvert S. E.*, Deposition and diagenesis of silica in marine sediments, *In: Hsü J. K.*, *Jenkyns H. C.*, eds., Pelagic sediments: on land and under the sea, *Spec. Publ. int. Ass. Sedimentol.* no. 1, 273—299, 1974.
53. *Carroll D.*, Role of clay minerals in the transportation of iron, *Geochim. Cosmochim. Acta* 14, 1—27, 1958.
54. *Casey R.*, *Rawson R. F.*, eds., The boreal Lower Cretaceous. Seel House Press, Liverpool, 1973.
55. *Chaloner W. S.*, *Creber G. T.*, Growth rings in fossil woods as evidence of past climates, *In: Tarling D. H.*, *Runcorn S. K.*, eds., Implications of continental drift to the Earth Sciences, Academic Press, London and New York, 425—437, 1973.
56. *Chaloner W. G.*, *Lacey W. S.*, The distribution of late Palaeozoic floras, *In: Hughes N. F.*, ed., Organisms and continents through time. *Spec. Pap. Palaeont.*, no. 12, 271—289, 1973.
57. *Chamberlin T. C.*, Diastrophism as the ultimate basis of correlation, *J. Geol.* 17, 689—693, 1909.
58. *Chaney R. W.*, Summary and conclusions, *In: Chaney R. W.*, ed., Pliocene floras of California and Oregon, *Publ. Carnegie Inst. Washington* no. 553, 353—383, 1944.
59. *Chang K. H.*, Concepts and terms of unconformity-bounded units as formal stratigraphic units of distinct category, *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 1544—1552, 1975.
60. *Churkin M.*, Paleozoic marginal ocean-basin—volcanic arc systems in the Cordilleran Foldbelt, *In: Dott R. H.*, *Shaver R. H.*, eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* no. 19, 174—192, 1974.
61. *Ciesielski P. F.*, *Weaver F. M.*, Early Pliocene temperature changes in the Antarctic seas, *Geology*, 2, 511—515, 1974.
62. *Cita M. B.*, Mediterranean evaporite: paleontological arguments for a deep-basin desiccation model, *In: Drooger C. W.*, ed., Messinian events in the Mediterranean. North-Holland, Amsterdam, 206—228, 1973.
63. *Clark D. L.*, *Kitchell J. A.*, Comment on The terminal Cretaceous event: a geologic problem with an oceanographic solution, *Geology* 7, 228—229, 1979.

64. Clemmensen L., Alternating aeolian, sabkha and shallow-lake deposits from the Middle Triassic Gipsdalen Formation, Scoresby Land, East Greenland, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 24, 111—135, 1978.
65. Clemmey H., A Proterozoic lacustrine interlude from the Zambian Copperbelt, *In: Matter A., Tucker M., eds., Modern and ancient lake sediments, Spec. Publ. int. Ass. Sedimentol.*, no. 2, 259—278, 1978.
66. Cloud P., A working model of the primitive earth, *Am. J. Sci.*, 272, 537—548, 1972.
67. Cloud P. E., Paleoecological significance of the banded iron-formation, *Econ. Geol.*, 68, 1135—1145, 1973.
68. Coates A. G., Oliver W. A., Coloniality in zoantharian corals, *In: Boardman R. S., Cheetham A. H., Oliver W. A., eds., Animal colonies: development and function through time*, Dowden, Hutchinson and Ross, Strandsburg, Pa, 3—27, 1973.
69. Cocks L. R. M., McKerrow W. S., Brachiopod distributions and faunal provinces in the Silurian and Lower Devonian, *In: Hughes N. R., ed., Organisms and continents through time, Spec. Pap. Palaeont.* no. 12, 291—304, 1973.
70. Cocks L. R. M., McKerrow W. S., Silurian, *In: McKerrow W. S., ed., The ecology of fossils*, Duckworth, London, 93—124, 1978.
71. Coleman J. M., Recent coastal sedimentation: central Louisiana Coast, Louisiana State Univ. Press, Coastal Studies Series no 17, 1966.
72. Coleman J. M., Wright L. D., Modern river deltas: variability of processes and sand bodies, *In: Broussard M. L., ed., Deltas, models for exploration*, Houston geol. Soc., Houston, 99—149, 1975.
73. Collinson J. D., The Røde Ø Conglomerate of Inner Scoresby Sund and the Carboniferous (?) and Permian rocks west of the Schuchert Flod, *Medd. Grønland*, 192, 1—48, 1972.
74. Collinson J. D., Alluvial sediments, *In: Reading H. G., ed., Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 15—60, 1978a.
75. Collinson J. D., Deserts, *In: Reading H. G., ed., Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 61—79, 1978b.
76. Collinson J. D., Lakes, *In: Reading H. G., ed., Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 80—96, 1978c.
77. Conant L. C., Swanson V. E., Chattanooga Shale and related rocks of Central Tennessee and nearby areas, *Proc. Pap. U. S. geol. Surv.* no. 357, 1961.
78. Conway Morris S., Whittington H. B., The Animals of the Burgess Shale, *Sci. Am.* 241 (1), 122—133, 1979.
79. Cook T. D., Bally A. W., Stratigraphic atlas of North and Central America, Princeton Univ. Press, 1977.
80. Coope G. R., Fossil coleopteran assemblages as sensitive indicators of climatic changes during the Devensian (Last) cold stage, *Phil. Trans. R. Soc.* B280, 313—340, 1977.
81. Cooper M. R., Eustasy during the Cretaceous: its implications and importance, *Palaeogeog., Palaeoclimatol.*, 22, 1—60, 1977.
82. Copper P., Palaeolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian—Famennian mass extinction event, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 21, 165—208, 1977.
83. Corliss B. H., Response of deep-sea benthonic Foraminifera to development of the psychrosphere near the Eocene/Oligocene boundary, *Nature* 282, 63—65, 1979.
84. Coryndon S. C., Savage R. J. C., The origin and affinities of African mammal faunas, *In: Hughes N. F., ed., Organisms and continents through time, Spec. Pap. Palaeont.* no. 12, 121—135, 1973.
85. Crain I. K., Possible direct causal relation between geomagnetic reversals and biological extinctions, *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 2603—2606, 1971.

86. *Crowell J. C.*, Origin of late Cenozoic basins in southern California, *In*: Dickinson W. R., ed., Tectonics and sedimentation, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral., no. 22, 190—204, 1974.
87. *Crowell J. C.*, Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change, *Am. J. Sci.* 278, 1345—1372, 1978.
88. *Crowell J. C.*, *Frakes L. A.*, The late Palaeozoic glaciation. *In*: Campbell K. S. W., ed., Gondwana geology, Aust. Nat. Univ. Press, Canberra, 1975.
89. *Cummins W. A.*, The greywacke problem, *Liverpool Manchester Geol. J.*, 3, 51—72, 1962.
90. *Curtis C. D.*, *Spears D. A.*, The formation of sedimentary iron minerals, *Econ. Geol.*, 63, 257—270, 1968.
91. *Cutbill J. L.*, *Funnell B. M.*, Computer analysis of the fossil record. *In*: Harland W. B., et al., eds., The fossil record. *Geol. Soc. Lond.*, 791—820, 1967.
92. *Daley B.*, Some problems concerning the early Tertiary climate of southern Britain, *Palaeogeog.*, *Palaeoclimatol.*, *Palaeocol.*, 11, 177—190, 1972.
93. *Davies D. K.*, *Ethridge F. G.*, *Berg R. R.*, Recognition of barrier environments, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 55, 550—565, 1971.
94. *Davies G. R.*, *Ludlam S. D.*, Origin of laminated and graded sediments, Middle Devonian of western Canada, *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 3527—3546, 1973.
95. *Davies T. A.*, *Hay W. W.*, *Southam J. R.*, *Worsley T. R.*, Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates, *Science*, 197, 53—55, 1977.
96. *Degens E. T.*, *Stoffers P.*, Stratified waters as a key to the past, *Nature* 263, 22—27, 1976.
97. *Degens E. T.*, *Stoffers P.*, Environmental events recorded in Quaternary sediments of the Black Sea, *J. geol. Soc. Lond.*, 137, 131—138, 1980.
98. *De Raaf J. F. M.*, *Boersma J. R.*, *Van Gelder A.*, Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland, *Sedimentology*, 24, 451—483, 1977.
99. *Dewey J. F.*, *Pitman W. C.*, *Ryan W. B. F.*, *Bonnin J.*, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 3134—3180, 1973.
100. *Dickinson W. R.*, ed., Tectonics and sedimentation, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 22, 1974.
101. *Dimroth E.*, *Kimberley M. E.*, Precambrian atmospheric oxygen: evidence in the sedimentary distributions of carbon, sulfur, uranium and iron, *Can. J. Earth Sci.*, 13, 1161—1185, 1976.
102. *Donovan D. T.*, *Jones E. J. W.*, Causes of world-wide changes in sea level, *J. geol. Soc. Lond.*, 136, 187—192, 1979.
103. *Dörjes J.*, *Hertweck G.*, Recent biocoenoses and ichnocoenoses in shallow-water marine environments, *In*: Frey R. W., ed., The study of trace fossils, Springer Verlag, New York, 459—491, 1975.
104. *Dorman F. H.*, *Gill E. D.*, Oxygen isotope paleotemperature determinations of Australian Cainozoic fossils, *Science*, 130, 1576, 1959.
105. *Dott R. H.*, The geosynclinal concept, *In*: Dott R. H., Shaver R. H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., no. 19, 1—13, 1974.
106. *Dott R. H.*, *Shaver R. H.*, eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 19, 1974.
107. *Douglas R. G.*, *Savin S. M.*, Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean, *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project* 32, 509—520, 1975.
108. *Drever I. I.*, Geochemical model for the origin of Precambrian banded iron formations, *Bull. geol. Soc. Am.*, 85, 1099—1106, 1974.

109. *Drewry G. E., Ramsay A. T. S., Smith A. G.*, Climatically controlled sediments, the geomagnetic field and trade wind belts in Phanerozoic lime, *J. Geol.*, 82, 531—553, 1974.
110. *Drooger C. W.*, ed., Messinian events in the Mediterranean, North-Holland, Amsterdam, 1973.
111. *DuDresnay R.*, Le milieu récifal fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des Chaînes atlasiques du Maroc, *Mém. Bull. Rech. Géol. Min.* no. 89, 296—312, 1977.
112. *Duff P. McL. D., Hallam A., Walton E. K.*, Cyclic sedimentation, Elsevier, Amsterdam, 1967. (Имеется русский перевод: *Дэфф П., Халлам А., Уолтон Э.*, Цикличность осадконакопления.—М.: Мир, 1971.)
113. *Dunbar K. O., Rodgers J.*, Principles of stratigraphy, Wiley, New York, 1957. (Имеется русский перевод: *Данбар К., Роджерс Дж.*, Основы стратиграфии.—М.: Изд-во иностр. лит., 1962.)
114. *Dunham R. J.*, Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas, *In: Friedman G. M.*, ed., Depositional environments in carbonate rocks, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 14, 182—191, 1969.
115. *Dunham R. J.*, Guide for study and discussion for individual reinterpretation of the sedimentation and diagenesis of the Permian Capitan geologic reef and associated rocks, New Mexico and Texas, *In: Permian Basin section*, Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., no. 72—14, 1972.
116. *Dunlop J. S. P., Muir M. D., Milne V. A., Groves D. I.*, A new microfossil assemblage from the Archaean of Western Australia, *Nature* 274, 676—678, 1978.
117. *Durham J. W.*, Cenozoic marine climates of the Pacific coast, *Bull. geol. Soc. Am.*, 61, 1243—1264, 1950.
118. *Dzulynski S., Walton E. K.*, Sedimentary features of flysch and greywackes, Elsevier, Amsterdam, 1965.
119. *Edwards M. B.*, Glacial retreat sedimentation in the Snaalfjord Formation, Late Precambrian, North Norway, *Sedimentology*, 22, 75—94, 1975.
120. *Edwards M. B.*, Glacial environments, *In: Reading H. G.*, ed., Sedimentary environments and facies, Blackwell, Oxford, 416—438, 1978.
121. *Elliott T.*, Deltas, *In: Reading H. G.*, ed., Sedimentary environments and facies, Blackwell, Oxford, 97—142, 1978a.
122. *Elliott T.*, Clastic shorelines, *In: Reading H. G.*, ed., Sedimentary environments and facies, Blackwell, Oxford, 143—177, 1978b.
123. *Emiliani C.*, Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, 63, 538—578, 1955.
124. *Epstein S., Buchsbaum H. A., Lowenstam H. A., Urey H. C.* Revised carbonate-water isotopic temperature scale, *Bull. geol. Soc. Am.*, 64, 1315—1326, 1953.
125. *Eugster H. P., Chou I.-M.*, The depositional environments of Precambrian banded iron-formations, *Econ. Geol.*, 68, 1114—1168, 1973.
126. *Eugster H. P., Surdam R. C.*, Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: a preliminary report, *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 1115—1120, 1973.
127. *Fairbridge R. W.*, Eustatic changes of sea level, *In: Ahrens L. H.* et al., eds., Physics and chemistry of the Earth, Pergamon, London, 99—185, 1961.
128. *Ferni J. C.*, Alleghany deltaic deposits, *In: Morgan J. P., Shaver R. H.*, eds., Deltaic sedimentation, modern and ancient, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 15, 246—255, 1970.
129. *Fischer A. G.*, The Lower cyclothems of the Alpine Triassic, *Bull. geol. Surv. Kansas*, 169, 107—149, 1964a.

130. *Fischer A. G.*, Brackish oceans as the cause of the Permo-Triassic marine faunal crisis. In: *Nairn A. E. M.*, ed. *Problems in paleoclimatology*, Interscience, London and New York, 566—574, 1964b. (Имеется русский перевод: *Проблемы палеоклиматологии*, — М.: Мир, 1968.)
131. *Fisher A. G.*, *Arthur M. A.*, Secular variations in the pelagic realm. In: *Cook H. E.*, *Enos P.*, eds., *Deep-water carbonate environments*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., no. 25, 19—50, 1977.
132. *Fisher W. L.*, Sedimentary patterns in Eocene cyclic deposits, northern Gulf region, *Bull. geol. Surv. Kansas*, 169, 151—170, 1964.
133. *Fisher W. L.*, *Brown L. F.*, *Scott A. J.*, *McGowen I. H.*, Delta systems in the exploration for oil and gas, *Bur. econ. Geol. Univ. Texas, Austin*, 1969.
134. *Fleming C. A.*, New Zealand biogeography: a paleontologist's approach, *Tuatara* 10, 53—108, 1962.
135. *Flessa K. W.*, Biogeographic models for extinction, diversification and evolutionary rate, *Abstr. geol. Soc. Am.*, 623, 1973.
136. *Flessa K. W.*, *Sepkowski J. J.*, On the relationship between Phanerozoic diversity and changes in habitable area, *Paleobiology*, 4, 359—366, 1978.
137. *Flint R. F.*, *Glacial and Quaternary geology*, Wiley, New York, 1971.
138. *Ford T. D.*, Precambrian fossils and the origin of the Phanerozoic phyla, In: *House M. R.*, ed., *The origin of major invertebrate groups*, Spec. Vol. System. Ass. 12, 7—21, 1979.
139. *Forney G. G.*, Permo-Triassic sea level change, *J. Geol.*, 83, 773—779, 1975.
140. *Fortey R. A.*, Early Ordovician trilobite communities, *Fossils and Strata*, 4, 339—360, 1975.
141. *Frakes L. A.*, *Climates throughout geologic time*, Elsevier, Amsterdam, 1979.
142. *Francheteau J. et al.*, Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise, *Nature* 277, 523—528, 1979.
143. *Frey R. W.*, ed., *The study of trace fossils*, Springer Verlag, New York, 1975.
144. *Friedman G. M.*, Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics, *J. sedim. Petrol.*, 31, 514—529, 1961.
145. *Friedman G. M.*, Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands, *J. sedim. Petrol.*, 37, 327—354, 1967.
146. *Friedman G. R.*, Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins, *Sedimentology*, 26, 3—32, 1979.
147. *Funnell B. M.*, Foraminifera and Radiolaria as depth indicators in the marine environment, *Mar. Geol.*, 5, 333—347, 1967.
148. *Funnell B. M.*, Productivity control of chalk sedimentation, *Abstr. 10th Int. Congr. Sedimentol.*, Jerusalem, 228, 1978.
149. *Fürsich F. T.*, *Sykes R. M.*, Palaeobiogeography of the European Boreal Realm during Oxfordian (Upper Jurassic) times: a quantitative approach, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 155, 137—161, 1977.
150. *Galloway W. E.*, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems, In: *Brousard M. L.*, ed., *Deltas, models for exploration*, Houston geol. Soc., Houston, 87—98, 1975.
151. *Garrels R. M.*, *Mineral equilibria at low temperature and pressure*, Harper, New York, 1960.
152. *Garrels R. M.*, *Mackenzie F. T.*, *Evolution of sedimentary rocks*, Norton, New York, 1971. (Имеется русский перевод: *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974.)
153. *Garrett P.*, Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecological restriction by grazing and burrowing animals, *Science* 169, 171—173, 1970.

154. *Garrett P., Smith D. L., Wilson A. O., Patriguin D.*, Physiography, ecology and sediments of two Bermudan patch reefs, *J. Geol.*, 79, 647—668, 1971.
155. *Garrison R. E., Fischer A. G.*, Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic, *In: Friedman G. M.*, ed., *Depositional environments in carbonate rocks, a symposium*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 14, 20—56, 1969.
156. *Gartner S., Keany J.*, The terminal Cretaceous event: a geologic problem with an oceanographic solution, *Geology*, 6, 708—712, 1978.
157. *Gazdzicki A.*, Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatras Mountains, *Acta Geol. Pol.*, 24, 17—96, 1974.
158. *Gebelein C. D.*, Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, *J. sedim. Petrol.*, 39, 49—69, 1969.
159. *George T. N.*, Eustasy and tectonics: sedimentary rhythms and stratigraphical units in British Dinantian correlation, *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 42, 229—262, 1978.
160. *Gignoux M.*, *Stratigraphic geology*, Freeman, San Francisco, 1955. (Имеется русский перевод: *Жиньо М.* Стратиграфическая геология.— М.: Изд-во иностран. лит., 1952.)
161. *Gill E. D.*, The climates of Gondwanaland in Kainozoic time, *In: Nairn A. E. M.*, ed., *Descriptive palaeoclimatology*, Interscience, New York, 332—353, 1961.
162. *Ginsburg R. N.*, ed., *Tidal deposits*, Springer Verlag, Berlin and New York, 1975.
163. *Glaessner M. F., Wade M.*, The late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia, *Palaeontology*, 9, 599—628, 1966.
164. *Glennie K. W.*, *Desert sedimentary environments*, Elsevier, Amsterdam, 1970.
165. *Glennie K. W.*, Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 56, 1048—1071, 1972.
166. *Glennie K. W., Boeuf M. S. A., Hughes Clark M. W., Moody-Stuart M., Pilaar W. F. H., Reinhardt B. M.*, Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 57, 5—27, 1973.
167. *Goldberg R.*, Sedimentology of the Lower Jurassic flint clay-bearing Mishor formation, Makhtesh Ramon, Israel, *Sedimentology*, 26, 229—251, 1979.
168. *Gordon W. A.*, Distribution by latitude of Phanerozoic evaporite deposits, *J. Geol.*, 53, 671—684, 1975.
169. *Goudie A.*, *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes*, Clarendon Press, Oxford, 1973.
170. *Gould S. J.*, Is uniformitarianism necessary? *Am. J. Sci.*, 263, 223—228, 1965.
171. *Gould S. J., Raup D. M., Sepkowski J. J., Schopf T. J. M., Simberloff D. S.*, The shape of evolution: a comparison of real and random clades, *Paleobiology*, 3, 23—40, 1977.
172. *Govett G. J. S.*, Origin of banded iron formations, *Bull. geol. Soc. Am.*, 77, 1191—1212, 1966.
173. *Grabau A. W.*, Oscillation or pulsation? *Rep. 16th Int. geol. Congr.*, 1, 539—552, 1936.
174. *Greensmith J. T.*, *Petrology of the sedimentary rocks*, 6th edn. Allen and Unwin, London, 1978.
175. *Gressly A.*, Observations géologiques sur la Jura Soleurois, *N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw.*, 2, 1—112, 1838.
176. *Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.*, Distribution of clay minerals in the world ocean, *Deep-Sea Res.*, 15, 433—461, 1968.

177. *Grim R. E.*, Clay mineralogy, 2nd edn., McGraw-Hill, New York, 1968. (Имеется русский перевод: *Грим Р. Е.* Минералогия глин.—М.: Изд-во иностран. лит., 1956.)
178. *Hall J.*, Description and figures of the organic remains of the lower Helderberg Group and the Oriskany Sandstone. Natural history of New York. Palaeontology, Geol. Surv., Albany, N. Y., 1859.
179. *Hallam A.*, A sedimentary and faunal study of the Blue Lias of Dorset and Glamorgan, Phil. Trans. R. Soc. B243, 1—44, 1960.
180. *Hallam A.*, Major epeirogenic and eustatic changes since the Cretaceous and their possible relationship to crustal structure, Am. J. Sci., 261, 397—423, 1963.
181. *Hallam A.*, ed., Depth indicators in marine sedimentary environments. Mar. Geol., 5, 329—567, 1967a.
182. *Hallam A.*, The depth significance of shales with bituminous laminae. Mar. Geol., 5, 481—493, 1967b.
183. *Hallam A.*, The bearing of certain palaeozoogeographic data on continental drift, Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 3, 201—241, 1967c.
184. *Hallam A.*, Faunal realms and facies in the Jurassic, Palaeontology, 1, 1—18, 1969.
185. *Hallam A.*, Distributional patterns in contemporary terrestrial and marine animals, In: Hughes N. F., ed., Organisms and continents through time. Spec. Pap. Palaeont., no. 12, 93—105, 1973.
186. *Hallam A.*, Changing patterns of provinciality and diversity of fossil animals in relation to plate tectonics, J. Biogeog., 1, 213—225, 1974.
187. *Hallam A.*, Jurassic environments, Cambridge Univ. Press, 1975. (Имеется русский перевод: *Хэллем А.* Юрский период.—Л.: Недра, 1978.)
188. *Hallam A.*, Geology and plate tectonics interpretation of the sediments of the Mesozoic radiolarite-ophiolite complex in the Neyriz region, southern Iran, Bull. geol. Soc. Am., 87, 47—52, 1976.
189. *Hallam A.*, Jurassic bivalve biogeography, Paleobiology 3, 58—73, 1977.
190. *Hallam A.*, Secular changes in marine inundation of U. S. S. R. and North America through the Phanerozoic, Nature 269, 762—772, 1977b.
191. *Hallam A.*, Eustatic cycles in the Jurassic, Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 23, 1—32, 1978a.
192. *Hallam A.*, How rare is phyletic gradualism? Evidence from Jurassic bivalves, Paleobiology, 4, 16—25, 1978b.
193. *Hallam A.*, *Bradshaw M. J.*, Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions, J. geol. Soc. Lond., 136, 157—164, 1979.
194. *Hallam A.*, *Sellwood B. W.*, Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area, J. Geol., 84, 302—321, 1976.
195. *Hamilton W.*, Subduction in the Indonesian region, In: Island arcs, deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Series, 1, 15—31, Am. Geophys. Un., 1977.
196. *Hancock J. M.*, Some Cretaceous—Tertiary marine faunal changes. In: W. B. Harland et al., eds., The fossil record, Geol. Soc. Lond., 91—103, 1967.
197. *Hancock J. M.*, The petrology of the Chalk, Proc. geol. Ass. Lond., 8, 499—535, 1975.
198. *Hancock J. M.*, *Kaufmann E. G.*, The great transgressions of the Late Cretaceous, J. geol. Soc. Lond., 136, 175—186, 1979.
199. *Haq B. U.*, *Premoli-Silva I.*, *Lohman G. P.*, Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic Ocean, J. geophys. Res., 82, 3861—3876, 1977.
200. *Harder H.*, Boron content of sediments as a tool in facies analysis, Sedim. geol., 4, 153—175, 1970.

201. *Hargraves R. B.*, Precambrian geologic history, *Science*, 193, 363—371, 1976.
202. *Harland W. B., Herod K. N., Krinsley D. H.*, The definition and identification of tills and tillites, *Earth-Sci. Rev.*, 2, 225—256, 1966.
203. *Haxby W. F., Turcotte D. L., Bird J. M.*, Thermal and mechanical evolution of the Michigan Basin, *Tectonophysics*, 36, 57—75, 1976.
204. *Hays J. D.*, Faunal extinctions and reversals of the earth's magnetic field, *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 2433—2447, 1971.
205. *Hays J. D., Pitman W. C.*, Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences, *Nature*, 246, 16—22, 1973.
206. *Hays J. D., Imbrie J., Shackleton N. J.*, Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages, *Sciences* 194, 1121—1132, 1976.
207. *Heckel P. H.*, Recognition of ancient shallow marine environments, *In: Rigby J. K., Hamblin W. H.*, eds., Recognition of ancient sedimentary environments, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* no. 16, 226—286, 1972.
208. *Heckel P. H.*, Carbonate buildups in the geologic record: a review, *In: Laporte L.*, ed., Reefs in time and space, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* no. 18, 90—154, 1974.
209. *Heckel P. H.*, Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of mid-continent North America, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 61, 1045—1068, 1977.
210. *Heezen B. C., Hollister C. D.*, The face of the deep, Oxford Univ. Press, New York, 1971.
211. *Heezen B. C., McGregor I. D.*, The evolution of the Pacific, *Sci. Amer.*, 229 (5), 102—112, 1973.
212. *Hoffman H. J.*, Stromatolites: characteristics and utility, *Earth-Sci. Rev.*, 9, 339—373, 1973.
213. *Hoffman P., Dewey J. F., Burke K.*, Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *In: Dott R. H., Shaver R. H.*, eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* no. 19, 38—55, 1974.
214. *Holland H. D.*, The geologic history of sea water — an attempt to solve the problem, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 637—651, 1972.
215. *House M. R.*, Fluctuations in the evolution of Palaeozoic invertebrates, *In: Harland W. B.* et al., The fossil record, *Geol. Soc. Lond.*, 41—54, 1967.
216. *House M. R.*, Facies and time in Devonian tropical areas, *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 40, 233—288, 1974.
217. *Howard J. D., Frey R. W., Reineck H. E., Gadow S., Wunderlich F., Dörjes J., Hertweck G.*, Georgia coastal region, Sapelo Island, USA: sedimentology and biology, *Senckenberg. marit.*, 4, 3—223, 1972.
218. *Hsü K. J.*, Franciscan melanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics, *J. geophys. Res.*, 76, 1162—1170, 1971.
219. *Hsü K. J.*, Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite, *Earth-Sci. Rev.*, 8, 371—396, 1972a.
220. *Hsü K. J.*, When the Mediterranean dried up, *Sci. Am.*, 277 (6), 27—36, 1972b.
221. *Hsü K. J.*, Melanges and their distinction from olistostromes, *In: Dott R. H.*, and Shaver R. H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* no. 19, 321—333, 1974.
222. *Hsü J. K.*, Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of the Cretaceous, *Nature*, 285, 201—203, 1980.
223. *Hsü K. J., Jenkyns H. C.*, eds., Pelagic sediments: on land and under the sea, *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* no. 1, 1974.
224. *Hsü K. J., Cita M. B., Ryan W. B. F.*, The origin of the Mediterranean evaporites, *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project* 13, 1203—1231, 1972.

225. *Hsü K. J. et al.*, History of the Mediterranean salinity crisis, *Nature*, 267, 399—403, 1977.
226. *Huber N. K., Garrels R. M.*, Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation, *Econ. Geol.*, 48, 337—357, 1953.
227. *Hubert J. F.*, Paleosol caliche in the New Haven Arkose, Newark Group, Connecticut, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 24, 151—168, 1978.
228. *Hubert J. F., Butera J. G., Rice R. F.*, Sedimentology of Upper Cretaceous Cody-Parkman delta, southwestern Powder River Basin, Wyoming, *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 1649—1670, 1972.
229. *Hudson J. D.*, The stratigraphy of the Great Estuarine Series (Middle Jurassic) of the Inner Hebrides, *Trans. Edinb. geol. Soc.*, 19, 139—165, 1962.
230. *Hudson J. D.*, The recognition of salinity-controlled mollusc assemblages in the Great Estuarine Series of the Inner Hebrides, *Palaeontology*, 6, 318—326, 1963.
231. *Hudson J. D.*, Hugh Miller's reptile bed and the *Mytilus* Shales, Middle Jurassic, Isle of Eigg, Scotland, *Scott. J. Geol.*, 2, 265—281, 1966.
232. *Hudson J. D.*, Algal limestones with pseudomorphs after gypsum from the Middle Jurassic of Scotland, *Lethaia*, 3, 11—40, 1970.
233. *Hudson J. D.*, Stable isotopes and limestone lithification, *J. geol. Soc. Lond.*, 133, 637—660, 1977a.
234. *Hudson J. D.*, Oxygen isotope studies on Cenozoic temperatures, oceans and ice accumulation, *Scott. J. Geol.*, 13, 313—325, 1977b.
235. *Hughes Clarke M. W., Keij A. J.*, Organisms as producers of carbonate sediment and indicators of environment in the southern Persian Gulf. In: Purser B. H., ed., *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*. Springer Verlag, Berlin and New York, 33—56, 1973.
236. *Hunt B. G.*, The effects of past variations of the Earth's rotation rate on climate, *Nature*, 281, 188—191, 1979.
237. *Hunter D. R.*, Crustal development in the Kaapvaal Craton, I. The Archaean, *Precamb. Res.*, 1, 259—294, 1974a.
238. *Hunter D. R.*, Crustal development in the Kaapvaal Craton, II. The Proterozoic, *Precamb. Res.*, 1, 295—326, 1974b.
239. *Hutchinson R. W., Engels G. G.*, Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Ethiopia, *Phil. Trans. R. Soc. A267*, 313—329, 1970.
240. *Imbrie J., Kipp N. G.*, A new micropaleontological method of quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In: Turekian K., ed., *The late Cenozoic glacial ages*. Yale Univ. Press, New Haven, 71—182, 1971.
241. *Imbrie J., Van Donk J., Kipp N. G.*, Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparison of isotopic and faunal methods, *J. Quat. Res.* 3, 10—38, 1973.
242. *Irwin M. L.*, General theory of epeiric clear water sedimentation, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 49, 445—459, 1965.
243. *Jackson T. A., Moore C. B.*, Secular variations in kerogen structure and carbon, nitrogen and phosphorus concentrations in pre-Phanerozoic and Phanerozoic sedimentary rocks, *Chem. Geol.*, 18, 107—136, 1976.
244. *James H. L.*, Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks, *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.*, no. 440-W, 1966.
245. *James H. L., Sims P. K.*, eds., Precambrian iron formations of the world, *Econ. Geol.*, 68, 913—1179, 1973.
246. *Jones C. V.*, The origin of the Triassic clay assemblages of Europe with special reference to the Keuper Marl and Rhaetic of parts of England, *Phil. Trans. R. Soc. A289*, 549—639, 1978.

247. Jeans C. V., Merriman R. J., Mitchell J. G., Origin of Middle Jurassic and Lower Cretaceous fuller's earths in England, *Clay Mineral.*, 12, 11—44, 1977.
248. Jenkyns H. C., Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model, *In*: Hsü K. J., Jenkyns H. C., eds., *Pelagic sediments: on land and under the sea*, Spec. Publ. int. Ass. Sedimentol., no. 1, 249—271, 1974.
249. Jenkyns H. C., Pelagic environments, *In*: Reading H. G., ed., *Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 314—371, 1978.
250. Jenkyns H. C., Cretaceous anoxic events: from continents to oceans, *J. geol. Soc. Lond.*, 137, 171—188, 1980.
251. Johnson H. D., Shallow siliciclastic seas, *In*: Reading H. G., ed. *Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 207—258, 1978.
252. Johnson J. G., Boucot A. J., Devonian brachiopods, *In*: Hallam A., ed., *Atlas of palaeobiogeography*, Elsevier, Amsterdam, 89—96, 1973.
253. Johnson N. M., Opdyke N. D., Lindsay E. H., Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene—Pleistocene terrestrial deposits and vertebrate faunas, *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 5—12, 1975.
254. Jones D. L., Silberling N. J., Hillhouse J., Wrangellia—a displaced terrane in northwestern North America, *Can. J. Earth Sci.* 14, 2565—2577, 1977.
255. Jørgensen C. B., Quantitative aspects of filter feeding in invertebrates, *Biol. Rev.* 30, 391—454, 1955.
256. Kauffman E. G., Benthic environments and paleoecology of the Posidonienschiefer (Toarcian), *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 157, 1836, 1978.
257. Kay M., North American geosynclines, *Mem. geol. Soc. Am.* no. 48, 1951.
258. Kazmierczak J., The eukaryotic nature of *Eosphaera*-like ferriferous structures from the Precambrian Gunflint Iron Formation, Canada: a comparative study, *Precamb. Res.*, 9, 1—22, 1979.
259. Keigwin L. D., Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores, *Geology*, 6, 630—634, 1978.
260. Keith M. L., Anderson G. M., Eichler R., Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1757—1786, 1964.
261. Kemp E. M., Tertiary climatic evolution and vegetation history in the southeast Indian Ocean region, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 24, 169—208, 1978.
262. Kendall C. G. St. C., An environmental re-interpretation of the Permian evaporite/carbonate shelf sediments of the Guadalupe Mountains, *Bull. geol. Soc. Am.*, 80, 2503—2526, 1969.
263. Kennedy W. J., Ammonite evolution, *In*: Hallam A., ed., *Patterns of evolution*, Elsevier, Amsterdam, 251—304, 1977.
264. Kennedy W. J., Cobban W. A., Aspects of ammonite biology, biostratigraphy and biogeography, *Spec. Pap. Palaeontol.* no. 17, 1976.
265. Kennedy W. J., Garrison R. E., Morphology and genesis of nodular phosphates in the Cenomanian Glauconitic Marl of southeast England, *Lethaia* 8, 339—360, 1975a.
266. Kennedy W. J., Garrison R. E., Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England, *Sedimentology*, 22, 311—386, 1975b.
267. Kennedy W. J., Juignet P., Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian—Santonian) of Haute Normandie, France, *Sedimentology*, 21, 1—42, 1974.
268. Kennett J. P., Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic ocean, and their impact on global paleoceanography, *J. geophys. Res.* 82, 3843—3860, 1977.

269. Kent D. V., An estimate of the duration on the faunal change at the Cretaceous — Tertiary boundary, *Geology*, 5, 769—771, 1977.
270. Kent P. E., The Mesozoic development of aseismic continental margins, *J. geol. Soc. Lond.*, 134, 1—18, 1977.
271. Keulegan G. H., Krumbein W. H., Stable configuration of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes, *Trans. Am. geophys. Un.* 30, 555—861, 1949.
272. Kimberley M. M., Origin of iron ore by diagenetic replacement of calcareous oolite, *Nature*, 250, 319—320, 1974.
273. Kimberley M. M., Origin of oolitic iron minerals, *J. sedim. Petrol.*, 49, 110—132, 1979.
274. Kitchell J. A., Kitchell J. F., Johnson G. L., Hunkins K. L. Abyssal traces and megafauna: comparison of productivity, diversity and density in the Arctic and Antarctic, *Paleobiology*, 4, 171—180, 1978.
275. Klein G. V. de, A sedimentary model for determining a paleotidal range, *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 2585—2591, 1971.
276. Klinkhammer G., Bender M., Weiss R. F., Hydrothermal manganese in the Galapagos Rift, *Nature*, 269, 319—320, 1977.
277. Klootwijk D. T., Pierce J. W., India's and Australia's pole path since the late Mesozoic and the India — Asia collision, *Nature* 282, 605—607, 1979.
278. Knauth L. P., Epstein S., Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1095—1108, 1976.
279. Knoll A. H., Did emerging continents trigger metazoan evolution? *Nature* 276, 701—703, 1978.
280. Knox R. W. O'B. An alternative to the clastic trap hypothesis, *Geol. Mag.* 108, 544—545, 1971.
281. Krassilov V. A., Climatic changes in eastern Asia as indicated by fossil floras, II. Late Cretaceous and Danian, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 17, 157—172, 1975. (См. также статью: Красилов В. А. Древние флоры и история развития районов, прилегающих к Японскому морю. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока, Владивосток, 1975.)
282. Krassilov V. A., Late Cretaceous gymnosperms from Sakhalin, U. S. S. R. and the terminal Cretaceous event. *Palaeontology*, 21, 893—906, 1978.
283. Krauskopf K. B., Introduction to geochemistry, McGraw-Hill, New York, 1967.
284. Krinsley D. H., Donahue J., Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy, *Bull. geol. Soc. Am.*, 79, 743—748, 1968.
285. Krinsley D., Doornkamp J. C., Atlas of quartz sand surface textures, Cambridge Univ. Press, 1973.
286. Kuenen Ph. H., Migliorini C. I., Turbidity currents as a cause of graded bedding, *J. Geol.*, 58, 91—127, 1950.
287. Kukla G. J., Pleistocene land-sea correlations, 1. Europe. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 307—374, 1977.
288. Kummel B., Teichert C., Stratigraphy and paleontology of the Permian—Triassic boundary beds, Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan, Spec. Publ. Univ. Kansas Dept. Geol., no. 4, 1970.
289. LaBerge G. L., Possible biological origin of Precambrian iron formations, *Econ. Geol.*, 68, 1098—1109, 1973.
290. Ladd J. W., Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics, *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, 969—976, 1976.
291. Laporte L. F., Paleozoic carbonate facies of the Centrale Appalachian shelf, *J. sedim. Petrol.*, 41, 724—740, 1971.
292. Laporte L. F., ed., Reefs in time and space, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 18, 1974.

293. Laubscher H., Bernoulli D., Mediterranean and Tethys, In: Nairn A. E. M., Kanes W. H., Stehli F. G., eds., The ocean basins and margins. Plenum, New York, vol. 4a, 1—28, 1977.
294. Leeder M. R., Nami M., Sedimentary models for the non-marine Scalby Formation (Middle Jurassic) and evidence for late Bajocian/Bathonian uplift of the Yorkshire Basin. Proc. Yorks. geol. Soc. 42, 461—482, 1979.
295. Lees A., Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation, Mar. Geol. 19, 159—198, 1975.
296. Lees A., Buller A. T., Modern temperature-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted, Mar. Geol. 13, M67—73, 1972.
297. Leggett J. K., British Lower Palaeozoic black shales and their palaeoceanographic significance, J. geol. Soc. Lond., 137, 139—156, 1980.
298. Leggett J. K., McKerrow W. S., Eales M. H., The Southern Uplands of Scotland: a Lower Palaeozoic accretionary prism, J. geol. Soc. Lond., 136, 755—770, 1979.
299. Lerbekmo J. F., Evans M. E., Baudsgaard H., Magnetostratigraphy, biostratigraphy and geochronology of Cretaceous—Tertiary boundary sediments, Red Deer Valley, Nature, 279, 26—30, 1979.
300. Lisitzin E., Sea level changes, Elsevier, Amsterdam, Oceanog. Ser. 8, 1974.
301. Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. N., Classification and environmental significance of stromatolites, J. Geol., 72, 68—83, 1964.
302. Lonsdale P., Clustering of suspension-feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at oceanic spreading centers, Deep-Sea Res., 24, 857—863, 1977.
303. Lowe D. R., Stromatolites 3,400-Myr old from the Archaean of Western Australia, Nature 284, 441—443, 1980.
304. Luyendyk B. P., Forsyth D., Phillips J. D., Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters, Bull. geol. Soc. Am., 83, 2649—2666, 1972.
305. MacArthur R. H., Wilson E. O., The theory of island biogeography. Princeton Univ. Press, 1967.
306. McCabe P. J., Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England, Sedimentology, 24, 271—290, 1977.
307. McClure H. A., Early Palaeozoic glaciation in Arabia, Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 25, 315—326, 1978.
308. McElhinny M. W., Geomagnetic reversals during the Phanerozoic, Science 172, 157—159, 1971.
309. McElhinny M. W., Palaeomagnetism and plate tectonics, Cambridge Univ. Press, 1973.
310. McIntyre A. et al., The surface of the ice-age earth, Science 191, 1131—1137, 1976.
311. McKee E. D., Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas), Sedimentology 7, 1—69, 1966.
312. McKenzie D. P., Some remarks on the development of sedimentary basins, Earth planet. Sci. Lett., 40, 25—32, 1978.
313. McKenzie J. A., Jenkyns H. C., Bennet G. G., Stable isotope study of the cyclic diatomite-claystones from the Tripoli Formation, Sicily: a prelude to the Messinian salinity crisis, Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 29, 125—141, 1980.
314. McKerrow W. S., ed., The ecology of fossils, Duckworth, London, 1978.
315. McKerrow W. S., Ordovician and Silurian changes in sea level, J. geol. Soc. Lond., 136, 137—145, 1979.
316. McKerrow W. S., Cocks L. R. M., Progressive faunal migration across the Iapetus Ocean, Nature, 263, 304—306, 1976.

317. McLaren D. J., Presidential address: time, life and boundaries, *J. Paleont.* 44, 801—815, 1970.
318. McLean D. M., A terminal Mesozoic greenhouse: lessons from the past, *Science* 201, 401—406, 1978.
319. Matter A., Tucker M. E., eds., Modern and ancient lake sediments, *Spec. Publ. int. Ass. Sedimentol.* no. 2, 1978.
320. Matthews S. C., Cowie J. W., Early Cambrian transgression, *J. geol. Soc. Lond.*, 136, 133—135, 1979.
321. Maxwell W. G. H., *Atlas of the Great Barrier Reef*, Elsevier, Amsterdam, 1968.
322. Menzies R. J., George R. Y., Rowe G. T., *Abyssal environments and ecology of the world oceans*, Wiley, New York, 1973.
323. Meyerhoff A. A., Continental drift, II. High-latitude evaporite deposits and geologic history of Arctic and North Atlantic Oceans, *J. Geol.*, 78, 406—444, 1970.
324. Middleton G. V., Johannes Walthers' law of correlation of facies, *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 979—988, 1973.
325. Middleton G. V., Hampton M. A., Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, *In: Stanley D. J., Swift D. J. P., eds., Marine sediment transport and environmental management*, Wiley, New York, 197—218, 1976.
326. Millot G., *Geology of clays*, Chapman and Hall, London, 1970.
327. Milnes A. G., Structural zones and continental collision, Central Alps, *Tectonophysics*, 47, 369—392, 1978.
328. Mitchell A. H. G., McKerrow W. S., Analogous evolution of the Burma orogen and the Scottish-Caledonides, *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 305—315, 1975.
329. Mitchell A. H. G., Reading H. G., Sedimentation and tectonics, *In: Reading H. G., ed., Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 439—476, 1978.
330. Mohr R. E., Measured periodicities of the Biwabik (Precambrian) stromatolites and their geophysical significance, *In: Rosenberg G. D., Run-corn S. K., eds., Growth rhythms and the history of the Earth's rotation*, Wiley, New York, 43—55, 1975.
331. Molnar P., Tapponier P., Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision, *Science*, 189, 419—426, 1975.
332. Monty C., Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas, *Bull. Ann. Soc. Geol. Belg.*, 88, B269—276, 1967.
333. Moorbath S., Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust, *Chem. Geol.*, 20, 151—187, 1977a.
334. Moorbath S., The oldest rocks and the growth of continents, *Sci. Am.* 236(2), 92—103, 1977b.
335. Moore H. B., Muds of the Clyde Sea area, III. Chemical and physical conditions; rate and nature of sedimentation; and fauna, *J. mar. Biol. Ass. U. K.* 17, 325—366, 1931.
336. Moore J. C. et al., Progressive accretion in the Middle America Trench, Southern Mexico, *Nature* 281, 638—642, 1979.
337. Moore R. C., Evolution of late Paleozoic invertebrates in response to major oscillations of shallow seas, *Bull. Mus. comp. Zool. Harv.*, 122, 259—286, 1954.
338. Moore T. C., Van Andel Tj. H., Sancetta C., Pias N., Cenozoic hiatuses in pelagic sediments, *Micropaleontology*, 24, 113—138, 1978.
339. Möerner N.-A., Eustasy and geoid changes, *J. Geol.*, 84, 113—151, 1976.
340. Morris K. A., A comparison of major sequences of organic-rich mud deposition in the British Jurassic, *J. Geol. Soc. Lond.*, 137, 157—170, 1980.

341. Mutti E., Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-Mediterranean geosynclines, In: Dott R. H., Shaver R. H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 19, 95—105, 1974.
342. Napier W. M., Clube S. V. M., A theory of terrestrial catastrophism, Nature 282, 455—459, 1979.
343. Nelson C. H., Nilson T., Submarine fans and channels, In: Dott R. H., Shaver R. H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., no. 19, 54—76, 1974.
344. Neumann A. C., Kofoed J. W., Keller G. H., Lithoherms in the Straits of Florida, Geology, 5, 4—10, 1977.
345. Newell N. D., Paraconformities, Spec. Publ. Univ. Kansas Dept. Geol. no. 2, 349—367, 1967a.
346. Newell N. D., Revolutions in the history of life, Spec. Pap. geol. Soc. Am., no. 89, 63—91, 1967b.
347. Newell N. D., Rigby J. K., Fischer A. G., Whiteman A. J., Hickox J. E., Bradley J. S., The Permian reef complex of the Guadeloupe Mountains region, Texas and New Mexico, Freeman, San Francisco, 1953.
348. Nicolas J., Bildgen P., Relations between the location of the karst bauxites in the Northern Hemisphere, the global tectonics and the climate variations during geological time, Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 28, 205—239, 1979.
349. Nio S.-D., Marine transgressions as a factor in the formation of sand wave complexes, Geol. Mijnb., 55, 18—40, 1976.
350. Norris R. J., Carter R. M., Turnbull I. M., Cainozoic sedimentation in basin adjacent to a major continental transform boundary in southern New Zealand, J. geol. Soc. Lond., 135, 191—205, 1978.
351. Osgood R. G., Trace fossils of the Cincinnati area, Paleontogr. Am. 6 (41), 281—444, 1970.
352. Owen H. G., Continental displacement and expansion of the earth during the Mesozoic and Cenozoic, Phil. Trans. R. Soc., A281, 223—291, 1976.
353. Palmer A. R., Cambrian Trilobites, In: Hallam A., ed., Atlas of palaeobiogeography, Elsevier, Amsterdam, 3—11, 1973.
354. Palmer T. J., The Hampden Marly and White Limestone formations: Florida-type carbonate lagoons in the Jurassic of central England, Palaeontology, 22, 189—228, 1979.
355. Pannella G., Palaeontological clocks and the history of the Earth's rotation, In: Rosenberg G. D., Runcorn S. K., eds., Growth rhythms and the history of the Earth's rotation, Wiley, New York, 253—283, 1975.
356. Payton C. E., ed., Stratigraphic interpretation of seismic data, Mem. Am. Ass. petrol. Geol., no. 26, 1977.
357. Percival S. F., Fischer A. G., Changes in calcareous nannoplankton in the Cretaceous—Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain, Evol. Theory, 2, 1—35, 1977.
358. Picard M. D., High L. R., Criteria for recognising lacustrine rocks, In: Rigby J. K., Hamblin W. K., ed., Recognition of ancient sedimentary environments, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., no. 16, 108—145, 1972a.
359. Picard M. D., High L. R., Palaeoenvironmental reconstructions in an area of rapid facies change, Parachute Creek Member of Green River Formation (Eocene), Uinta Basin, Utah, Bull. geol. Soc. Am., 83, 2689—2708.
360. Pitman W. C., Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins, Bull. geol. Soc. Am. 89, 1389—1403, 1978.
361. Potter P. E., Pettijohn F. J., Paleocurrents and basin analysis, 2nd edn., Springer Verlag, Berlin and New York, 1977.
362. Potter P. E., Shimp N. F., Witters J., Trace elements in marine and freshwater argillaceous sediments, Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 669—694, 1963.

363. *Poulton T. P., Callomon J. H.* A new species of trigoniid bivalve from the boreal Bathonian (Jurassic) of central East Greenland *Bull. geol. Soc. Denmark*, 26, 115—159, 1977.
364. *Powell C. McA., Conaghan P. J.*, Plate tectonics and the Himalayas, *Earth planet. Sci. Lett.*, 20, 1—12, 1973.
365. *Preston F. W.*, The canonical distribution of commonness and rarity, *Ecology*, 43, 185—215 and 410—432, 1962.
366. *Pryor W. A.*, Petrology of the Permian Yellow Sands of northeastern England and their North Sea basin equivalents, *Sedim. Geol.* 6, 221—254, 1971.
367. *Purser B. H.*, ed., *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*, Springer Verlag, Berlin and New York, 1973.
368. *Rage J. C.*, Une connection continentale entre Amerique du Nord et Amerique du Sud au Crétacé supérieur? L'exemple des Vertébrés continentaux, *C. r. somm. Soc. géol. Fr. fasc.* 6, 281—285, 1978.
369. *Ramsay A. T. S.*, A history of organic siliceous sediments in oceans, *In*: *Hughes N. F.*, ed., *Organisms and continents through time*, Spec. Pap. *Palaeontol.*, no 12, 199—234, 1973.
370. *Ramsbottom W. H. C.*, Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe, *J. geol. Soc. Lond.*, 136, 147—153, 1979.
371. *Raup D. M.*, Species diversity in the Phanerozoic: an interpretation, *Paleobiology*, 2, 289—297, 1976.
372. *Raup D. M., Stanley S. M.*, *Principles of paleontology*, 2nd edn., Freeman, San Francisco, 1978. (Имеется русский перевод: *Рауп Д., Стэнли С.* Основы палеонтологии.—М.: Мир, 1974.)
373. *Reading H. G.*, Strike-slip fault systems; an ancient example for the Cantabrians, 9th Int. sediment. Congr., Nice 1975, Theme 4 (2), 289—292, 1975.
374. *Reading H. G.*, ed., *Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 1978.
375. *Reading H. G., Walker R. G.*, Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finmark, northern Norway, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2, 177—212, 1966.
376. *Reid E. M., Chandler M. E. J.*, The flora of the London Clay, *Brit. Mus. (nat. Hist.)*, London, 1933.
377. *Reid G. C., Isaksen I. S. A., Holzer T. E., Crutzen P. J.*, Influence of ancient solar-proton events on the evolution of life, *Nature*, 259, 177—179, 1976.
378. *Reid G. C., McAfee J. R., Crutzen P. J.*, Effects of intense stratospheric ionisation events, *Nature*, 275, 489—492, 1978.
379. *Reineck H.-E., Singh I. B.*, *Depositional sedimentary environments*, Springer Verlag, Berlin and New York, 1973. (Имеется русский перевод: *Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления.—М.: Недра, 1981).
380. *Rhoads D. C., Young D. K.*, The influence of deposit-feeding organisms on sediment stability and community trophic structure, *J. mar. Res.*, 28, 150—178, 1970.
381. *Rhodes F. H. T.*, Permo-Triassic extinction, *In*: *Harland W. B. et al.*, eds., *The fossil record*, *Geol. Soc. Lond.*, 57—76, 1967.
382. *Richter-Bernburg G.*, Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven, Korrelation im Zechstein, *Geol. Rdsch.*, 49, 132—148, 1960.
383. *Robertson A. H. F., Hudson J. D.*, Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus, *In*: *Hsü K. J., Jenkins H. C.*, eds., *Pelagic sediments: on land and under the sea*, Spec. Publ. int. Ass. Sediment. no. 1, 403—406, 1974.

384. *Robinson P. C.*, A problem of faunal replacement on Permo-Triassic continents, *Palaeontology*, 14, 131—153, 1971.
385. *Rouchy J.-M.*, Sur la genèse de deux principaux types de gypse (finement lité et en chevrons) du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne meridionale. *Rev. Géog. phys. Géol. dynam.*, 18, 347—364, 1976.
386. *Ruddiman W. F., McIntyre A.*, Time-transgressive deglacial retreat of polar waters from the North Atlantic, *J. Quat. Res.*, 3, 117—130, 1973.
387. *Ruddiman W. F., Sancetta C. D., McIntyre A.*, Glacial/interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change: the record in oceanic sediments, *Phil. Trans. R. Soc. B280*, 119—141, 1977.
388. *Rupke N. A.*, Deep clastic seas. *In: Reading H. G., ed., Sedimentary environments and facies*, Blackwell, Oxford, 272—415, 1978.
389. *Rusnak G. A.*, Sediments of Laguna Madre, Texas, *In: Shepard F. P., Phleger F. B., Van Andel T. H., eds., Recent sediments, northwest Gulf of Mexico*, Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, 153—196, 1960.
390. *Russell D. A.*, The enigma of the extinction of the dinosaurs, *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, 7, 163—182, 1979.
391. *Ryan W. B. F., Cita M. B.*, Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation, *Mar. Geol.*, 23, 197—215, 1977.
392. *Ryther J. H.*, Geographic variations in productivity, *In: Hill M. H., ed., The sea*, Interscience, New York, 2, 347—380, 1963.
393. *Sahni A., Kumar V.*, Palaeogene palaeobiogeography of the Indian sub-continent. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 15, 209—226, 1974.
394. *Saito T., Van Donk I.*, Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary foraminifera, *Micropaleontology* 20, 152—177, 1974.
395. *Salvan H.*, Les phosphate de chaux sédimentaires du Maroc, *Notes maroc. Soc. géog. Maroc.*, no. 14, 7—20, 1960.
396. *Sanders H. L.*, Marine benthic diversity: a comparative study, *Am. Nat.* 102, 243—282, 1968.
397. *Savin S. M., Douglas R. G., Stehli G. F.*, Tertiary marine paleotemperatures, *Bull. geol. Soc. Am.* 86, 1499—1510, 1975.
398. *Schäfer W.*, Ecology and palaeoecology of marine environments, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1972.
399. *Schermerhorn L. J. G.*, Reply to discussions by G. M. Young and G. E. Williams, *Am. J. Sci.*, 276, 375—384, 1976.
400. *Schidlowski M., Eichmann R. E., Junge C. E.*, Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget, *Precamb. Res.*, 2, 1—69, 1975.
401. *Schindewolf O. H.*, Über die möglichen Ursachen der grossen erdgeschichtlichen Faunenschnitte, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 10, 457—465, 1954.
402. *Schlanger S. O., Jenkyns H. C.*, Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences, *Geol. Mijnb.* 55, 179—184, 1976.
403. *Schluger P. R., Robertson H. E.*, Mineralogy and chemistry of the Patapsco Formation, Maryland, related to the ground-water geochemistry and flow system: a contribution to the origin of red beds, *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 153—158, 1975.
404. *Schmalz R. F.*, Deep-water evaporite deposition: a genetic model, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 798—823, 1969.
405. *Schneider S. H., Thompson S. L.*, Ice ages and orbital variations: some simple theory and modelling, *Quat. Res.* 12, 188—203, 1979.
406. *Scholl D. W., Marlow M. S.*, Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed circum-Pacific eugeosyncline, *In: Dott R. H., Shaver R. H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 19, 193—211, 1974.
407. *Schopf J. W.*, The evolution of the earliest cells, *Sci. Am.* 239 (3), 84—102, 1978.

408. *Schopf T. J. M.*, Permo-Triassic extinctions: relation to sea floor spreading, *J. Geol.*, 82, 129—143, 1974.
409. *Schuchert C.*, Atlas of paleogeographic maps of North America, Wiley, New York, 1955. (Имеется русский перевод: *Шухерт Ч.* Палеогеографический атлас Северной Америки.—М.: Изд-во иностр. лит., 1957.)
410. *Schwarzacher W.*, Sedimentation models and quantitative stratigraphy, Elsevier, Amsterdam, 1975.
411. *Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C.*, The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present, *J. Geol.*, 85, 509—552, 1977.
412. *Scoffin T. P.*, Fossilisation of Bermudan patch reefs, *Science*, 178, 1280—1282, 1972.
413. *Scrutton C. T.*, Periodic growth features in fossil organisms and the length of the day and month, *In: Broche P., Sundermann J.*, eds., Tidal fraction and the Earth's rotation, Springer Verlag, Berlin, 154—196, 1978.
414. *Seibold E.*, Jahreslagen in Sedimenten der Mittleren Adria, *Geol. Rdsch.* 47, 100—117, 1958.
415. *Seilacher A.*, Bathymetry of trace fossils, *Mar. Geol.*, 5, 413—428, 1967.
416. *Selley R. C.*, Diagnostic characters of fluviatile sediments of the Torridonian Formation (Precambrian of northwest Scotland), *J. sedim. Petrol.*, 35, 366—380, 1965.
417. *Selley R. C.*, An introduction to sedimentology, Academic Press, London, 1976a.
418. *Selley R. C.*, The habitat of North Sea oil, *Proc. geol. Ass. Lond.*, 87, 359—388, 1976b.
419. *Selley R. C.*, Ancient sedimentary environments, 2nd edn., Chapman and Hall, London, 1978.
420. *Sellwood B. W.*, Shallow-water carbonate environments, *In: Reading H. G.*, ed., Sedimentary environments and facies, Blackwell, Oxford, 259—313, 1978.
421. *Sellwood B. W., Hallam A.*, Bathonian volcanicity and North Sea rifting, *Nature*, 252, 27—28, 1974.
422. *Sepkoski J. J.*, Species diversity in the Phanerozoic: species-area effects, *Paleobiology*, 2, 298—303, 1976.
423. *Sepkoski J. J.*, A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity, I. Analysis of marine orders, *Paleobiology*, 4, 223—251, 1978.
424. *Shackleton N. J.*, Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed, *Nature*, 215, 15—17, 1967.
425. *Shackleton N. J., Kennett J. P.*, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP sites 277, 279 and 281, *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 29*, 743—755, 1975.
426. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.*, Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation, *Nature* 270, 216—219, 1977.
427. *Shaw A. B.*, Time in stratigraphy, McGraw-Hill, New York, 1964.
428. *Shearman D. J.*, Origin of marine evaporites by diagenesis, *Trans. Inst. Min. Metall.*, sect. B, 75, 208—215, 1966.
429. *Shearman D. J.*, Recent halite rock, Baja California, Mexico, *Trans. Inst. Min. Metall.*, sect. B, 79, 155—162, 1970.
430. *Shearman D. J., Fuller J. G. C. M.*, Anhydrite diagenesis, calcitisation, and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan, *Bull. Can. petrol. Geol.*, 17, 496—525, 1969.
431. *Sheehan P.*, Species diversity in the Phanerozoic — a reflection of labor by systematists? *Paleobiology*, 3, 325—328, 1977.
432. *Sheldon R. P.*, Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in western Wyoming, *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.*, no. 313-B, 1963.

433. *Sheldon R. P.*, Paleolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite, Prof. Pap. U. S. geol. Surv. no. 501-C, 106—113, 1964a.
434. *Sheldon R. P.*, Exploration for phosphorite in Turkey — a case history, *Econ. Geol.*, 59, 1159—1175, 1965b.
435. *Shelton J. W.*, Trend and genesis of lowermost sandstone unit of Eagle Sandstone at Billings, Montana, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 49, 1385—1397, 1965.
436. *Shinn E. A.*, Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks, *J. sedim. Petrol.*, 38, 215—223, 1968.
437. *Shinn E. A.*, Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf, *Sedimentology* 12, 109—144, 1969.
438. *Simberloff D.*, Permo-Triassic extinctions: effects of an area on biotic equilibrium, *J. Geol.* 82, 267—274, 1974.
439. *Simpson P. R.*, *Bowles J. F. W.*, Uranium mineralisation of the Witwatersrand and Dominion Reef Systems, *Phil. Trans. R. Soc.* A286, 527—548, 1977.
440. *Sleep N. H.*, Platform subsidence mechanisms and eustatic sea level changes, *Tectonophysics*, 36, 45—56, 1976.
441. *Sloss L. L.*, *Speed R. C.*, Relationship of cratonic and continental margin tectonic episode, In: *Dickinson W. R.*, ed., *Tectonics and sedimentation*, Spec. Publ. Soc. econ. Palcont. Miner., no. 22, 89—119, 1974.
442. *Smith A. G.*, *Briden J. C.*, Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps, Cambridge, Univ. Press, 1977.
443. *Smith A. G.*, *Woodcock N. H.*, *Naylor M. A.* The structural evolution of a Mesozoic continental margin, Othris Mountains, Greece, *J. geol. Soc. Lond.*, 136, 589—603, 1979.
444. *Spencer A. M.*, Late Precambrian glaciation in Scotland, *Mem. geol. Soc. Lond.*, no. 6, 1971.
445. *Spooner E. T. C.*, The strontium isotopic composition of sea water, and seawater-oceanic crust interaction, *Earth planet. Sci. Lett.*, 31, 167—174, 1976.
446. *Stanley K. O.*, *Jordan W. M.*, *Dott R. H.*, New hypothesis of early Jurassic paleogeography and sediment dispersal for western United States, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 55, 10—19, 1971.
447. *Stanley S. M.*, Ideas on the timing of metazoan evolution, *Paleobiology*, 2, 209—219, 1976.
448. *Steel R. J.*, New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province, *J. sedim. Petrol.* 44, 336—357, 1974.
449. *Steel R. J.*, *Wilson A. C.*, Sedimentation and tectonism (? Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis, *J. geol. Soc. Lond.*, 131, 183—202, 1975.
450. *Stehli F. G.*, A test of the Earth's magnetic field during Permian time, *J. geophys. Res.*, 75, 3325—3342, 1970.
451. *Stevens G. R.*, The relationship of isotopic temperatures and faunal realms to Jurassic — Cretaceous paleogeography, particularly in the S. W. Pacific, *J. R. Soc. N. Z.*, 1, 145—158, 1971.
452. *Stewart F. H.*, Permian evaporites and associated rocks in Texas and New Mexico compared with those of northern England, *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 29, 185—235, 1954.
453. *Stewart F. H.*, Marine evaporites, Prof. Pap. U. S. geol. Surv. no. 440-Y, 1963.
454. *Suess E.*, The face of the Earth, vol. 2, Clarendon Press, Oxford, 1906.
455. *Surlyk F.*, Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic — Cretaceous boundary, East Greenland), *Bull. Grøn. geol. Undersøg. Bull.*, no. 128, 1978.
456. *Surlyk F.*, The Cretaceous — Tertiary boundary event, *Nature* 285, 187—188, 1980.

457. Swett K., Klein G. de V., Smit D. E., A Cambrian tidal sand body — the Eriboll Sandstone of Northwest Scotland: an ancient — recent analog. *J. Geol.*, 79, 400—415, 1971.
458. Swift D. J. P., Inner shelf sedimentation: processes and products. In: Stanley D. J., ed., The new concepts of continental margin sedimentation: application to the geological record, Am. Geol. Inst., Washington, DS-4-1—DS-4-46, 1969.
459. Tan F. C., Hudson J. D., Isotopic studies of the palaeoecology and diagenesis of the Great Estuarine Series (Jurassic) of Scotland, *Scott. J. Geol.* 10, 91—128, 1974.
460. Tanner W. F., Upper Jurassic paleogeography of the Four Corners Region. *J. sedim. Petrol.*, 35, 564—574, 1965.
461. Tappan H., Primary production, isotopes, extinction and the atmosphere, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 4, 187—210, 1968.
462. Taylor J. H., Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation, *Mem. geol. Surv. G. B.*, 1949.
463. Teichert C., Concepts of facies, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 42, 2718—2744, 1958.
464. Thiede J., Van Andel T. H., The palaeoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean, *Earth planet. Sci. Lett.*, 33, 301—309, 1977.
465. Thierstein H. R., Berger W. H., Injection events on ocean history, *Nature* 276, 461—466, 1978.
466. Thompson R. W., Tidal flat sediments of the Colorado River delta, In: Ginsburg R. N., ed., Tidal deposits, Springer Verlag, Berlin and New York, 57—65, 1975.
467. Till R., Arid shorelines and evaporites, In: Reading H. G., ed., Sedimentary environments and facies, Blackwell, Oxford, 178—206, 1978.
468. Towe K. M., Early Precambrian oxygen: a case against photosynthesis, *Nature*, 274, 657—661, 1978.
469. Trümpy R., Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps, *Bull. geol. Soc. Am.*, 71, 843—908, 1960. (Имеется русский перевод: Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В сб.: Тектоника Альпийской области.— М.: Мир, 1965.)
470. Turcotte D. L., Burke K., Global sea-level changes and the thermal structure of the earth, *Earth planet. Sci. Lett.*, 41, 341—346, 1978.
471. Turner G. C., Walker R. G., Sedimentology, stratigraphy, and crustal evolution of the Archean greenstone belt near Sioux Lookout, Ontario, *Can. J. Earth Sci.*, 10, 817—845, 1973.
472. Tyson R. V., Wilson R. C. L., Downie C., A stratified water column environmental model for the type Kimmeridge Clay, *Nature* 277, 377—380, 1979.
473. Uffen R. J., Influence of the Earth's core on the origin and evolution of life, *Nature* 198, 143—144, 1963.
474. Vail P. R. et al., Seismic stratigraphy and global changes of sea level, In: Payton C. E., ed., Stratigraphic interpretation of seismic data, *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.* no. 26, 49—212, 1977. (Имеется русский перевод: Сейсмостратиграфия.— М.: Мир, 1982.)
475. Вахрамеев В. А., Юрская и раннемеловая флоры Евразии и палеофлористические провинции этого периода. Труды Геол. ин-та, вып. 102, М., 1964.
476. Valentine J. W., Patterns of taxonomic and ecological structure of the shelf benthos during Phanerozoic time, *Palaeontology*, 12, 684—709, 1969.
477. Valentine J. W., Evolutionary paleoecology of the marine biosphere, Prentice-Hall, New Jersey, 1973.

478. Van Andel Tj. H., Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments, *Earth planet. Sci. Lett.*, **26**, 187—194, 1975.
479. Van Andel Tj. H., Heath G. R., Moore T. C., Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific, *Mem. geol. Soc. Am.* no. 143, 1975.
480. Van Andel Tj. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W., Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years, *J. Geol.* **85**, 651—698, 1977.
481. Van Houten F. B., Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania, *Bull. geol. Surv. Kansas*, **169**, 495—531, 1964.
482. Van Houten F. B., Composition of Triassic Lockatong and associated formations of Newark Group, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania, *Am. J. Sci.*, **263**, 825—863, 1965.
483. Van Houten F. B., Origin of red beds: a review, *Ann. Rev. Earth planet. Sci.* **1**, 39—61, 1973.
484. Van Houten F. B., Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of southern Europe, *In*: Dott R. H., Shaver R. H., eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. no. 19, 260—273, 1974.
485. Vermeij G. J., Biogeography and adaptation: patterns of marine life. Harvard Univ. Press, 1978.
486. Виноградов А. П. (ред). Атлас литолого-палеогеографических карт СССР.—М.: Госгеолтехиздат, 1967—1969, 4 тома.
487. Visher G. S., Grain size distributions and depositional processes, *J. sedim. Petrol.*, **39**, 1074—1106, 1969.
488. Von Brunn V., Hobday D. K., Early Precambrian tidal sedimentation in the Pongola Supergroups of South Africa, *J. sedim. Petrol.*, **46**, 670—679, 1976.
489. Waddington C. J., Paleomagnetic field reversal and cosmic radiation, *Science*, **158**, 913—915, 1967.
490. Walker R. G., Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments, *J. sedim. Petrol.*, **37**, 25—43, 1967.
491. Walker R. G., ed., Facies models, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geol. Soc. Canada, 1979.
492. Walker R. G., Harms J. C., Eolian origin of Flagstone beds, Lyons Sandstone (Permian), type area, Boulder County, Colorado, *Mountain Geol.*, **9**, 279—288, 1972.
493. Walker R. G., Pettijohn F. J., Archaean sedimentation: analysis of the Minnitaki basin, north-western Ontario, *Bull. geol. Soc. Am.* **82**, 2099—2130, 1971.
494. Walker R. N., Muir M. D., Diver W. L., Williams N., Wilkins N., Evidence of major sulphate evaporite deposits in the Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia, *Nature*, **265**, 526—529, 1977.
495. Walker T. R., Formation of red beds in ancient and modern deserts, *Bull. geol. Soc. Am.*, **78**, 353—368, 1967.
496. Walter M. R., ed., *Stromatolites*, Elsevier, Amsterdam, 1976.
497. Walter M. R., Buick R., Dunlop J. S. R., Stromatolites 3400—3500 Myr old from the North Pole area, Western Australia, *Nature*, **284**, 443—445, 1980.
498. Walther J., *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*, Fischer Verlag, Jena, 3 vols., 1894.
499. Waterhouse J. B., Bonham-Carter G., Permian paleolatitudes judged from brachiopod diversities, *Rep. 24th Int. geol. Congr.*, sect. 7, 350—361, 1972.

500. Webb S. D., Mammalian faunal dynamics of the great American interchange, *Paleobiology*, 2, 220—234, 1976.
501. West I. M., Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck formation (Upper Jurassic) of Dorset, *Proc. geol. Ass. Lond.*, 86, 205—225, 1975.
502. West R. G., *Pleistocene geology and biology*, 2nd edn., Longmans, London, 1979.
503. Whittington H. B., Hughes C. P., Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution, *Phil. Trans. R. Soc. B*263, 235—278, 1972.
504. Will H.-J., Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland, *Beih. Geol. Jb.* no. 54, 1969.
505. Williams G. E., Characteristics and origin of a Precambrian pediment, *J. Geol.*, 77, 183—207, 1969.
506. Wilson J. L., *Carbonate facies in geologic history*, Springer Verlag, Berlin and New York, 1975. (Имеется русский перевод: Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории.— М.: Недра, 1980.)
507. Windley B. F., *The evolving continents*, Wiley, New York, 1977a.
508. Windley B. F., Timing of continental growth and emergence, *Nature*, 270, 426—428, 1977b.
509. Wise D. U., Continental margins, freeboard and the volumes of continents and oceans through time, In: Burke K., Drake C. L., eds., *The geology of continental margins*, Springer Verlag, Berlin and New York, 45—58, 1974.
510. Wolfe J. A., A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the northern hemisphere, *Amer. Sci.*, 66, 694—703, 1978.
511. Zankl H., Upper Triassic carbonate facies in the northern Limestone Alps, In: Müller G., ed., *Sedimentology of parts of Central Europe*, Guidebook VIII Int. sedim. Congr. Kramer, Frankfurt, 147—185, 1971.
512. Zankl H., Schroeder J. H., Interaction of genetic processes in Holocene reefs off North Eleuthera Island, Bahamas, *Geol. Rdsch.*, 61, 520—541, 1972.
513. Ziegler A. M., Scotese C. R., Johnson M. E., McKerrow W. S., Bambach R. K., Paleozoic biogeography of continents bordering the Iapetus (pre-Caledonian) and Phicic (pre-Hercynian) oceans, *Spec. Publ. Milwaukee Public Mus., Biol. Geol.*, no. 2, 1—22, 1977.
514. Ziegler P. A., Geology and hydrocarbon provinces of the North Sea, *Geojournal*, 1, 7—32, 1977.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авлакогены 96, 88, 242, 243
 — разрез 98
 Автогеосинклиналь 91
 Авульсия 35, 50
 Агностиды 287
 Аккреционная призма 101, 102
 Актуализм 28
 Аммонитико-россо см. Известняки
 Аммониты 132, 136, 140, 158, 227, 265, 268, 274, 276, 286
 Аммониты 126
 Анализ надкрылий жуков 207—208
 — передаточных функций 209
 Анальцин 42
 Ангарская флора 191
 Ангидрит 134, 145, 194, 231, 238
 Аннелиды 254
 Апвеллинг 84, 144, 146, 148, 204, 224, 239, 248
 Арагонит 42, 73
 Аргиллиты 221
 Археопсиды 77, 261, 268
- Барханы подводные 63
 Бары береговые 62, 68—70
 — песчаные 48
 — приустьевые 41, 49—50
 Бассейн Мичиган 115
 Бассейн Мори 117
 — Парижский 120, 139, 199
 — Северного моря 116
 Батиметрические оценки 24
 Белемниты 196, 198
 Береговой склон 66
 Бескислородные донные воды 127, 224
 — события 274
 Бёмит 20
 Биостратомический анализ 21
 Биосферы эволюция 252—255
 Биотурбации 18, 41, 63, 66, 186
 Биофации 16
 Битуминозные горючие сланцы 42, 127, 130, 221
 Блесточки 264
 Бокситы 190, 194, 199
 Борзальный пояс 282
 Брахиоподы 21, 140, 187, 191, 263, 268, 272, 274
- Варвы 41, 42, 44, 79, 136, 248
 Ватты 54
 Величина погружения 214
 Вентифакты 40
 Верхнеприливная зона 22
 Ветроградники 40
 Виды биологически компетентные 267
 — оппортунистические 225, 227, 267
 — терпимые к стрессу 267
 Виноградный камень 73
 Водорослевого мата гипотеза 134
 Водоросли багряные 41
 — диатомовые 41
 — известковые 83, 261
 — зеленые 41
 — симбиотические 24
 Впадина Пампийская 116
 Временная граница архей — протерозой 244
 Вымирания массовые 229, 258, 259, 263—264
 Высота континентов средняя 172—173
- Галит 42, 58, 134, 135, 145, 194, 199, 233
 Ганглит 253
- Гастроподы 41, 151, 184
 Гематит 20
 Геоантиклиналь 91
 Геомагнитные инверсии 268—271
 Гетеропические фации 15
 Гидроидные полипы 77
 Гидроиды 136
 Гипс 42, 58, 145, 194, 233
 Гипсометрическая кривая континентов 177
 Глауконит 119, 128, 143, 224
 Глины арагонитовые 58
 — валунные 43—44
 — красные 80, 83, 84, 281
 — рыбные 265
 — сланцеватые 103
 — чешуйчатые 102
 Глобигеринны 227
 Глоботрунканиды 266
 Глоссоптерисовая флора 191
 Головоногие 21
 Голубой лейас 120
 Гондвана 193, 219
 Гонимитовая фауна 276
 Горгонопсиды 264
 Грабен Викинг 117, 137
 Грабационное перемещение, массовое 85
 Граптолитовые сланцы 128
 Граптолиты 263, 288
 Грейпстон 73
 Грингалит 247
 Гриотты 151
 Грязекаменные потоки 31
 Губки 136, 149, 261
 — известковые 77
 — кремниевые 77
 Гумботили 45
- Двустворки 23, 41, 82, 126, 132, 136, 195, 265, 276, 287
 Декаподы 73
 Дельты 46, 48, 50, 52, 108
 Диагнетическая коррозия 18
 Диаспор 20
 Диатомовые осадки 84, 203
 Диккий флиш 102, 107, 109, 112, 114, 115
 Динозавры 265, 271
 Дициподонты 265
 «Докембрийский янтарь» 253
 Доломит 238
 Дополнительность 289—290, 292
 Древнейшие осадочные породы 247
- Ежи морские 132
 Естественный отбор, типы 267
- Железистые кварциты 247, 249
 Железняки 193, 194, 247
- Закдры 44—45
 Застойные бассейны 79—80, 126—133
 Зевгеосинклиналь 91
 Зеленокаменные пояса 241
 Зернистость 17—20
 Знаки на подошве слоев 88
 — ряби 17
 Зооксантеллы 24, 75
- Иголки 21, 136, 261
 Известняки аммонитико-россо 96, 151, 224
 — биокластические 75

- кокколитовые 96
- микритовые 75
- пеллетовые 75
- «птичий глаз» 57, 73, 70
- рифовые 197
- турбидитные 112
- Изопические фации 15
- Изотопные отношения кислорода 20, 184—186
- — стронция 159, 161
- Изотопный анализ 184—186, 236, 273
- Иллит 19
- Иноцерамы 132, 148
- Инуудацин 152, 173
- Исполчиновы котлы 45
- Ихниты 254
- Ихнофации Зейлахаера 24, 25
- Каапваальский кратон 244—245
- Калькреды 26, 35, 37, 57
- Кальцисферы 148
- Кальцит 143
- Камы 43
- Каолинит 19
- Карбонатапатит 143
- Карбонатная линия 213
- Картонные сланцы 128
- Кварц 219
- КГК 80, 83, 213—217, 220, 229, 280
- Климат интергляциальный 206
- прегляциальный 206
- Климат — тип листового края 200
- Климатические индикаторы 182
- Кокколиты 80, 148, 233
- Коллофан 19, 143
- Конгломераты внутриформационные 149
- Коннодонты 263
- Конусы выноса 30, 88
- Кораллы 21, 83, 151, 263, 268
- агерматинные 24
- герматинные 21, 23
- рифостроящие 184
- Кориолисина сила 144, 146, 195
- Космические сферулы 84
- Коэффициент наивания 208
- Красноцветы 250
- Красный лежень 40
- Кремней распространение в Атлантическом океане 220
- Кремнисто-обломочные осадки 56, 61—68
- Криноидеи 132, 140
- Кристалларин 37
- Кристобалит 219
- Лабиринтодонты 265
- Лавразия 193, 219
- Лаго-Маре 233
- Лагунные обстановки 53
- Ламиниты 45
- глубина накопления 134
- органические 136
- происхождение 133
- Латериты 194, 199
- Ледники Антарктиды 204, 206, 236
- Ледниковые мостовые 43, 239
- Ледовый разнос 43, 203
- «Ледовый эффект» 186
- Лелгогосинклиналь 92
- Лёссы 43—44
- Лигниты 109
- Литофации 16
- Ловушки обломочного материала 141—142
- Логана зона 107
- Лоферская циклотема 76
- Магнитная стратиграфия 26, 266
- Маркер времени 209
- Математические методы 28—29
- Мегалодонты 136, 195, 265, 268
- Медистые сланцы 128
- Медный пояс Замбии 238
- Мезотемы 166
- Мел 117, 148—152
- узловатый 149
- Меланжи 102, 103
- Мессинский «кризис солености» 231, 272
- Микрофоссилии 234, 249, 253—254
- Многосинклиналь 91
- Модели дельт 46
- Модель глубоководного изолированного бассейна 127
- Древера 248, 252
- кембрийской трансгрессии и расселения организмов 262
- Клейна 241
- климатических изменений Миланковича 209—210
- метеорологическая докембрийской Земли 238
- равновесия 258
- соеби 133, 134
- условий накопления битуминозных сланцев 127
- фации 27
- фаций берегового бара 69
- эпиконтинентального моря 122
- Моласса 92
- Моллюски 206, 261, 285
- Морена конечная 44
- Морские дилии 23, 268
- Моря периконтинентальные 120
- шельфовые 120
- эпейрические 120
- эпиконтинентальные 120, 122, 124, 156
- Мшанки 21, 83, 263, 268
- Наутилоидеи 263
- Неритовые отложения 61
- Нефть, формирование месторождений 116—119
- Нефтяные ловушки, типы 118
- Нижнеприливная зона 22
- Ога закон 274
- Озера содовые 42
- Озоновый экран 252
- Озы 43, 45
- Оледенение 238—240
- Гондваны 175, 189
- Сахары 175, 186
- Олиготаксонные интервалы 225, 230
- Олистолиты 102, 112
- Олистоотромы 102, 114
- Осиды 247
- Оолитовые железняки 139, 140
- осадки 73
- Оолиты арагонитовые 110
- гётитовые 140
- шамозитовые 140, 142
- Опал биогенный 219
- Оползание 86
- Организмы многоклеточные верхнего докембрия 253
- Ортогосинклиналь 91
- Осадконакопление 149
- Осадочные комплексы 162
- — типы границ 163
- Остракоды 41, 136, 218, 233, 234, 271, 274, 288
- Отложения плоскостного смыва 31
- Отпечатки неровностей кровли

- Палеобатиметрия 213—217
 Палеобногеография 257
 Палеобиология 256
 Палеонихология 21
 Палеотемпературные уравнения 184
 Палеоэкология 256
 Палыгорскит 19
 Папоротники 195, 202
 Парагеосинклиналь 91
 Паралическая зона 46
 Паратетис, море 233
 Парейзавры 264
 Пассаты пустыни 144
 Педотубулы 37
 Пелециподы 128, 151, 184
 Песчаная рябь 218
 Песчаные волны 32, 63
 — гряды 63
 — косы 49
 Пизолитовые конгломераты 195
 Пизолиты вадозные 57
 Пирит 251
 Пляж, предфронтальная зона 53, 55
 Пляжевые отложения 51
 Пляжи 52—53, 62, 65
 Плайи 38, 42
 Платоиды 50
 Поверхность активизации 33
 Пойменные конусы 48, 49
 — отложения 35, 49
 Полигалит 135, 233
 Политаксонные интервалы 225
 Посидониевые сланцы 128, 132
 Порцелланиты 219
 Поток зернистого материала 87
 — обломочного материала 31, 87
 — разжиженного материала 87
 Предельта 48
 Приливного трения теория 238
 Приливно-отливная отмель 54—55, 125
 Приливные песчаные гряды 51
 Приливы 51
 — амплитуда 124—126
 — высота 62, 240—241
 — скорость течения 62
 Прирусловые валы 35, 36, 48, 51
 Прогибы — раздвиги 105
 Продуктивность морей 122
 Прокариоты 252
 Проловиальные шлейфы 30
 Психросфера 204, 206, 218, 271
 PDB 185

 Радиолярии 204, 269
 Рассеянные элементы в глинистых породах 20
 Рассолы в океанических впадинах 273
 Речные косы 35, 36
 Ринхозавры 265
 Рифы 190, 192
 — барьерные 78—79
 — коралловые 74
 Рихтгофениды 191
 Ругозы 75, 191
 Рудисты 77, 195, 197, 268
 Русловые отложения 31
 Рыбы 126, 132
 Рябь замирающая 63

 Сахарский ледяной щит 175
 Сверххищники 227
 Себхи 38, 40, 58, 139, 231
 — модель 133—134
 — типичный разрез 59
 Сейсмостратиграфия 162

 Сепиолит 19
 Серпулнды 83
 Сидерит 143
 Силнкофлаеллаты 204
 Сильвин 199
 Сильвинит 135
 Синтемы 166
 Ситовые отложения 32
 Скалоподы 151
 Склерактинии 74, 77
 Скорость осадконакопления 26
 Скрытое несогласие 26
 «Следы жизни» 66
 Следы спасения 68
 Слоистость градационная 17, 89, 134, 135
 — косая 17, 32, 39, 50, 63, 67, 128, 247
 — линзовидная 54
 — ряби 32
 — типа «рыбьей кости» 54
 — сезонная 41, 248
 — перскрестная 125
 — флазерная 54, 64, 125
 Сметит 19, 82, 101
 Соленость аномальная 133—139
 Соленые марши 51, 53, 55
 Спастолиты 141
 Среднеокеанические хребты, изменение объема во времени 157
 Среднеприливная зона 22
 Стенотопные организмы 283
 Стильномелан 247
 Стратиграфическая привязка 25
 Стратификация океана плотностная 222
 Стратифицированный морской бассейн 248
 Строматолиты 76, 77
 Строматолиты 41, 56—57, 68, 75, 126, 231, 238, 239, 247, 253, 254
 Строматопороиды 263, 268
 Структура 17—20
 Структуры шевронные 68
 Субдукция 99
 SMOW 185

 Табуляты 75, 77
 Таксономическое богатство 257
 — разнообразие 257
 Тафросния 93
 «Твердое дно» 26, 73, 149, 155
 Текодонты — аэтозавры 265
 Текстура «проволочной сетки» 58
 — шевронная 58
 Текстуры, анализ 17
 — заполнения 32
 — морозного выветривания 45
 — размыва 32
 Тепловой поток из мантии 177
 Термоклин 131, 146, 147
 Тетис, океан 107, 136, 146, 194—195, 219, 221, 291—293
 Тетический пояс 282
 Тиллиты 43, 239
 Тиль 43
 Трещины усыхания 238, 251
 Трилобиты 264, 268, 286, 288
 Трона 42
 Турбидитные потоки высокой и низкой плотности 86
 — течения 87
 Турбидиты 99, 102, 117, 242
 — глубоководные 84—89
 — дистальные 88
 — кремнисто-обломочные 84
 — пелагические 82
 — «полный разрез» 87
 — проксимальные 88
 Тяжелых минералов анализ 18

- Углерод органический 251
 Угли 190, 192, 194
 Умбра 84
 Униформизм конкретный 27
 — методологический 27
 Уранинит 251
 Уровень моря, количественные оценки колебаний 177
 Устрицы 136
- Фангломераты 106
 Фациальный анализ 12
 Фации *Suziana* 24
 — *Nereites* 24, 89
 «Фландрская» трансгрессия 153
 Флиш 92
 Фораминиферы 80, 83, 132, 136, 148, 186, 198, 204, 208, 213, 218, 234, 268, 271, 274, 286
 Формол 71
 Формация 15
 Фосфат несkeletalный 146
 Фосфатоносные сланцы, модель накопления 147
 Фосфорит 128
 Фосфориты 143—148
 — обетановка накопления 145
 — эпиконтинентальные 224
 Фузулиниды 191, 268, 286
- Хлоразоа 71
 Хлорит 19
- Цеолиты 19, 42, 84
 Цикадофиты 195
 Цикл *Боуми* 86—88
 — *Уилсона* 114, 115
 Циклотемы 153, 154, 166, 175
- Циклы Фишера—Артура 226, 228
 Циркумантарктическая система течений 218
- Черные сланцы 126, 145, 146, 274—275
 Число видов — площадь 276—277
 Членистоногие 132, 261
- Шамозит 247
 Шельфовое осадконакопление 62
 «Шеньеры» 53
 Широтный палеотемпературный градиент 198, 202
- Эвапоритовые бассейны Средиземноморья 230
 Эвапориты 187, 190—193, 196, 212, 233, 250—251, 273
 — в архейских зеленокаменных поясах 250
 Эвгеосинклиналь 91, 99, 101
 Эвксинный бассейн 80
 Эвстазии причины 174—177
 Эвстатические кривые 159, 161, 169, 170, 174
 Эвстатического контроля гипотеза 277
 Эдиакарская фауна 254
 Экзогеосинклиналь 91
 Экзотические гальки 43
 Эндемизм родов 285
 Энергетические зоны моря 124, 156
 Золотые гальки 40
 Эпнбионты 132
 Эпифитные грибы 202
 Эскеры 43
 Эукарноты 252, 253
- Япетус, океан 108, 128, 287, 290

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Адамс (Adams C. G.) 235—236
 Аллен Дж. (Allen J. R. L.) 17
 Аллен П. (Allen P.) 13, 58—60
 Альварес (Alvarez W.) 266
 Андерсон (Anderson R. Y.) 135
 Аркелл (Arkell W. J.) 16, 285
 Артур (Arthur M. A.) 225—230

Бадам (Badham J. P. N.) 13
 Баккер (Bakker R. T.) 274
 Бакман (Buckman S. S.) 16
 Балли (Bally A. W.) 174
 Бамбах (Bambach R. K.) 261
 Барнард (Barnard P. D. W.) 195
 Батерст (Bathurst R. G. C.) 18
 Батлер (Butler R. F.) 266
 Баума (Боума) (Bouma A. H.) 86—88
 Беньофф (Benioff H.) 108
 Бергер (Berger W. H.) 215, 273, 280
 Берд (Bird J. M.) 107
 Беркнер (Berkner L. V.) 246
 Бернаули (Bernoulli D.) 292
 Бертран (Bertrand M.) 91, 92
 Билдген (Bildgen P.) 183
 Блатт (Blatt H.) 17, 27
 Бонд (Bond G.) 179
 Бонэм-Картер (Bonham-Carter G.) 191
 Боулс (Bowles J. F. W.) 251
 Брайден (Briden J. C.) 292
 Бредли (Bradley W. H.) 42
 Бредшоу (Bradshaw M. J.) 13, 128, 137
 Брейзнер (Brasier M. D.) 261, 263
 Бриджес (Bridges P. H.) 71
 Брукфилд (Brookfield M. E.) 141—142
 Брюэр (Brewer R.) 37
 Буко (Boucot A. J.) 188, 286
 Бухардт (Buchardt B.) 206

Валентайн (Valentine J. W.) 13, 259
 Вальтер (Walther J.) 15—16
 Ван Андел (Van Andel Tj. H.) 13, 230
 Ван Хутен (Van Houten F. B.) 106
 Вахрамеев В. А. 195
 Вейл (Vail P. R.) 13, 169, 174, 180
 Вермей (Vermeij G. J.) 267
 Вецель (Wezel F. C.) 281
 Вольф (Wolfe J. A.) 200, 206

Гарретт (Garrett P.) 254
 Гаррисон (Garrison R. E.) 149
 Гартнер (Gartner S.) 274
 Гейм (Heim A.) 16
 Геккел (Heckel P. H.) 146—147, 166, 224
 Гилберт (Gilbert G. K.) 17
 Гинзбург (Ginsburg R. N.) 56
 Говетт (Govett G. J. S.) 248
 Гордон (Gordon W. A.) 187, 192, 196
 Грабау (Grabau A. W.) 153
 Грессли (Gressly A.) 9, 15
 Гулд (Gould S. J.) 27, 258

Данбар (Dunbar K. O.) 16
 Дарэм (Durham J. W.) 199
 Девис Дж. (Davies G. R.) 134—135
 Девис Т. (Davies T. A.) 217
 Дженкинс (Jenkins H. C.) 13, 82, 221, 224
 Джонс (Jones E. J. W.) 180
 Джонсон Г. (Johnson H. D.) 63
 Джонсон Дж. (Johnson J. G.) 286
 Джордж (George T. N.) 166
 Джулинский (Dzulynski S.) 101—102
 Донован (Donovan D. T.) 180
 Древер (Drever J. I.) 248, 252
 Дуглас (Douglas R. G.) 198
 Дьюи (Dewey J. F.) 107, 292
 Дэйли (Daley B.) 200
 Дэна (Dana J. D.) 90

Жюинье (Juignet P.) 151

Зейлахер (Seilacher A.) 24—25, 80
 Зюсс (Suess E.) 9, 91, 153

Имбри (Imbrie J.) 13
 Ирвин (Irwin M. L.) 121, 122, 124

Калверт (Calvert S. E.) 219
 Камминс (Cummins W. A.) 89
 Катбилл (Cutbill J. L.) 91
 Кауи (Cowie J. W.) 165
 Кауфман (Kauffman E. G.) 13, 132, 168, 177, 179, 222
 Кей (Кэй) (Kay M.) 91, 107
 Кейзи (Casey R.) 282
 Кёйлеген (Keulegen G. H.) 121
 Кемп (Kemp E. M.) 202
 Кеннеди (Kennedy W. J.) 149, 151, 276
 Кеннет (Kennett J. P.) 186, 203—204
 Керкленд (Kirkland D. W.) 135
 Кимберли (Kimberley M. M.) 140
 Кини (Keany J.) 274
 Клауд (Cloud P.) 250
 Клейн (Klein G. de V.) 241
 Клемменсен (Clemmensen L.) 40
 Клемми (Clemmey H.) 238
 Кокс (Cocks L. R. M.) 188, 286, 288
 Коллинсон (Collinson J. D.) 31
 Колман (Coleman J. M.) 46
 Кор (Core E. D.) 279
 Коппер (Copper P.) 188, 271—272
 Крамбейн (Krambein W. H.) 121
 Красилов В. А. (197—198, 269)
 Крейн (Crain I. K.) 269
 Кук (Cook T. D.) 174
 Кумар (Kumar V.) 293
 Куп (Coore G. R.) 13
 Купер (Cooper M. R.) 168
 Кюнен (Kuenean Ph. H.) 85

Ла-Берж (LaBerge G. L.) 249
 Ладд (Ladd J. W.) 293
 Ладлем (Ludlam S. D.) 134—135
 Лайель (Lyell C.) 9, 11, 27
 Лайендик (Luyendyk B. P.) 219
 Леггер (Leggett J. K.) 102, 224
 Лербекмо (Lerbekmo J. F.) 266
 Лис (Lees A.) 71
 Логан (Logan B. W.) 56, 107

Мак-Артур (MacArthur R. H.) 266, 276
 Мак-Интайр (McIntyre A.) 210
 Мак-Кейб (McCabe P. J.) 51
 Мак-Кензи (McKenzie D. P.) 115—116, 236
 Мак-Керроу (McKerrow W. S.) 165, 188, 286, 288
 Мак-Ки (McKee E. D.) 39
 Мак-Ларен (McLaren D. J.) 270
 Мак-Лин (McLean D. M.) 271, 273
 Мак-Элхинни (McElhinny M. W.) 269
 Марлоу (Marlow M. S.) 101
 Маршалл (Marshall J. C.) 246
 Маттер (Matter A.) 43
 Мейерхофф (Meyerhoff A. A.) 187, 192, 196
 Миддлтон (Middleton G. V.) 13, 15, 27
 Миланкович (Milankovitch M.) 209, 212
 Милнс (Milnes A. G.) 106
 Мильборини (Migliorini C. I.) 85
 Митчелл (Mitchell A. H. G.) 93
 Молнар (Molnar P.) 293
 Моррис (Morris K. A.) 134
 Мойсисович (Mojsisovics E. von) 15
 Мор (Mohr R. E.) 238
 Мур (Moore R. C.) 275

- Мур Т. (Moore T. C.) 218
 Мурбат (Moorbath S.) 241—242
 Мэтьюс (Matthews S. C.) 165
 Николас (Nicolas J.) 183
 Нокс (Knox R. W. O'B.) 142
 Нолл (Knoll A. H.) 241
 Норрис (Norris R. J.) 105
 Ньюэлл (Newell N. D.) 263, 265, 275
 Обуэн (Aubouin J.) 91
 Ог (Haug E.) 91, 92, 274
 Одзава (Ozawa T.) 286
 Оуэн (Owen H. G.) 293
 Палмер (Palmer A. R.) 286, 287
 Петтиджон (Pettijohn F. J.) 17, 242
 Питмен (Pitman W. C.) 175, 179—180
 Поттер (Potter P. E.) 17
 Прайор (Pryor W. A.) 40
 Раж (Rage J.-C.) 293
 Райан (Ryan W. B. F.) 224
 Райт (Wright L. D.) 46
 Райтер (Ryther J. H.) 122
 Рамсей (Ramsay A. T. S.) 219
 Рамсботтом (Ramsbottom W. H. C.) 166, 180—181
 Рауп (Raup D. M.) 256, 259, 276
 Рейнек (Reineck H.-E.) 17
 Рид Дж. (Reid G. C.) 270
 Рид Э. (Reid E. M.) 200
 Ридинг (Reading H. G.) 27, 93
 Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg G.) 135
 Робинсон (Robinson P. C.) 193
 Роджерс (Rodgers J.) 16
 Родс (Rhodes F. H. T.) 263
 Росон (Rawson P. F.) 282
 Савин (Savin S. M.) 198, 204—205
 Сайкс (Sykes R. M.) 285
 Сандерс (Sanders H. L.) 284
 Сахни (Sahni A.) 293
 Селлвуд (Sellwood B. W.) 13, 60, 131
 Селли (Selley R. C.) 17, 27, 37
 Сепкоски (Sepkoski J. J.) 258, 276
 Сердам (Surdam R. C.) 42
 Симберлофф (Simberloff D.) 276
 Симпсон (Simpson P. R.) 251
 Сингх (Singh I. B.) 17
 Скраттон (Scrutton C. T.) 126
 Слип (Sleep N. H.) 177, 179
 Слосс (Sloss L. L.) 155
 Смит (Smith A. G.) 292
 Сорби (Sorby H. C.) 17, 140
 Спид (Speed R. C.) 155
 Спуер (Spooner E. T. C.) 159
 Стенли (Stanley S. M.) 254, 256
 Стивенс (Stevens G. R.) 198
 Страхов Н. М. 173—174
 Сурлик (Surlyk F.) 13, 93
 Суэтт (Swett K.) 68
 Сю (Hsü K. T.) 13, 231—232, 280
 Такер (Tucker M. E.) 43
 Таппан (Tappan H.) 272
 Таппонье (Taponnier P.) 293
 Термье А. (Termier H.) 173—174
 Термье Ж. (Termier G.) 173—174
 Тернер (Turner G. C.) 244
 Тирштейн (Thierstein H. K.) 273, 280
 Томпсон (Thompson S. L.) 210
 Тоу (Towe K. M.) 253
 Трюмпи (Trümpy R.) 92, 107
 Уайз (Wise D. U.) 172
 Уивер (Weaver F. M.) 206
 Уилсон (Тузо Уилсон) (Wilson J. Tuzo) 114—115
 Уилсон Э. (Wilson E. O.) 266, 276
 Уиндли (Windley B. F.) 241
 Уинтерер (Winterer E. L.) 215
 Уиттингтон (Whittington H. B.) 286—287
 Ульрих (Ulrich E. O.) 16
 Уокер Р. Дж. (Walker R. G.) 27, 88, 242, 244
 Уокер Р. Н. (Walker R. N.) 250
 Уолтон (Walton E. K.) 101—102
 Уотерхаус (Waterhouse J. B.) 191
 Уффен (Uffen R. J.) 269
 Фаннел (Funnell B. M.) 149, 259
 Ферм (Ferm J. C.) 51
 Фишер А. (Fischer A. G.) 13, 76, 225—230, 273
 Фишер У. (Fisher W. L.) 46, 128
 Фон Брунн (Von Brunn V.) 241
 Форд (Ford T. D.) 253
 Форми (Forney G. G.) 177, 179
 Форти (Fortey R. A.) 286—287
 Фрейкс (Frakes L. A.) 182, 188, 196
 Фуллер (Fuller J. G. C. M.) 133
 Фюрзих (Fürsich F. T.) 285
 Хадсон (Hudson J. D.) 13, 54, 138—139
 Хак (Hag B. U.) 204, 206
 Халлам (Хэллем) (Hallam A.) 5, 6, 128, 131, 139, 180, 282, 289
 Ханкок (Hancock J. M.) 149, 152, 168, 177, 179, 222
 Хант (Hunt B. G.) 238—240
 Хантер (Hunter D. R.) 244
 Харгрейвс (Hargraves R. B.) 241, 244
 Хаус (House M. R.) 165, 263
 Хейс (Hays J. D.) 175, 269
 Хобдей (Hobday D. K.) 241
 Холл (Hall J.) 90, 107
 Холланд (Holland H. D.) 249, 251
 Холстед (Halstead L. B.) 60
 Хьюберт (Hubert J. F.) 37, 51
 Хьюз (Hughes C. P.) 286—287
 Хэксби (Haxby W. F.) 115
 Цезельский (Ciesielski P. F.) 206
 Циглер (Ziegler P. A.) 288
 Чанг (Chang K. H.) 162
 Чандлер (Chandler M. E. J.) 200
 Чемберлен (Chamberlin T. C.) 275
 Чита (Cita M. B.) 224
 Чуркин (Churkin M.) 108
 Шеклтон (Shackleton N. J.) 185—186, 204
 Шелдон (Sheldon R. P.) 144—146
 Шермерхорн (Schermhorn L. J. G.) 240
 Шидловский (Schidlowski M.) 252
 Шиндевольф (Schindewolf O. H.) 268
 Шинн (Shinn E. A.) 57
 Ширман (Shearman D. J.) 58, 133
 Шихан (Sheehan P.) 259
 Шлангер (Schlanger S. O.) 221—222
 Шмальц (Schmalz R. F.) 231
 Шнейдер (Schneider S. H.) 210
 Шолл (Scholl D. W.) 101
 Шопф Дж. (Schopf J. W.) 166, 253
 Шопф Т. (Schopf T. J. M.) 177, 264, 276
 Шоу (Shaw A. B.) 121, 124
 Штейнманн (Steinmann G.) 91, 106
 Штилле (Stille H.) 91, 92
 Штудер (Studer B.) 92
 Шухерт (Schuchert C.) 172—174
 Эллиотт (Elliott T.) 46, 51
 Эпштейн (Epstein S.) 184
 Югстер (Eugster H. P.) 42

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абу-Даби 59, 134
Австралийские Альпы, горы 136
Адриатическое море 79
Айова, штат 147
Аквитанский бассейн 106
Альберта, провинция 128, 133, 134, 266
Альпы, горы 16, 77, 92, 106, 107, 292
Аляска 103, 195, 197, 198, 202
Амазонка, река 62
Англо-Валлийская впадина 37
Андрос, остров 71—73
Анды, горы 101, 102
Апеннины, горы 102, 292
Аппалачи, горы 75, 90, 107, 114, 128, 140, 146
Аравия 187, 289, 291, 292
Арктика 25, 173, 218
Атлантический океан 69, 88, 89, 96, 185, 204, 216—219, 221, 231—233, 235, 236, 273, 274, 282, 289, 293

Багамские острова 56, 74, 254
Балеарская впадина 234, 235
Балтийское море 51, 273
Барбадос 84
Барбертон, горы 251
Бенгальский залив 105
Береговые хребты 114
Бермудские острова 74
Бимини, острова 72
Ближний Восток 103, 291
Большая Багамская банка 63, 71—73, 248
Большого Невольничьего озера провинция 243, 250
Большой Барьерный риф 74
Браунс-Ки, остров 72
Брахмапутра, река 46, 62
Британская Колумбия, провинция 261
Британские острова 129, 191, 209

Вайоминг, штат 42, 144
Ватерберг 244, 245
Вашингтон, штат 202
Вентерсдорп 244
Верхнее озеро 247, 253
Вильгельмсхафен 66
Вильямс, остров 72
Витватерсранд 244, 245
Восточное Средиземноморье 292
Восточно-Тихоокеанское поднятие 82, 83, 214, 291
Восточные Альпы, горы 107, 122
Высокий Атлас, горы 78

Галвестон, остров 69, 70
Ганг, река 46, 62
Гвинейский залив 99
Гебридские острова 37, 95
Гибралтарский пролив 233, 235
Гималаи, горы 105, 292
Гольфстрим 219
Готланд 187
Гренландия 32, 40, 93, 95, 209, 240, 247
Грин-Маунтинс, горы 107
Губбио 266, 280, 281

Данакильская впадина 94
Данакильские Альпы, горы 93, 94
Джорджия, штат 65
Доминон-Риф 244
Дорсет, графство 58, 120, 131

Дрейка, пролив 218
Дунай, река 46

Евфрат, река 73

Желтое море 125

Загрос, горы 102
Зальцбург 96
Западная Австралия, штат 187, 244, 247, 250, 252—254
Западный Внутренний бассейн США 41, 51, 53, 71, 153, 154, 168, 169, 196, 285
Золотурн 15

Иллинойс, штат 187
Инд, река 251
Индийский океан 79, 100, 185, 198, 217, 219, 221, 289, 291
Индо-Бирманские хребты 102, 105
Ирландия 56, 68, 71, 148, 199
Исуа 247

Кавказ, горы 292
Казахстан 286
Калифорнийский залив 54, 63, 80, 93
Калифорния, штат 42, 84, 103, 111, 144, 171
Канарские острова 216
Канзас, штат 145—147
Канабрийские горы 104, 105
Карибское море 51, 74, 79, 209, 289, 293
Карьяко, впадина 79
Квебек, провинция 239
Квисленд, штат 74
Кимберли 239
Кипр, остров 84, 85, 112
Китовый хребет 82, 217
Колорадо, река 54, 80
Колорадо, штат 40, 145
Кордильера Бетико, горы 235, 292
Кордильеры, горы 111, 173
Красное море 93, 94, 199

Лабрадор 247, 250
Лондон 256
Лондонско-Брабантский массив 138
Лотарингия 140
Луизиана, штат 53

Магади, озеро 42
Магеллана, возвышенность 83
Мальвинокафрская область 188, 272
Малые Антильские острова 101
Манихики, плато 221
Марокканский Риф, горы 235
Меконг, река 46
Мексиканский залив 48, 51, 63, 69, 122, 128, 139, 285
Мертвое море 42
Мидкоинтент 146—148, 166
Мидленд 142
Миннас-Жерайс, штат 247
Миннесота, штат 177, 238, 247
Миннитакки, бассейн 242
Миссисипи, река 46, 48, 62, 117
Мичиган, бассейн 115
Молдавия 194
Монтана, штат 145

- Небраска, штат 145
 Невада, штат 111
 Нейриз 112, 113
 Ниагара, река 233
 Нигер, река 99, 117, 140
 Нижняя Калифорния 58
 Нил, река 46, 131, 232, 234
 Новая Англия 102, 107, 109, 110
 Новая Зеландия 103, 105, 202
 Новая Шотландия 187
 Новые Гебриды, острова 101
 Норвежское море 218
 Нормандия, область 151
 Норт-Уэст-Провиденс, пролив 72
 Нью-Йорк 122
 Нью-Мексико, штат 40, 78, 79, 135, 191, 266
 Нью-Провиденс, остров 72
 Ньюфаундленд 107, 114, 140, 187, 286
- Оклахома, штат 96, 98
 Оманские горы 112
 Онтарио, провинция 239, 242
 Оряноко, река 140
 Ормузский пролив 73
 Отрис, горы 115
- Паннонская впадина 116
 Парижский бассейн 77, 120, 139, 199
 Персидский залив 58, 63, 71, 73, 115
 Пиренси, горы 68, 106
 Пиренейский полуостров 292
 По, река 46, 48
 Понгола 244, 245
 Понт, хребет 292
- Рну-Гранд, хребет 82, 216, 217
 Рона, река 46
 Роти, остров 103
- Сан-Франциско, река 46
 Саскачеван, провинция 133, 134
 Сахалин, остров 195
 Сахара, пустыня 45, 186, 187
 Свазиленд 244, 245
 Северная территория 250
 Северная Атлантика 19, 95, 209, 217, 222, 287
 Северная Дакота, штат 145
 Северная Калифорния 103
 Северное море 54—56, 63, 95, 116, 118, 122, 125, 137, 138, 162, 171, 205, 206, 274
 Северные Известняковые Альпы, горы 76, 78
 Северный Ледовитый океан 51, 274
 Сейшельские острова 74
 Сенегал, река 46
 Серам, остров 103
 Серлс, озеро 42
 Сечура, пустыня 144
 Сибирь 187, 195, 240
 Симменталь 92
 Сицилия 233, 236
 Средиземное море 51, 145, 199, 230, 232, 234, 235, 289
 Средиземноморье 75, 91, 95, 216, 224, 231, 233, 291, 292
 Срединно-Атлантический хребет 83
 Средний Восток 117, 193, 195, 197
 Средний Запад США 128
- Сумайа 266
 Суматра 100, 101, 103
- Таконик, горы 102, 107
 Техас, штат 69, 78, 79, 135, 139, 147, 191
 Тигр, река 73
 Тимор, остров 84, 103
 Тихий океан 80, 83, 84, 88, 99, 146, 149, 185, 196, 204—206, 213, 216, 217, 219, 221, 270
 Тонга, острова 101
 Тонг-оф-те-Ошен, залив 72
 Трансвааль 244, 245
 Троодос, масса 84, 85
- Узбекистан 194, 915
 Украина 247
 Уош, залив 55
 Урал, горы 191
 Утрехт 233
- Фанди, залив 51, 62
 Ферт-оф-Клайд, залив 79
 Финмарк, область 239
 Флорида, штат 56, 139
 Флоридский залив 77, 137
 Флоридский пролив 77, 152
- Хамерсли, бассейн 247
 Хесса, возвышенность 221
- Центральная Австралия 240
 Центральная Азия 182
 Центральная Атлантика 209, 219, 221
- Черное море 79, 80, 127, 131, 135, 230
 Черчилл, провинция 243
- Шарк, залив 56, 126, 134
 Шатского, возвышенность 83, 221
 Швейцарская Юра, горы 139
 Швейцарские Альпы, горы 102
 Швейцарское плоскогорье 92, 106
 Шетландское плато 117
 Шотландия 32, 37, 42, 54, 56, 68, 71, 79, 95, 106, 117, 130, 138, 240
 Шпильберген 240, 286, 287
- Эбро, река 46
 Эверглейдс, национальный парк 139
 Элк-Пойнт, впадина 58
 Эльзас, область 199
 Эстония 286
 Эфиопское нагорье 94
- Южная Австралия, штат 254
 Южная Атлантика 82, 99, 196, 198, 216, 217, 230
 Южная Дакота, штат 145
 Южная Каролина, штат 185
 Южные Альпы, горы 107, 122
 Южный океан 203, 205
 Южный Уэльс 71
 Юкатан, полуостров 56
 Юра, горы 15, 77
 Юта, штат 111, 145, 191
- Ява, остров 103

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА	5
ПРЕДИСЛОВИЕ. <i>Перевод Б. А. Борисова</i>	10
1. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА. <i>Перевод Б. А. Борисова</i>	15
2. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ КОНТИНЕНТОВ И ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНОВ МОРЕЙ. <i>Перевод Б. А. Борисова</i>	30
3. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ ОТКРЫТОГО МОРЕЯ. <i>Перевод Б. А. Борисова</i>	61
4. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕКТОНИКА. <i>Перевод М. Н. Шапиро</i>	90
5. ДРЕВНИЕ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЕЯ. <i>Перевод М. Н. Шапиро</i>	120
6. ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЕЯ. <i>Перевод М. Н. Шапиро</i>	153
7. КЛИМАТЫ ФАНЕРОЗОЯ. <i>Перевод М. Н. Шапиро</i>	182
8. МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ОКЕАНЫ. <i>Перевод Б. А. Борисова и М. Н. Шапиро</i>	217
9. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБСТАНОВКИ. <i>Перевод М. Л. Сомина</i>	237
10. ФАЦИИ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ФАНЕРОЗОЯ. <i>Перевод Б. А. Борисова</i>	256
ПРИЛОЖЕНИЕ. <i>Перевод Б. А. Борисова</i>	294
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	296
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	319
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ	323
УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ	325

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Энтони Хэллем

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЦИИ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ

Старший научный редактор В. С. Краснова
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник В. Е. Карпов
Художественный редактор А. В. Проценко
Технический редактор Е. В. Ящук
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 3407

Сдано в набор 26.08.82. Подписано к печати 12.04.83.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Объем 10,25 бум. л. Усл. печ. л. 20,50. Усл. кр.-отт. 20,50. Уч.-изд. л. 23,21. Изд. № 5/2087. Тираж 2100 экз. Зак. № 389. Цена 3 р. 70 к.

Издательство «МИР», 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6