

---

ОБСТАНОВКИ  
ОСАДКО-  
НАКОПЛЕНИЯ  
И ФАЦИИ

---

— 2 —

---

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

# SEDIMENTARY ENVIRONMENTS AND FACIES

Edited by H.G. Reading

Department of Earth Sciences  
University of Oxford

**Second Edition**

BLACKWELL SCIENTIFIC PUBLICATIONS  
OXFORD LONDON EDINBURGH  
BOSTON PALO ALTO MELBOURNE

# ОБСТАНОВКИ ОСАДКО- НАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ

Под редакцией  
Х. РЕДИНГА

в двух томах

Том 2

Перевод с английского

канд. геол.-мин. наук Б. В. Баранова  
д-ра биол. наук И. С. Барскова  
канд. геол.-мин. наук Л. Н. Индолева  
канд. геол.-мин. наук М. А. Левитана  
д-ра геол.-мин. наук И. О. Мурдмаа

под редакцией

чл.-корр. АН СССР П. П. Тимофеева



МОСКВА «МИР» 1990

ББК 26.3  
025  
УДК 551.3.051

Авторы: Рединг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аллен Ф. А.,  
Эллиотт Т., Шрейбер Б. Ш., Джонсон Г. Д., Болдуин  
К. Т., Селлвуд Б. У., Дженкинс Х. К., Стоу Д. А. В.,  
Эдуардз М., Митчелл А. Х. Г.

**Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 2: Пер.**  
025 с англ./Под ред. Х. Рединга. — М.: Мир, 1990. — 384 с., ил.

ISBN 5-03-000925-6

В книге известных геологов Великобритании, США, Норвегия и Филиппин приводятся результаты фундаментальных исследований и обширный новейший материал по главным типам осадочных обстановок верхней оболочки Земли. Рассматриваются соотношения различных фациальных типов осадков в разрезе и на площади, контакты и переходы между фациями, комплексы фаций и объединение фаций в группы и серии, а также факторы, контролирующие природу и распространение фаций. В русском переводе выходит в 2-х томах. Во 2-м томе описаны обстановки и фации: морские мелководные карбонатные и глубоководные пелагические и с обломочной седиментацией, а также гляциальные; анализируется связь между осадконакоплением и тектоникой.

Для литологов и геологов, занимающихся изучением осадочных пород, а также для преподавателей и студентов геологических специальностей.

0  $\frac{1804020300-202}{041(01)-90}$  87-90

ББК 26.3

*Редакция литературы по геологии и геофизике*

ISBN 5-03-000925-6 (русск.)  
ISBN 5-03-000923-X (русск.)  
ISBN 0-632-02123-4 (англ.)

© 1978, 1986 by Blackwell Scientific Publications  
© перевод на русский язык, Баранов Б. В.,  
Барсков И. С., Индолев Л. Н., Леви-  
тан М. А. и Мурдмаа И. О., 1990

# МЕЛКОВОДНЫЕ МОРСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОБСТАНОВКИ

*Б.У. Селлвуд*

## 10.1. ВВЕДЕНИЕ

Значение деятельности живых организмов в образовании современных и древних карбонатных осадков высоко оценивали и Дарвин, и Лайель, но первое наступление на проблемы образования и диагенеза известняков предпринял Сорби. Его научная деятельность, начавшаяся в 1851 г. со статьи об окремнелых известняках, продолжалась 53 года. Так как многие известняки состоят из организмов, он принялся за изучение структуры и минерального состава скелетного материала. Идеи и выводы, основанные на многочисленных наблюдениях, в том числе теории образования ооидов и роста конкреций, тщательно проверялись экспериментально.

Хотя Сорби указывал на другие проблемы, которые можно разрабатывать (например, доломитизация) его последователей в Англии нашлось немного, возможно потому, что минералогия осадочных пород была неинтересной, а их изучением уже раньше занялись палеонтологи и стратиграфы, которые открывали новые виды и формации [335]. Во Франции систематически публиковались работы Кайё, основанные на его исследованиях французского мела. Эти работы, прерванные первой мировой войной, достигли своей кульминации публикацией его «Magnifit Orus» по осадочным породам Франции (см. [437]).

Королевское общество финансировало экспедицию на атолл Фунафути для проверки дарвиновской теории образования атоллов, где под руководством Солласа была пробурена скважина глубиной 1114 футов (340 м). В мемориальном томе [280], который включал также последнюю работу Сорби, Куллис [547] опубликовал прекрасно иллюстрированную статью по петрографии известняков, исследовавшихся с применением техники окрашивания. Он отметил, что цементация увеличивается с глубиной и что в более глубоких зонах преобладают кальцит и доломит;

арагонит и доломит взаимно исключают друг друга. Подобные наблюдения были сделаны 50 годами позже на других тихоокеанских атоллах [2114].

Аналитическое изучение современных карбонатных обстановок началось с экспедиции отца и сына Агассисов на Багамские острова [8, 9]. Впоследствии Воган [2502], сопровождавший Филда, начал пионерные работы по кайнозойской истории Флориды. Большие успехи были достигнуты Международной экспедицией на Багамские острова в 1930 г., и они стимулировали создание общего обзора по карбонатообразованию и анализ водорослевого строения Багамских банок [241, 242]. Результаты, полученные по скважине [784], оказали позже большое влияние на понимание эволюции платформ.

Открытия крупных нефтяных резервуаров в карбонатах, особенно на Ближнем Востоке, сделанные между мировыми войнами и после второй мировой войны, дали новый импульс к исследованию карбонатов нефтяными компаниями (в особенности, компанией Shell Development). Вначале было опубликовано немного, но середина и конец 50-х гг. стали периодом «ренессанса» в изучении карбонатов и петрологии известняков и фациального анализа за счет новых идей и подходов, предложенных Хенсоном [1107], Ньюэллом, Ригби и др. [1788], Иллингтом [1218] и Гинзбургом [935, 937].

Работой, имевшей огромное влияние на начало этого «нового века», была статья Гинзбурга [936], в которой автор, несмотря на свои прежние работы по пляжевым породам [934] и на работы Трейси [728], показал, что цементация известняков может происходить и без их захоронения.

Становится модной идея о зоне вадозной цементации, и она оставалась доминирующей среди гипотез о ранней цементации до тех пор, пока не была описана подводная цементация на Бермудских рифах [944] и в Персидском заливе [2243, 2427], к тому времени доказательства о подводной цементации в древних карбонатах были уже бесспорными [1948].

Повышение интереса к исследованию фаций карбонатов направлялось в основном необходимостью анализа нефтяных резервуаров, и прогресс в этих исследованиях был связан с работами Парди [1942, 1943, 1944] на Багамских островах, группы Гинзбурга во Флориде и позже с работами групп Конинклийка/Шелл и Иллинг в Персидском заливе — работами, имевшими непосредственное прикладное значение [2050]. Шерман и его коллеги из Имперского колледжа ввели в геологический словарь слово «себха». Появились новые направления в исследованиях химии диагенеза, особенно образования доломита, гипса, ангидрита. Некоторые исследователи пытались в модель себхи втиснуть все древние эвапориты. Только совсем недавно они вынуждены были пересмотреть свои взгляды в свете результатов глубоководного бурения, в особенности в Средиземноморье (разд. 8.1.2).

В начале 1950-х гг. на исследования оказали влияние военные задачи. Развитие ядерных испытаний привело к посылке геологических и биологических экспедиций на разные атоллы Тихого океана. Результаты этих исследований, включавших изучение малых элементов, имели большое значение для интерпретации диагенеза и фаций, которые были сделаны в последующие годы [728, 1434, 2114].

Большие успехи, достигнутые в изучении современных обстановок, были важны для разработки фациальных моделей, но в 50-е гг. в петрографическом познании диагенеза не было достигнуто ничего существенного в сравнении с работами Куллиса и Сорби. Лишь позже были получены определенные достижения в технике окрашивания [624, 751, 752, 867 и многие другие], а исследования Батерста [160—162] по общим вопросам петрологии карбонатов завершили публикацией им прекрасного учебника по карбонатам и их диагенезу [164].

Несмотря на достижения конца 1950-х гг. в изучении фаций, все еще не была разработана их удовлетворительная классификация. До сих пор широко используются введенные еще Грабау [375, 376] термины *кальцирудит*, *калькаренит*, *кальцилютит*. Пэттиджон [1885] просто подразделял известняки на *аллохтонные*, *автохтонные*, *биогермные* и *биостромные*, но более детального подразделения типов известняков не существовало, пока не была опубликована петрографическая классификация Фолка [832]. Эта изящная классификация, инспирированная работами Крынина по песчаникам, учитывала взаимоотношения между текстурной зрелостью породы, аллохемами, крупнокристаллическим вторичным

кальцитом и микритом, обеспечивала точное описание породы и несла в себе указания на энергию осадконакопления. Классификация Фолка вместе с классификацией, предложенной Лайтоном и Пендекстером [1483], была пересмотрена в фундаментальной работе под редакцией Хэма [1017]. Эта работа была основана главным образом на исследованиях, проведенных нефтяными компаниями, и содержала другую классификацию, которая также обычно применялась, — классификацию Данема [682], где первостепенное значение придавалось характеру зернистости. Однако каждая из этих классификаций оказывалась менее чем удовлетворительной при применении к крупнозернистым рифовым породам. Ситуация была исправлена схемой Эмбри и Клована [722] — видоизменением схемы Данема.

В 1960-е и 1970-е гг. наблюдалось расширение и объединение исследований, как упомянутых выше, так и новых. Обобщения, сделанные в руководствах, вызвали целый спектр исследований — от чисто химических [211, 1507] до общих компиляций [165, 1673, 1950, 2133, 2629].

Современные исследования, включающие широкое применение электронной микроскопии и катодолюминесценции, обращены к изучению характера цемента в зависимости от специфических обстановок [341, 829, 1245, 1519] и расширяют использование этих методов во всех областях исследования — от общего изучения фаций до создания моделей пористость — проницаемость резервуаров [1521]. Весьма важными являются намечающиеся в настоящее время интегрированные подходы к изучению фаций и диагенеза [2133], комбинирование обычной петрографической техники [2130] с определениями стабильных изотопов и состава малых элементов (см. разд. 10.4.1). В нефтяной промышленности такие исследования становятся обычными, такими же обязательными, как интерпретация каротажных диаграмм.

Сорби в своем президентском обращении к Лондонскому геологическому обществу в 1879 г. отмечал, что, несмотря на исследования в течение почти 30 лет вопросов, «существенных для правильного понимания предмета его исследования», он ощущает «мучительное сознание того, как много еще остается неизученным». Настоящие специалисты — это те люди, которые находят время, чтобы объяснять другим, как много они еще не знают, и хотя с 1879 г. мы прошли очень большой путь, слова Сорби остаются справедливыми и сейчас.

## 10.2. ИНГРЕДИЕНТЫ КАРБОНАТА И ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ИХ ОБРАЗОВАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Карбонатное осадконакопление на континентальном шельфе в настоящее время непосредственно связано с двумя основными факторами: отсутствием терригенного осадконакопления и высокой биологической продуктивностью. Все современные карбонаты распространены в районах, которые в общем не получают больших количеств терригенного детрита, и основная масса карбонатного материала на современных шельфах имеет преимущественно органическое происхождение — либо непосредственное как скелетный материал, либо косвенное как побочный продукт органической деятельности. Основная масса осадка образуется на месте на «литоральной фабрике карбоната» [1240].

Скорость биологической продуктивности в морской обстановке контролируется многими разными факторами, но в общем она прогрессивно увеличивается от высоких широт к низким с увеличением солнечной освещенности. Высокой продуктивности в экваториальном и субтропических поясах способствуют также океанические апвеллинги, которые особенно сильны вдоль западных окраин континентов (см. гл. 11).

Шельфовые карбонаты, однако, не ограничены широтами до 30° к северу и югу от экватора [441, 1476]. Например, весьма чистые шельфовые карбонаты накапливаются в настоящее время на площади много тысяч квадратных километров в Южной Австралии между 32 и 40° ю.ш. [504] и на небольших дискретных участках значительно севернее, в западной Ирландии и в западной Шотландии.

**10.2.1. Ингредиенты.** Основными компонентами современных карбонатов и древних известняков являются: *аллохемы*, *ил (микрит)*, *цемент* и реже *терригенные зерна* [832, 833].

Аллохемы — это «организованные карбонатные агрегаты ..., почти во всех случаях испытавшие транспортировку» [832]. Наиболее значимы по объему в породе четыре типа аллохем: *интракласты*, *пеллеты* (или пеллоиды), *ооиды* (или оолиты) и *обломки скелетов*.

Интракласты представляют собой фрагменты осадка, образованные почти одновременно с седиментацией в результате эрозии прилегающих частей морского дна, и представлены *грейпстонами*, эродированными и аморфными комками и *породами отмелей* (по-англ. — *sea rock*).

Грейпстоны — округлые зерна, сцементированные арагонитом (размером 0,5—2,5 мм) таким образом, что они напоминают миниатюрную виноградную гроздь. Эродированные комки сцементированы более сильно, чем грейпстоны, и являются продуктом их абразии [1218]. Аморфные комки («криптокристаллические зерна») имеют размеры 0,1—2,0 мм и представляют собой округлые агрегаты беспорядочно расположенных арагонитовых кристаллов (менее 4 мкм каждый). Они могут быть либо известковым илом, либо продуктом микритизации скелетного материала [163, 764]. Породы отмелей состоят из зерен песчаной размерности, которые образуются на низких прибрежных островах и представлены неправильными зернами, связанными гранулярным кальцитовым цементом [1218, 1838, 1943, 1944].

Пеллеты представляют собой: 1) эллипсоидальные или овоидные зерна (размер 0,03—0,15 мм) без определенной внутренней структуры и 2) фекальные пеллеты (размер 0,3 — > 1 мм), первично образованные такими беспозвоночными, как полихеты, гастроподы и ракообразные [833, 1397, 1784]. Пеллеты ракообразных имеют характерную внутреннюю структуру [1335]. Биокласты и ооиды, которые полностью микритизированы, могут называться пеллоидами.

Ооиды состоят из ядра, которое может быть карбонатным и некарбонатным, окруженного оболочкой из концентрических ламин (толщиной до 40 мкм), диаметр всего зерна может достигать 2 мм. Они образуются путем аккреции при постоянном вращении зерен в мелководных (менее 5 м) турбулентных водах, пересыщенных  $\text{CaCO}_3$  [165, 764, 1218, 1445, 1529, 1785, 2066]. На Багамских островах концентрические ламинны в оболочках ооидов представлены двумя петрографически различными слоями — из «ориентированных арагонитовых ламелл» и «неориентированного криптокристаллического арагонита» [1785]. Первые из них — прозрачные и состоят из арагонитовых прутьев (около 3 мкм), в которых оси с параллельными поверхностями наслаивания, в результате чего при скрещенных николях в сходящемся свете виден отчетливый крест. Неориентированные ламеллы более неправильные, желто-коричневого цвета. Ооиды обогащены органическим (в основном водорослевым) слизистым материалом, который выглядит как темно-коричневые участки в зернах, но значение этого материала для образования ооидов пока непонятно.

Древние известняки часто содержат радиальные ооиды, которые в современных морских ассоциациях очень мало известны, хотя хорошо

представлены в некоторых озерах [2086]. В гиперсолевых (45—65%) водах залива Баффин, Техас, карбонатные ооиды состоят из арагонитовых тангенциально концентрических или микритовых корочек и из радиальных слоев высокомагнезиального кальцита [1445]. Самый верхний слой, составляющий 15% массы этих ооидов размером 1,75—2,5ϕ имеет «послебомбовый» возраст (имеются в виду испытания ядерного оружия в 1950-х гг.), судя по изотопной записи  $^{14}\text{C}$ , и вырос за последние 20 лет. Радиальные ламеллы, возможно, являются аналогами радиальных ооидов древних известняков. Никаких доказательств влияния водорослей на образование этих ооидов не обнаружено, на их чисто неорганическое происхождение указывает изотопный состав, равновесный в отношении неорганического осаждения при летних температурах морской воды. Районы максимального перемешивания воды характеризуются присутствием самого большого количества оолитовых зерен, имеющих тангенциально слоистую основную массу. Ооиды с радиальными корками формируются в спокойных водах, и скорость их роста имеет средние значения сравнительно с арагонитовыми ооидами, для которых отмечается как самый быстрый, так и самый медленный рост. Ни сольность, ни отношение Mg/Ca не являются факторами, контролирующими минералогию и текстуру слоев ооидов.

Тангенциальные ооиды могут формироваться из-за того, что арагонитовые иголки осаждаются со случайной или радиальной ориентировкой до тех пор, пока ооид остается в защищенной микробообстановке; затем кристаллы, которые зарождаются быстро, механически переориентируются в условиях сильного перемешивания [1529]. Такой механизм может способствовать тангенциальной геометрии тонких игольчатых арагонитовых прутков, но квадратные кристаллы высокомагнезиального кальцита менее способны к переориентации [1445]. Таким образом, более высокий потенциал сохранения радиального высокомагнезиального кальцитового материала позволяет объяснить, почему в древних известняках ооиды радиального строения более обильны, чем тангенциальные. Однако строение ооидов может отражать изменения собственных гидродинамических свойств ооидов в процессе их аккреции. Рост радиального карбонатного материала имеет место до достижения критического диаметра в 0,6 мм, после чего формируются тангенциальные слои [1103]. Предполагается, что радиальный рост происходит первоначально на зернах в суспензии, но по мере продолжения аккреции формируются тангенциальные слои

как ответ на образование поверхности увеличившихся зерен, которые из взвеси уже переходят в осадок, влекомый по дну [579].

На основании текстурных признаков предполагается, что минералогия несkeletalного карбонатного осадка начиная с позднего докембрия, изменяется [1554, 2087, 2611]. По-видимому, на протяжении фанерозоя преобладающим морским осадком является магнезиальный кальцит, арагонит становится обильным в периоды низкого стояния уровня моря (поздний докембрий — кембрий, карбон — пермь, поздний кайнозой — настоящее время). Предполагается, что осаждение и арагонита, и (нормального) магнезиального кальцита контролируется в большей степени содержанием  $\text{CO}_2$  в атмосфере, чем отношением Mg/Ca в морской воде. Вследствие увеличения континентального выветривания во время низкого положения уровня моря уменьшается приток  $\text{CO}_2$  в атмосферу, в течение высокого стояния уровня моря количество  $\text{CO}_2$  остается большим, что препятствует образованию арагонита.

Обломки скелетов, или биокласты, включают большое разнообразие зерен различного происхождения и минералогии (табл. 10.1).

Таблица 10.1. Состав скелетов

Таксон	Арагонит	Кальцит (% Mg)							Арагонит и кальцит
		0	5	10	15	20	25	30	
Известковые водоросли									
красные									
зеленые	x								
кокколитофориды		x							
Фораминиферы	R								
бентосные									
планктонные									
Губки	R								
Кишечнополостные									
строматопориды	x	x?							
миллепориды	x								
ругозы									
табуляты									
склерактинии	x								
альционарии	R								
Мшанки	R								
Брахиоподы									
Моллюски									
двустворчатые	x								x
гастроподы	x								x
птероподы	x								
цефалоподы (большие)									
белемниты и аптихи	x								
Аннелиды (серпулиды)	x								
Артроподы									
декаподы									
остракоды									
баланиды									
трилобиты									
Иглокожие									

x — обычно, P — редко (по Шолле [2130]).



К фракции «известковый ил» в современных морских осадках часто относят ту их часть, которая проходит через сито с ячейками 64 мкм [1590]. Она обычно представлена арагонитовыми иглами, арагонитовыми зернами и измененными фрагментами скелетов. В таком осадке («микрористаллические илы» Фолка [832]) в основном преобладают частицы размером менее 10 мкм, которые являются результатом абразии [833], соскребаания, разрушения зелеными водорослями [1538, 1540, 1780, 2337]; они могут быть представлены также кокколитами и продуктами общего разрушения скелетов [2134] и, возможно, продуктами физико-химического осаждения [471, 1358]. Микрит (микрористаллический кальцит) в известняках состоит из кристаллов диаметром 1—4 мкм, составляющих матрикс, окружающий другие частицы, и представлен литифицированным известковым илом. Он не гомогенен и образует то более, то менее крупнозернистые участки [2325].

Спаритовый цемент [832] состоит из более крупных, чем микритовый, кристаллов кальцита и отличается от него и размером зерен, и их прозрачностью. Он формирует цемент порогового заполнения между зернами и скелетами и заполняет полости. В большинстве морских известняков наблюдаются признаки лишь незначительного уплотнения, они цементируются на относительно ранней стадии диагенеза [165, 2325]. Экспериментальные работы показывают, что эффекты уплотнения в зернистых осадках развиваются слабее, чем в илстых [224], и что в известковых илах уменьшение пористости на 30% может проходить без значительного разрушения раковин [2245], но древние микриты из-за цементации обычно имеют пористость лишь около 5%.

Строение цемента в морских известняках может быть специфичным для различных обстановок и нести ценную информацию об истории седиментации и раннего диагенеза [341, 829, 1519]. Мелководные морские карбонаты, в которых сегодня нормально преобладают частицы арагонита и магнезиального кальцита, могут потенциально образовать два класса диагенетических обстановок: вадозные (когда поры заполнены и воздухом и водой) и фреатические (когда поры целиком заполнены водой). Каждый из классов подразделяется на морские и неморские, на активные и застойные [1519] обстановки, характеризующиеся специфическими процессами и типами цемента (рис. 10.1).

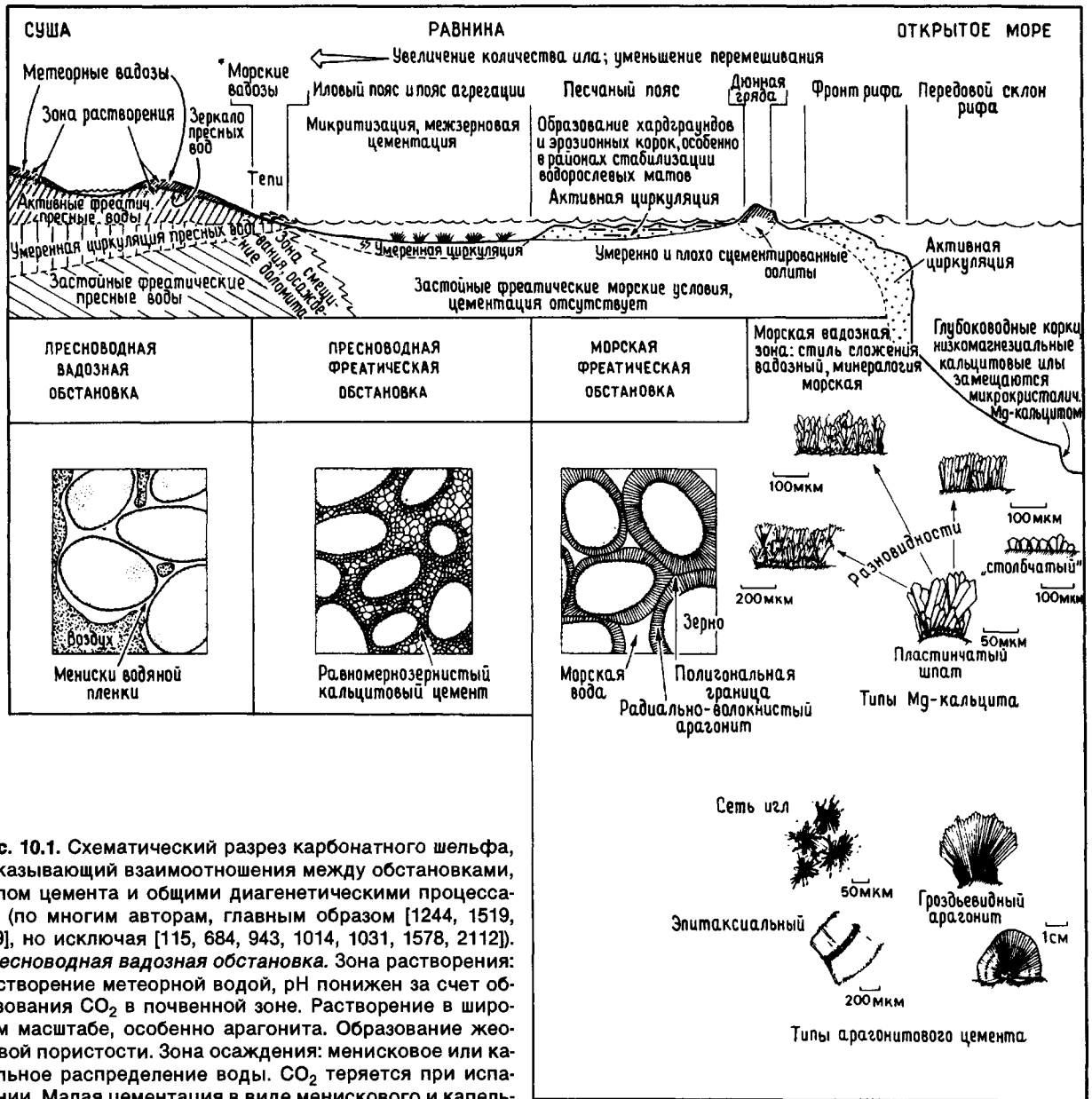
**10.2.2. Контролирующие факторы.** Карбонатная седиментация на шельфе контролируется температурой, соленостью, балансом  $\text{CO}_2$ , глуби-

ной воды, местным режимом течений, проникновением света, эффективной продолжительностью дня, характером субстрата, мутностью воды. Однако в глобальном масштабе первейшими контролирующими факторами являются температура и соленость [1478], и карбонатные осадки можно разделить на две крупные ассоциации в зависимости от температуры воды: ассоциацию *форамол* (фораминиферовая), типичную для умеренных вод, и *хлорозойную* ассоциацию, типичную для теплых вод (рис. 10.2) [147,6]. Разделение этих двух ассоциаций основано на различии скелетных зерен в их составе. В ассоциации *форамол* доминирующим компонентом является детрит раковин бентосных фораминифер, моллюсков, водорослей; остатки иглокожих, остракод и спикул губок относятся к аксессуарам. В состав *хлорозойной* ассоциации входят многие из компонентов предыдущей ассоциации с добавкой остатков герматипных кораллов и известковых зеленых водорослей; отсутствуют морские желуди, мало мшанок.

Сходным образом распределяются и современные нескелетные компоненты, хотя их распределение зависит и от температуры, и от солености (рис. 10.2); среди них выделяются три ассоциации: 1) нескелетные зерна отсутствуют, 2) присутствуют только пеллеты, 3) присутствуют ооиды и/или их агрегаты либо с пеллетами, либо без пеллет. Ассоциация ооиды — агрегаты обычно ограничена районами распространения *хлорозойной* ассоциации, тогда как ассоциация пеллет распространена значительно шире и охватывает регионы, занятые фораминиферовым комплексом. В остальных частях этой области обычно нет нескелетных зерен.

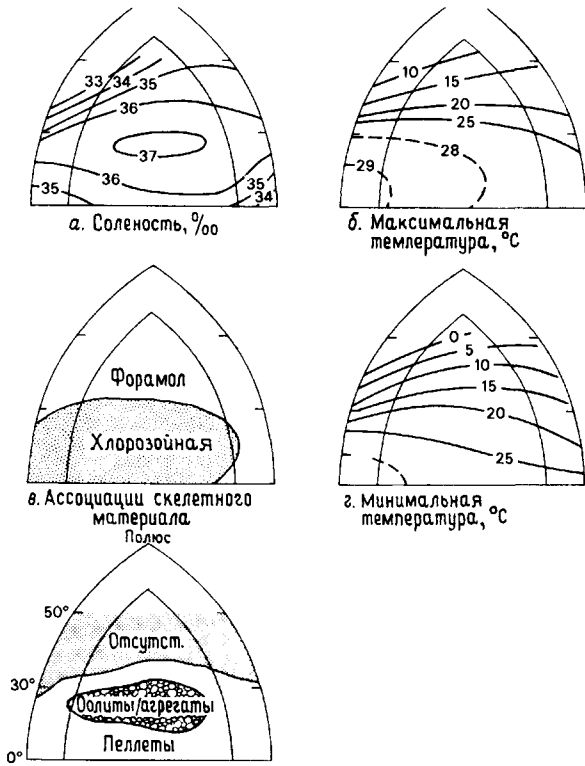
Ассоциация *хлорозойная* + нескелетные зерна в основном ограничена экваториальным поясом между широтами 30°. Основным фактором, контролирующим ее распространение, является, по-видимому, температура у поверхности выше 14—15 °С. Фораминиферовая ассоциация приурочена к более низким температурам, хотя она распространена также в районах, где минимальная температура превышает 15 °С, что свидетельствует о влиянии на ее распространение также и некоторых других факторов.

Присутствие или отсутствие ассоциаций с нескелетными обломками, по-видимому, должно объясняться температурой воды. Нескелетные обломки присутствуют только там, где минимальные температуры превышают 15 °С и в среднем выше 18 °С. Минимальные температуры ниже 15 °С замедляют образование и накопление пеллет, ооидов и агрегатов. Однако соленость и температуры могут компенсировать вли-



**Рис. 10.1.** Схематический разрез карбонатного шельфа, показывающий взаимоотношения между обстановками, типом цемента и общими диагенетическими процессами (по многим авторам, главным образом [1244, 1519, 829], но исключая [115, 684, 943, 1014, 1031, 1578, 2112]). **Пресноводная вадозная обстановка.** Зона растворения: растворение метеорной водой, pH понижен за счет образования  $\text{CO}_2$  в почвенной зоне. Растворение в широком масштабе, особенно арагонита. Образование жеодовой пористости. Зона осаждения: менисковое или капельное распределение воды.  $\text{CO}_2$  теряется при испарении. Малая цементация в виде менискового и капельного цемента, равномернозернистый кальцит. Основная часть пористости сохраняется. Другие признаки. Образование калькретов и ризокретов. Вадозные силты. **Пресноводная фреатическая обстановка.** Зона растворения: раствор пересыщен метеорной водой, что приводит к образованию жеодовой пористости и/или пористости растворения. Возможен неоморфизм нестабильных зерен. Застойная зона: движение вод малое или отсутствует. Вода насыщена  $\text{CaCO}_3$ . Незначительная цементация, но Mg-кальцит и арагонит стабильны. Активная зона: активная циркуляция, некоторое выщелачивание арагонита, возможно сопровождающееся замещением кальцитом. Быстрая цементация, особенно

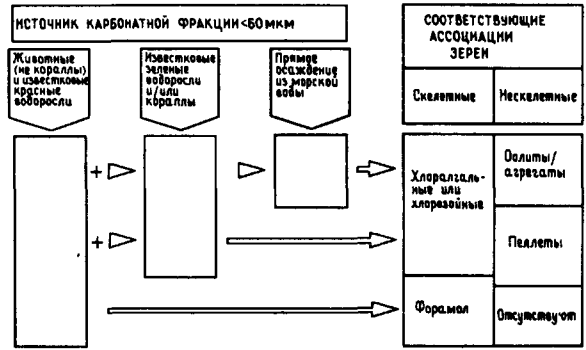
равномерным кальцитом, изоморфным пластинчатым кальцитом, синтаксиальное обрастание остатков иглокожих. Друзовое сложение. Низкая пористость. **Морская фреатическая обстановка.** Застойная зона. Циркуляция поровых вод мала или отсутствует. Вода насыщена  $\text{CaCO}_3$ . Слабая цементация и выщелачивание. Микритизация. Активная зона: активная циркуляция поровых вод. Отсутствует выщелачивание. Осаждение цемента: сеть арагонитовых игл; фиброидный арагонит, гроздьевидный арагонит. Микритовый Mg-кальцит; цементация сверлений псевдопеллеты Mg-кальцита.



**Рис. 10.2.** Предсказанное распределение ассоциаций карбонатных остатков со скелетными и нескелетными зернами в мелких водах (0—100 м) в идеальном океане Северного полушария. Предсказание основано на среднегодовых значениях температуры и солёности. Краевые континентальные шельфы показаны схематически [1475].

яние друг друга, так как хлорозойная ассоциация подавляется при высокой температуре, если солёность падает ниже определённого значения (около 31‰), и развивается при относительно низких температурах там, где солёность существенно выше. Такая компенсация проявляется в качестве контролирующего фактора и нескелетных ассоциаций, среди которых ассоциация ооидов и агрегатов больше зависит от солёности.

Большинство из известных областей современного формирования ооидов и агрегатов располагается вблизи тропиков в поясе между широтами 25° там, где солёность океанских вод максимальная и где годовая скорость выпадения осадков меньше, чем скорость испарения. В экваториальном поясе, где годовое количество осадков больше, чем испарение, ооиды и их агрегаты не образуются. В обстановках с крайними значениями солёности обнаруживается ас-



**Рис. 10.3.** Возможные взаимоотношения между различными типами карбонатных илов (<60 мкм) и зернистыми ассоциациями осадков [1475].

социация, которая содержит остатки известковых зелёных водорослей, но не содержит кораллов. Эта ассоциация называется *хлоралгальной* [1475].

До сих пор мы рассматривали эти ассоциации в глобальном масштабе. Многие из современных накоплений карбоната в шельфовых обстановках содержат ил (< 60 мкм), который является в основном результатом дезинтеграции скелетных компонентов (разд. 10.2.1), причем в ассоциации форамол этот материал образуется за счет разрушения компонентов самой ассоциации. В хлорозойной ассоциации илистый материал, образованный из элементов форамол, преобладает по массе над материалом, происходящим за счет разрушения кораллов и зелёных водорослей. Неорганическое осаджение распространено в районах, попадающих в поле развития ассоциации ооиды/агрегаты [1475] (рис. 10.3).

### 10.3. СОВРЕМЕННЫЕ СУБТРОПИЧЕСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ШЕЛЬФЫ

Крупные карбонатные тела, которые строятся в удалении от суши на очень пологих склонах, обычно называются *рампами*, а те, которые связаны с плоскими вершинами, крутыми склонами и окружены глубокими водами, называются *платформами*; шельфы — это районы на вершине либо рампов, либо платформ [12, 2629].

**10.3.1. Общее местоположение.** В субтропическом преимущественно хлорозойном поясе карбонатные шельфы попадают в две основные категории.

1. Защищенные шельфовые лагуны («окаймленные шельфы» Гинзбурга и Джеймса [941]), например, Багамских банок, Флориды, Белиза, Батабано (Куба) и Большого Барьерного рифа.

2. Открытые шельфы (открытые глубоко погруженные наклонные шельфы), в частности шельфы Юкатана, западной Флориды, западной части Северной Атлантики и восточной части Мексиканского залива, а также Северной Австралии и Персидского залива.

*Защищенные шельфовые лагуны* представляют собой мелководные бассейны (средняя глубина около 10 м), окруженные топографическими барьерами, образованными коралловыми или кораллово-водорослевыми рифами, островами и банками. Край шельфа, обычно отвесный, достигает абиссальных глубин. Присутствие окаймляющих барьеров и малая глубина поверхности платформы обуславливают существование внутри шельфовой лагуны обстановок с низкой энергией. Эффективность действия волн ограничена наружными краями барьеров, так что на большей части платформ преобладает иловое осадконакопление. Основными физическими факторами, действующими внутри лагуны, являются течения, генерируемые ветрами и приливами, а действие этих процессов сильно зависит от топографических неровностей морского дна [1943, 1944]. Такие шельфы могут поставлять осадок в прилегающие бассейны с помощью гравитационных потоков и других процессов.

*Открытые шельфы* (Гинзбург, Джеймс [941]) наклонены к кромке шельфа, находящейся на глубине 140—230 м, а так как не существует никаких физических барьеров, то на дно шельфа сильно действуют волновые процессы, активными являются также океанические и приливно-отливные течения. На таких шельфах могут обособиться обстановки с высокой энергией среды, и на них обильно представлен крупнозернистый детрит. Крупнозернистый детрит включает «чистые» калькарениты. Присутствие более тонкозернистого карбоната в основном приурочено к более глубоким (с низкой энергией) наружным краям шельфа, где становится существенной пелагическая седиментация. Отсутствие значительных уклонов дна отражается в наличии широких, неправильной формы фациальных поясов и в отсутствии переотложения за счет гравитационного течения.

Карбонатные шельфы, как и их терригенные аналоги, испытывали влияние флуктуаций уровня моря в течение четвертичного периода. Этап последнего оледенения (висконсинский, или девенский, 120 000 — 10 000 лет назад) привел к возникновению эрозионного несогласия, которое

в настоящее время перекрывается неконсолидированными осадками. Большинство «современных» осадков на современных карбонатных шельфах начинало накапливаться в течение трансгрессии, так что на их морфологию, распределение фаций и на расположение рифов сильное влияние оказывает характер поверхности шельфа [1945]. История плейстоценовой трансгрессии в шельфовых лагунах заметно отличается от истории «открытых шельфов». Например, шельфовые лагуны Багамских островов не затоплялись вплоть до финальной фазы трансгрессии около 5000 лет назад. Затопление поверхности платформы происходило относительно быстро, и на современное распределение фаций морфология карста, который был сформирован на платформе, повлияла сильнее, чем незначительные изменения уровня моря.

На более наклонных шельфах Юкатана и западной Флориды затопление началось около 20 000 лет назад, начиная с края шельфа. На них наблюдается последовательный сдвиг «контролируемых глубиной» обстановок, который отражает поднятие уровня моря. В идеальном случае это предполагает, что вертикальный разрез начинается с мелководных осадков, переходящих вверх в более глубоководные.

**10.3.2. Обстановки и фации «тепловодных» карбонатных систем.** Можно выделить пять крупных зон обстановок: супралиторальная зона, литоральная зона, морской шельф, пояс карбонатных песков и рифовый пояс.

*Супралиторальная зона.* Эта зона, которая лежит выше уровня самых высоких нормальных сизигийных приливов, может иметь ширину до нескольких километров и характеризоваться волнистой топографией, как, например, на Багамских островах, или представлять собой узкое побережье, как в заливе Шарк, Западная Австралия (разд. 8.4.7). Процессы, действующие в надлиторальной зоне, сильно зависят от климата, особенно от количества осадков.

В районах с высоким уровнем сезонных осадков, подобных Флориде и Карибскому бассейну, испарение в сухой сезон может приводить к временному образованию эвапоритов, которые затем вымываются в течение дождливого периода. В супралиторальной зоне развиваются водорослево-мангровые марши (рис. 10.4). Они часто заливаются пресными водами, так что полости на поверхности маршей могут сохраняться как временные пресные или солоноватоводные водоемы. Поверхность маршей экстенсивно колонизуется сине-зелеными водорослями, которые являются пищей для большого количества со-

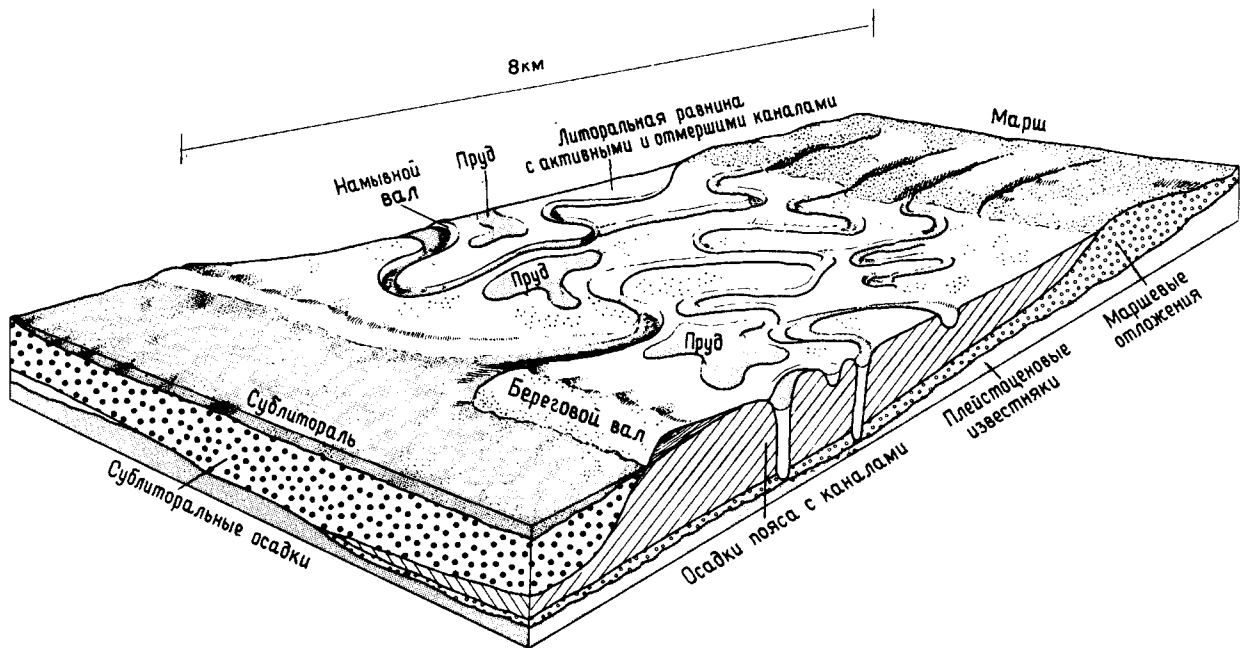


Рис. 10.4. Схематическая блок-диаграмма приливно-отливной равнины Андрос [940].

скребателей (гастропод). Водорослевые корки нарастают на карбонатных илах, а в периоды затопления супралитеральной зоны приливыми, ветровыми или штормовыми волнами откладываются слоистые пеллетовые алевриты. Эти отложения обычно пронизаны корнями трав и мангров, единичными норками червей и наземных крабов. Вследствие распада органического материала, обогащающего отдельные слои, образуются заполненные газом полости. В консолидированном осадке в вадозной зоне такие полости («птичьи глазки») могут хорошо сохраняться [2242, 2244]. Ветром в эти осадки могут быть занесены из береговой зоны мелкие раковины и частицы песчаной размерности. Продолжительные фазы осушения приводят к литификации осадков, отложенных штормами. Образующаяся корка растрескивается на полигоны, которые в процессе кристаллизации *in situ* увеличиваются по площади, приподнимаются, образуя «виггамы» — теппи. Эти корки быстро разрушаются, образуя прослой брекчии из плоских обломков. Супралитеральные зоны являются переходными от морских к чисто наземным обстановкам и характеризуются признаками субаэрального диагенеза, такими, как почвенные корки (каliche, известковая корка) и карстовые поверхности.

В очень аридных регионах (см. гл. 8) в супралитеральной зоне, называемой в Персидском заливе «себхами», формируются эвапориты

(разд. 8.4). Корневая растительность здесь либо угнетена, либо совсем не развивается и выживают лишь немногие зарывающиеся организмы. Таким образом, формируются ноздреватые, слоистые известковые илистые осадки, нарушенные только за счет смещающего (наложенного) роста минералов, подобных ангидриту и гипсу. После ветроприливного затопления морская вода на равнине испаряется до высыхания и образуются незначительные отложения галита и других солей. В аридных районах значительную роль в переработке осадка играет ветер. И в аридных, и в гумидных районах там, где после затопления начинается сильное испарение, в этой зоне могут быть участки, где арагонит в процессе раннего диагенеза замещается доломитом.

На возвышенном западном берегу и намывных валах (холмах) острова Андрос, Багамские острова, ромбический кальциевый доломит цементирует илы из арагонитовых игл [915]. Кальциевый доломит — это неупорядоченный доломит, содержащий 40 мол. %  $MgCO_2$ . Седиментация на валах высотой 1—1,5 м происходит в течение штормовых приливов, густая растительность на гребнях действует как ловушка для осадка, представленного в основном известковым илом. Пресные воды сохраняются внутри холмов, и в зоне смешивания может происходить доломитизация (*dograg-type*). Такой тип доломитизации может происходить при фреатических ус-

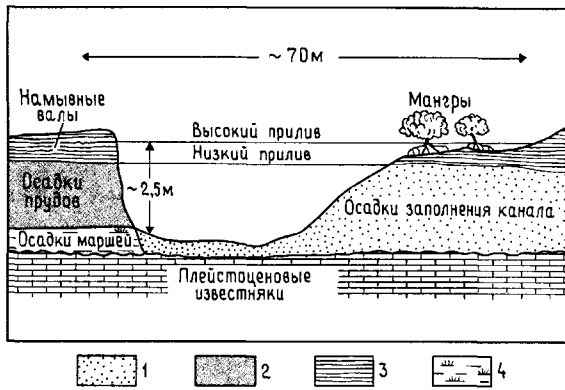


Рис. 10.5а. Интерпретация поперечного сечения приливо-отливного канала. Эрозия левого берега образует останец [2246]. 1 — осадки заполнения каналов; 2 — осадки литорали и прудов; 3 — осадки намывного вала; 4 — супралиторальные маршевые осадки.

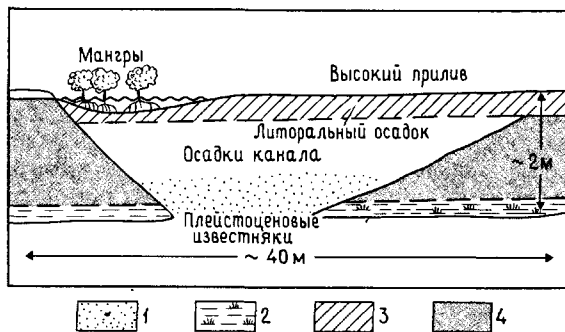


Рис. 10.5б. Интерпретация поперечного сечения отмершего приливо-отливного канала [2246]. 1 — осадки заполнения каналов; 2 — супралиторальные маршевые осадки; 3 — литоральные осадки; 4 — ? осадки прудов и лощин.

ловиях захоронения (рис. 10.1), когда активно смешиваются морские и пресные воды [115, 837, 1444]. Такое смешение хотя и понижает солёность морской воды, поддерживает такое отношение Mg/Ca, какое требуется для осаждения доломита, оставляя в то же время грунтовые воды в состоянии недосыщения относительно кальцита и арагонита. Экспериментальные работы показывают также, что доломит может быстро формироваться только там, где низкие концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$  [125].

**Литоральная зона.** Береговая зона состоит из комплекса субобстановок, включая приливо-отливные равнины, каналы, намывные валы, «пру-

ды» и береговые валы (рис. 10.4, 10.5 и 10.6). Приливо-отливные равнины могут представлять собой: а) небольшие участки, расположенные обычно с подветренной стороны затопляемых барьерных песчаных отмелей, б) обширные низины, окаймляющие шельфовые лагуны, и в) реже отмели, связанные с рифами [1242, 1243]. Существует много тесно взаимодействующих параллельно берегу, другие под прямым углом к нему. Литоральную зону характеризуют четыре особенности: 1) водорослевые маты, 2) скрытоводорослевые ламиниты, слоистость которых исходно обусловлена водорослями, 3) пористость типа «птичий глаз» или фенестры, 4) признаки осушения.

Приливо-отливные равнины обладают отчетливой зональностью, в зоне нижней литорали присутствуют зарывающиеся организмы и соскребатели, которые сдерживают развитие водорослевых матов (за исключением тех мест, где солёность повышена). Выше в литоральной зоне водорослевые маты весьма разнообразны (гл. 8) и хорошо развита пористость типа фенестры. Осадочный материал внутри водорослевых матов микритизирован и имеет черный цвет вследствие сильно восстановительных условий.

На Багамских банках осадок на приливо-отливных отмелях состоит в основном из пеллет. Ламинарные отложения пронизаны норами зарывающихся животных и корнями мангров. Осадок в основном происходит из прилегающих морских районов, откуда он приносится на отмели в течение штормов. В Персидском заливе осадок нижней части приливо-отливной зоны представлен пеллетовым известковым илом с церитидными гастроподами (соскребателями водорослей) и норами зарывающихся крабов. В некоторых местах произрастают черные мангры. В верхней части зоны илистый осадок, приносимый штормами, покрывается хорошо развитыми и в основном ненарушенными водорослевыми матами, в которых могут присутствовать интерстициальные кристаллы гипса.

Формируется сложная система приводящих и отводящих каналов, которые являются основными путями движения приливо-отливных течений и нагона воды в течение штормов. Скорость течения в каналах может значительно варьировать, и размерность осадка в них представлена от ракушечника до карбонатного ила. Бары между приливо-отливными каналами могут быть сложены осадками со знаками ряби и содержать раковинный материал, интракласты и пеллеты. Знаки ряби редко сохраняются из-за действия зарывающихся организмов. Миграция каналов при-

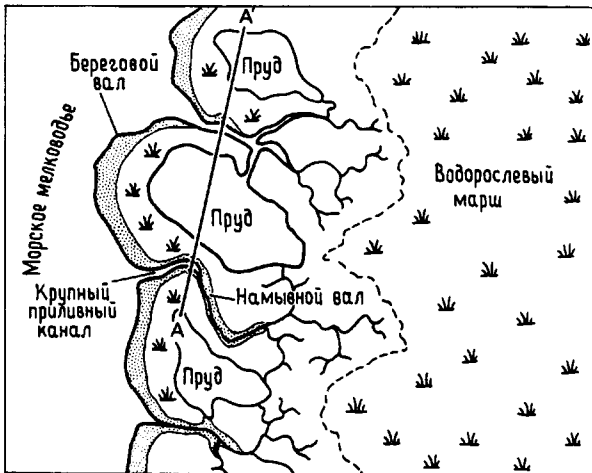


Рис. 10.6а. Основные физико-географические и гидрологические подразделения в береговой зоне на подветренной стороне острова Андрос [2246].

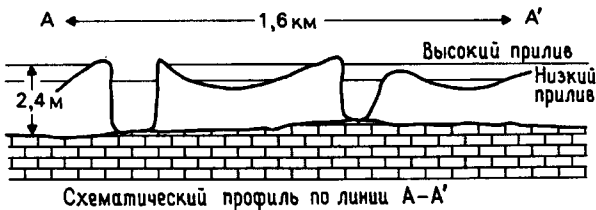


Рис. 10.6б. Схематическое строение двух систем каналов, показано взаимоотношение прудов, литоральной равнины и наносов. Поперечное сечение AA' показывает мелководный характер прудов и их соотношение с уровнем обычного высокого прилива и обычного низкого прилива [2246].

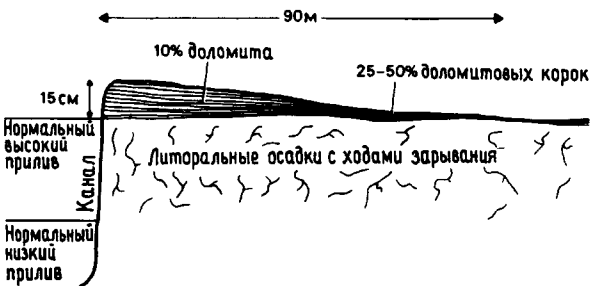


Рис. 10.6в. Схематический разрез приливо-отливного намывного вала. Доломитовый осадок (обычно корки) более маломощный, но более концентрированный на низких флангах наносов, где поверхность осадконакопления лишь на несколько сантиметров выше уровня обычного высокого прилива. Скорость седиментации более низкая на флангах; таким образом, доломитизированный осадок меньше разбавлен недоломитовым осадком [2246].

водит к тому, что в заполняющие их осадки входят доломитовые и интракластовые конгломераты из намывных валов. В целом формирующийся разрез представлен последовательностью осадков с уменьшающейся сверху зернистостью (рис. 10.5). В гумидных районах, подобных Багамским банкам, в течение дождливых сезонов в каналах присутствует значительная доля пресной воды. Обычно в каналах обитает более разнообразная фауна и флора, чем на прилегающих участках равнины, на Багамских банках она представлена пенероплидными фораминиферами, церитидами, ракообразными и зарывающимися аннелидами, иногда скоплениями губок. На аридном южном побережье Персидского залива останцы коралловых и раковинных детритовых крупнозернистых отложений обильно инкрустированы водорослями и мшанками и пронизаны сверлящими водорослями и грибами.

Внешние берега меандр каналов часто на 30 см и более превышают уровень нормального высокого прилива и образуют протяженные намывные валы. Осадок в намывных валах более крупнозернистый, чем на основной равнине, и на Багамских банках состоит из пеллет песчаной размерности. Часто он тонкослоистый и содержит до 10% доломита, который формируется за счет арагонита. Тонкая слоистость осадка иногда подчеркивается хорошо развитыми пленками водорослей на обнажившихся поверхностях слоев. Местами отдельные слои разделяются пустотами «птичий глаз», которые лучше всего сохраняются в наиболее толстых и высоких частях валов, самых близких к каналам. Из-за того что гребни валов часто осушаются, на них могут жить лишь немногие животные, и слоистость хорошо сохраняется.

На Багамских банках многие участки между каналами заняты «прудами» с соленой водой. Эти «пруды» отгорожены от каналов намывными валами (рис. 10.4 и 10.6а) и содержат самый тонкий осадок на всех банках. Осадок почти целиком гомогенизирован биотурбацией, и различаются лишь немногочисленные пеллеты. Фауна «прудов» близка к фауне каналов. Эти участки могут становиться солонатоводными или пресноводными на протяжении нескольких недель в течение влажного сезона, и тогда можно наблюдать «расцвет» пресноводных организмов.

Береговые валы высотой до 2 м протягиваются вдоль пояса приливо-отливной равнины на Багамских островах (рис. 10.4 и 10.6а). Их крутые склоны (1—5°) обращены в сторону моря, а с противоположной стороны валы сливаются с платформой. Их осадок состоит из пеллет и обломков скелетных организмов размерности тон-

кого песка. Накопление скелетного материала может иметь тонкую косую слоистость ряби, и в общем его размерность уменьшается в направлении к суше. Хорошо сортированные слои усложнены ленточными пустотами, что напоминает строение осадков в намывных валах и маршах. Потенциал сохранения слоистости высок, так как обстановка на валах с широким диапазоном колебаний температуры и солености (день/ночь, сезонные контрасты, сухая и влажная фазы) неблагоприятна для обитания зарывающихся организмов (за исключением наземных крабов). Хотя деревья (черные мангры) и произрастают на повышенных участках береговых валов, они обычно не целиком колонизируются, и слоистость осадка не нарушается. Здесь также происходит ранняя цементация и доломитизация.

На аридном южном побережье Персидского залива пляжи открыты для сильных северо-западных ветров, и двухметровые сизигийные приливы приносят крупный песок с золотым кварцем, ооидами, раковинным детритом и интракластами. Внутренние поверхности напластования параллельны поверхности пляжа, а гребни повсеместно колонизируются наземными крабами, которые образуют отдельные норки.

**Морской шельф.** В зависимости от общего энергетического режима платформа может быть либо известково-песчаной либо известково-илистой. Если шельф широкий и мелкий или он расчленен рифами и/или песчаными намывными косами, то морская платформа представляет собой замкнутую морскую среду, подверженную сильным сезонным и суточным вариациям температуры и/или солености. На морских отмелях Багамских банок с низким энергетическим режимом осадки представлены в основном пеллетовыми илами, интенсивно биотурбированными *Callianassa* и другими беспозвоночными. Многочисленные известковые зеленые водоросли (*Penicillus* и *Halimeda*) способны обеспечить более чем адекватный привнос арагонитовых игл в известковые илы [1780, 2337], так же как бентос, особенно моллюски, фораминиферы и кораллы — поставку частиц песчаной размерности. Обширные районы стабилизированы морской травой. Мористее острова Ки-Бискейн, юго-восточная Флорида, на смешанной кварц-карбонатной равнине слои морской травы *Thalassia* генерируют линзовидный разрез с уменьшающейся вверх зернистостью, образующийся за счет миграции корытообразных штормовых вымоин [2541]. Типичный разрез (рис. 10.7 [2541]) имеет эрозионное основание, крупнозернистые переотложенные раковинные лаговые слои, перекрытые среднезернистыми песками (движущиеся пе-

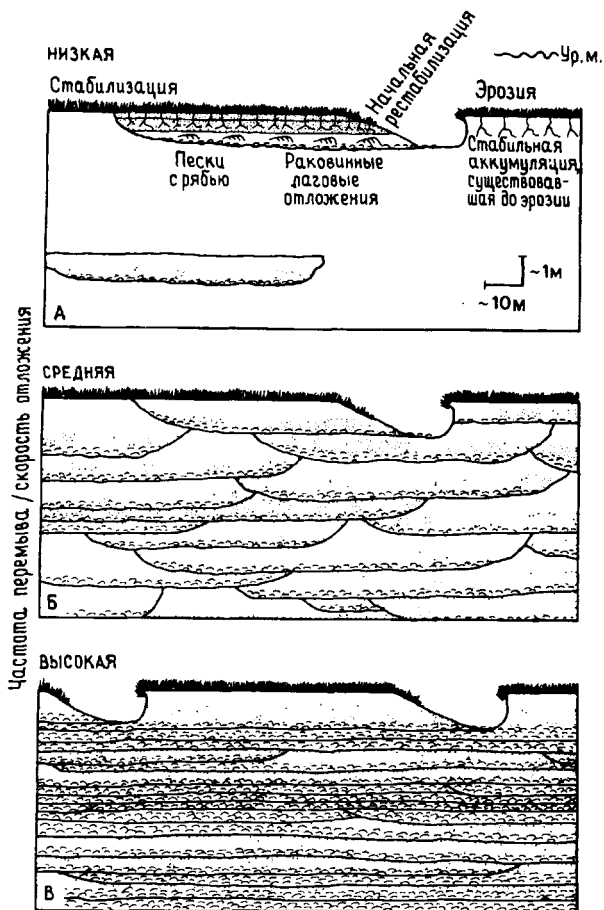


Рис. 10.7. Схематическое поперечное сечение накоплений котловин на литоральной песчаной платформе Ки-Бискейн. Морская трава *Syringodium* обычно первой колонизирует подветренный склон, затем *Thalassia*. А — дано распределение строения поверхности и исследованного разреза, когда котловины не часты и скорость седиментации высокая; Б и В — показано действие прогрессивно увеличивающейся частоты вымывания котловины [2541].

ски фронтального склона вымоины) и верхними тонкозернистыми раковинными биотурбированными песками; верхние горизонты нарастают путем аккреции сверху. Хотя травы обычно не фоссилизируются, связанная с ними фауна, особенно гастроподы и фораминиферы хорошо представлены [2423]. Сходные раковинные разрезы с уменьшением размерности вверх обычны в геологической летописи там, где искажающие факторы либо пропускаются, либо не сохранились. На южном побережье Персидского залива и на островах Флорида-Кис большинство морских равнин покрыто материалом песчаной раз-



размерности, в обоих регионах имеются разрозненные изолированные популяции кораллов. Однако в Персидском заливе в отличие от Карибского бассейна отсутствуют зеленые водоросли.

В районах с режимом высокой энергии, как правило на наружных краях равнин, распространены песчаные пояса и много материала с обросшими зернами, перемежаемыми по равнине, особенно штормовыми приливами.

*Пояса карбонатных песков* и связанные с ними песчаные тела распространены преимущественно вдоль краев платформ [126, 1126, 1139, 1786]. Они состоят и из неоолитовых зерен и из ооидов, первые более распространены [507, 1139]. Форма этих тел и состав зерен контролируются в основном уровнем энергии волн и/или приливов и ориентировкой края платформы (см. также гл. 9).

На Багамских банках имеются три основных типа края платформы: наветренный, подветренный и преимущественно приливно-отливный [1139]. Типы наветренный и подветренный подразделяются на «открытый» и «защищенный». На наветренном и приливно-отливном краях пески транспортируются по платформе, тогда как на подветренном краю пески обычно сносятся с платформы в прилегающие более глубоководные районы. На подветренных краях платформы и в защищенных наветренных районах могут быть локальные участки, где образуются оолитовые, скелетные, пеллоидные и криптокристаллические пески.

Острова или выступающие сублиторальные гряды могут сильно влиять на особенности образования карбонатных песков и их рассеяние. Острова, расположенные вдоль наветренных краев, ограничивают транспортировку осадка на равнину и усиливают направленные в сторону моря придонные течения во время штормов. На подветренных окраинах, однако, острова ограничивают транспортировку осадка от берега. На преимущественно приливных окраинах воздействие приливов перекрывает влияние всех других факторов.

Основной особенностью районов с преобладанием приливного режима (например, между островом Большой Багама и южным концом острова Большой Абако и северным концом острова Эксума, прилегающего к острову Эльютера; рис. 10.8) является наличие крупных линейно-вытянутых песчаных тел, ориентированных перпендикулярно к краю платформы. Эти тела частично покрыты активными песчаными волнами и их, вероятно, лучше называть приливными песчаными грядами (по Кестону [436]; см. также гл. 9). Линейные гряды протягиваются на 15 км

от края платформы, отдельные гряды имеют длину до 8 км и ширину 800 м с гребнем (шириной около 100 м), обнажающимся в период низких сизигийных приливов. Гребни гряд покрыты паразитическими дюнами и знаками ряби на дюнах, линейно-вытянутые гребни которых субпараллельны основному направлению гряд. Почти полное отсутствие нор зарывания в грядовых песках отражает высокую энергию обстановки и частое перемешивание песков. Наибольшее движение песка происходит в направлении платформы (преимущественно течением). В «каналах», или желобах, и в нижних частях гряд развиты илистые пеллетоидные пески с норами зарывания, что доказывает боковую миграцию гряд (рис. 10.9).

Эти «каналы» содержат также маломощные отложения менее оолитовых, пеллетоидных и скелетных песков, местами представленные изолированными поперечными дюнами, расположенными на связанных травой биотурбированных илистых пеллетовых песках [663]. Эти поперечные дюны и связанные с ними знаки ряби указывают на течение по оси каналов.

Как и на преимущественно приливно-отливных кластических шельфах (разд. 9.5.2), гряды меняют свою форму под влиянием приливно-отливных потоков, так как в одном канале преобладает приливное течение, в другом — отливное [126, 1786]. В результате дважды изогнутые гряды приобретают S-образную форму и расщепляются парой приливный — отливный канал (см. рис. 9.13). На Багамских банках некоторые каналы оканчиваются образованием лопастной сублиторальной дельты («лопасти свала») оолитовых песков [126]. Эти дельты могут достигать 1 км в длину и 0,5 км в ширину. Сходные сублиторальные дельты встречаются на оолитовых отмелях Персидского залива, где они обычно связаны с отливными течениями [1950].

Во многих районах с активным намывом тесно связана одновременно протекающая подводная межгранулярная цементация [663]. Наиболее распространенным цементом является игольчатый арагонит, но встречается также высокомагнезиальный кальцит из обывествленных водорослевых филламентов. Цементированные корки (хардграунды) также могут быть источником эродированных обломков. Во всех случаях, однако, активная цементация ограничивается районами перемешивания осадка, где вода может свободно прокачиваться через осадок (например, от края шельфа на 17 км в сторону платформы при глубине воды 1—11 м). Водорослевое покрытие матов может сначала предохранять осадок от цементации [1778]. В случае хардгра-

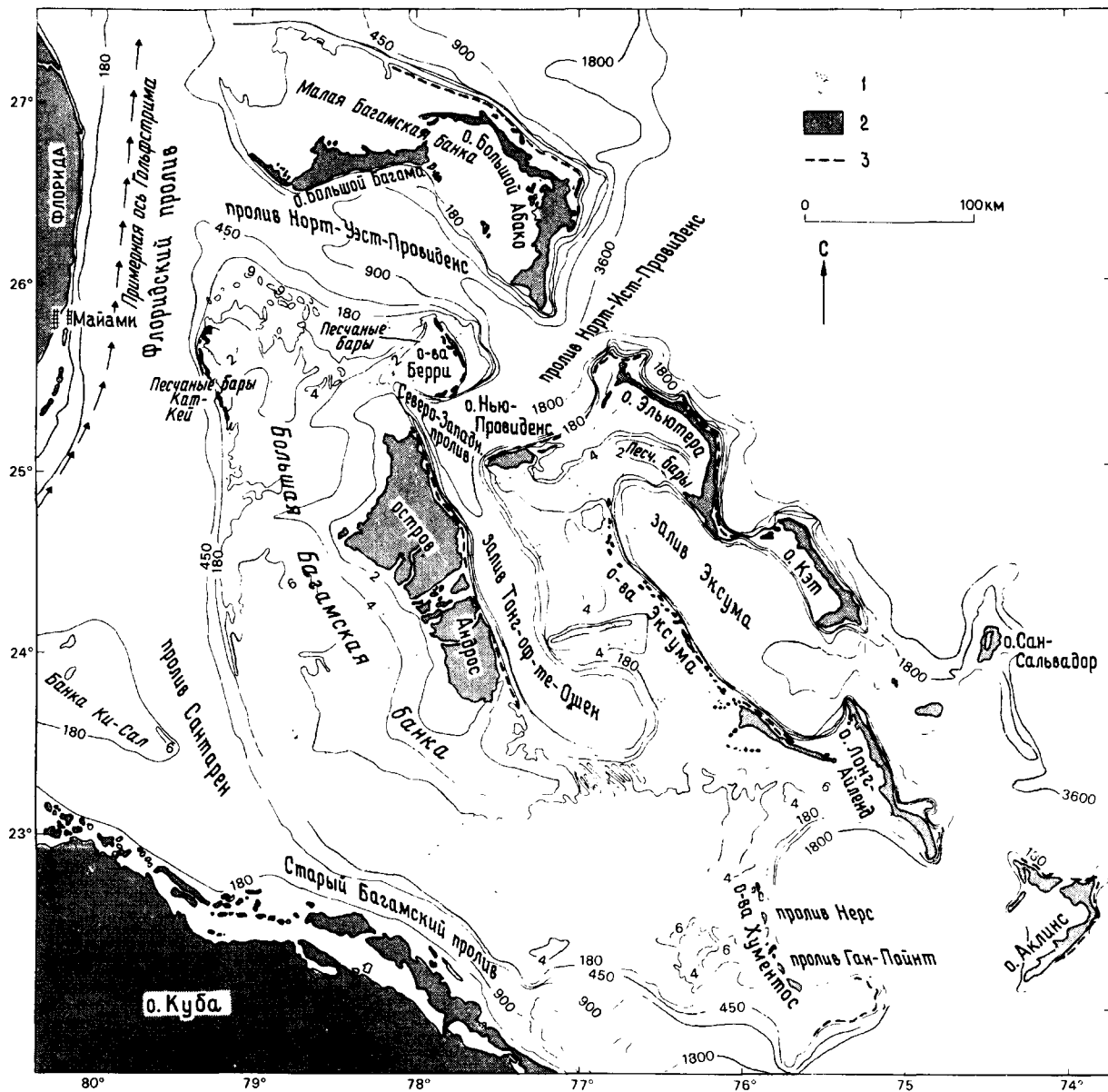


Рис. 10.8. Общая батиметрия района полуостровов Флорида — Багамские острова. Глубины в метрах (по многим источникам, включая [169, 1737]). 1 — острова; 2 — пре-

рывистый барьерный риф или тонкий слой осадков на плейстоценовых породах.

ундов цементация захватывает самые верхние несколько сантиметров осадка (см. также рис. 10.35). Поскольку старые приливно-отливные каналы заполняются, их отмирание приводит к аккреции литифицированных намывов, которые в конце концов превращаются в острова.

Наветренные (преимущественно штормовые) открытые окраины (такие, как северный край Большой Багамской банки, рис. 10.8) характеризуются наличием песчаных тел, параллельных краю платформ. Северный край Большой Багамской банки имеет пологонаклонный глубокий (15—25 м) скальный склон с реликтами рифов на

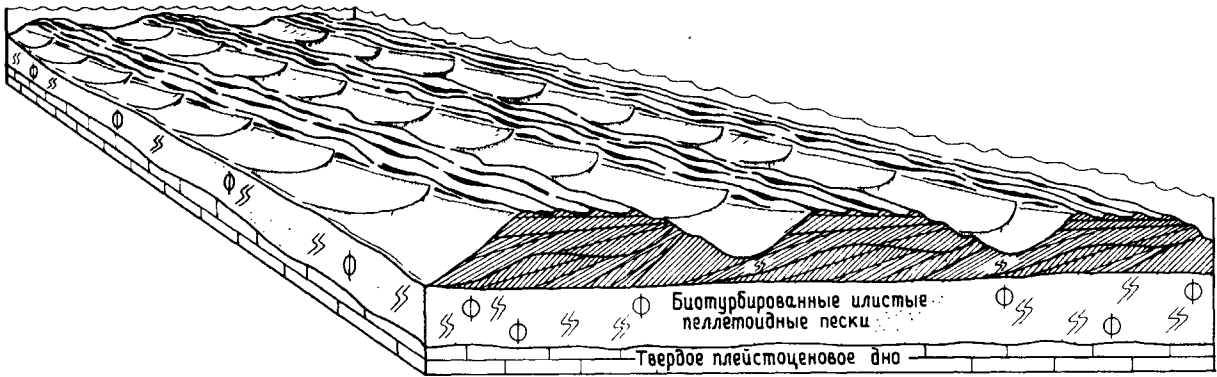


Рис. 10.9. Блок-диаграмма, показывающая часть поля линейно-вытянутых приливо-отливных песчаных гребней. В вершинной части гребней пески чистые, хорошо сортированные, среднезернистые с небольшим количеством зарывающихся организмов. В каналах — интенсивные следы зарывающихся организмов. Крупные поверхности внутри гребней представляют собой реакти-

вационные несогласия или, возможно, хардграунды. Крупномасштабные аккреционные участки мало связаны с более мелкомасштабными дюнами, образующимися в спокойных погодных условиях и расположенными поперек главной поверхности аккреции. Общая высота блок-диаграммы соответствует 6 м; длина волны гребней около 1,5 км (с изменениями по [126]).

кромке шельфа и с маломощной кромкой карбонатных песков. Имеются также крупные линейно-вытянутые скопления оолитовых песков, расположенные в середине платформы, например, банка Макки, которая имеет длину около 30 км, покрыта песчаными волнами и имеет склон высотой 4 м, который указывает на продвижение на запад [1129].

На северном краю Малой Багамской банки (рис. 10.10) активные намывы оолитовых песков (банка Лили) свидетельствуют о взаимном влиянии штормовых и приливо-отливных течений [1126]. Их современное равновесное состояние является результатом трансгрессии на край банки. Первоначально при уровне моря на 3—4 м ниже современного формировалась серия линейных (преимущественно приливо-отливных?) песчаных гребней. При поднятии уровня моря эти гребни длиной 3 км и высотой в 2—3 м отмерли и были стабилизированы морской травой. На банке Лили (рис. 10.10) штормовые течения промыли каналы, которые пересекают банку и оканчиваются либо приливными, либо отливными дельтами («лопасти смыва»). Между этими лопастями располагаются широкие зоны, покрытые песчаными волнами, ориентированными согласно потоку. Отливные течения оказывают небольшое влияние на эти структуры, так как они защищены более мелководными «щитообразными участками» (рис. 10.10), покрытыми симметричными песчаными волнами. В течение штормов эти участки выравниваются, так как песок

транспортируется в сторону платформы, и затем снова восстанавливаются приливо-отливными течениями в постштормовую фазу (рис. 10.11).

Мобильные песчаные пояса обычно обеднены бентосной фауной из-за нестабильности субстрата. Районы активных песков постепенно переходят в краевые участки, где мобильность песков меньше и они колонизируются травой. Здесь на более стабильном субстрате селится мелководное сообщество бентосных организмов и обильны зарывающиеся формы. Ооиды и зерна в оболочке, которые были принесены на платформу во время штормов, слагают «внутренние песчаные покровы», которые в свою очередь постепенно переходят в более илистые осадки обстановок с самым низким уровнем энергии, и поэтому структура их сильно нарушена биотурбацией. Там, где короткие периоды перемешивания донных осадков чередуются с более длительными периодами стабильности, образуются агрегаты сцементированных грейпстонов (см. стр. 285). На Багамских банках большая часть дна с фациями грейпстонов [1944] покрыта травой; эти осадки представлены отмелями и холмами высотой до 30 см, ограниченными высокой морской травой, и конусами осадка высотой несколько сантиметров возле отверстий нор ракообразных.

Более крупные стабилизированные растениями холмы (несколько десятков метров длиной и более 2 м в высоту) могут образовываться при отсутствии сильного воздействия волн. Такие холмы могут определять зональность в распро-

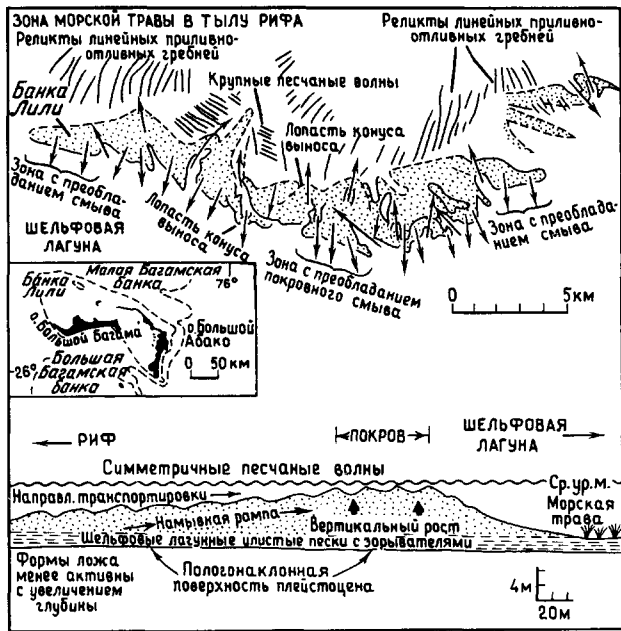


Рис. 10.10. План банки Лили, район Малой Багамской банки. Стрелками показаны основные направления транспортировки осадка, полученные по наблюдениям за ориентировкой песчаных волн и "лопастей свала". Широкие зоны с преобладанием действия приливов разделены прерывистыми преимущественно отливными каналами и зонами выноса [1126].

странении животных и растений [2472, 2473]. В других районах (залив Батабано, Куба) скелетные пески формируют крупные уплощения на поверхности платформы, в частности у краев платформы, где высокая энергия волн и течений препятствует осаждению известкового ила.

**Рифы и атоллы.** Современные коралловые рифы — твердые устойчивые к действию волн структуры, образованные и частично скрепленные организмами. Они представляют собой устойчивые «оазисы» органической продуктивности с высокой плотностью населения, интенсивным метаболизмом карбонатов и сложными пищевыми цепями, окруженные водами с относительно низким содержанием планктона и минеральных веществ [2338]. Шельфовые рифы, растущие на погруженных континентальных окраинах, являются не простыми структурами, а представляют собой гигантские рифовые комплексы, которые включают окаймляющие барьерные рифы и атоллы [1594, 1945, 2420]. Присутствие или отсутствие рифовых поясов контролируется многими факторами, особенно мутностью воды, апвеллингами и уклоном склона.

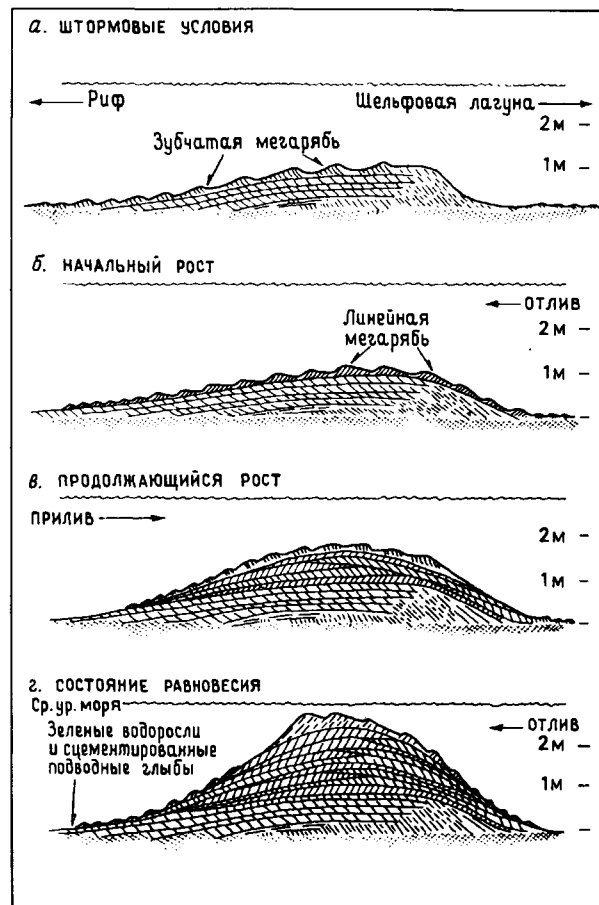


Рис. 10.11. а — конфигурация формы дна с зубчатой мегарябью, мигрирующей на поверхности песчаной волны. б — влияние на форму дна начального отливного потока после шторма с образованием линейной мегаряби поверх эродированной поверхности реактивации. Образуется планарная косая слоистость. в — продолжение роста происходит за счет добавления осадков, отложенных приливными и отливными потоками и ограниченными поверхностями реактивации. г — конечное равновесное состояние с прекращением роста из-за высоких скоростей течения и ограничения потока [1126].

Распространение рифов определяется приливной энергией на шельф и связанным с этим характером гидравлического режима, влияющих на распределение шельфовых фаций.

В рифах отражается баланс между нарастанием вверх каркаса (в основном представленного герматипными кораллами) и его разрушением сверлильщиками, соскребателями и физическими процессами. Крупные коралловые массивы обычно остаются после отмирания, но организ-

мы в положении их первоначального роста могут сохраняться лишь в небольших частях общего рифового массива [1433, 1447, 1520]. Сверлильщики, например черви, губки, двустворчатые моллюски, образуют большое количество ила, тогда как хищные рыбы формируют детрит песчаной или алевритовой размерности, который фильтруется сквозь промежутки в каркасе, где процветает множество других организмов, образующих осадок. Хотя рифы первично представляют собой органические образования (каркасостроители — кораллы и красные водоросли), многие современные рифы скреплены всепроникающим ранним цементом в большей степени, чем истинно органическими каркасообразователями [1242, 1243, 1244, 1247, 1446, 1520] (рис. 10.1).

Коралловые полипы очень чувствительны к дождевым и приливным водам, особенно при низком приливе; основные экологические требования для роста современных герматипных кораллов следующие: 1) мелкие воды (до примерно 80 м); 2) тепло (температура воды 18—36 °С); 3) нормальная соленость (27—40‰); 4) сильная освещенность; 5) обилие пищевых веществ, поставляемых зоопланктоном микрохищникам-полипам; 6) стабильный субстрат для прикрепления; 7) низкая мутность воды [877, 938, 941, 2338]. По этим причинам распространение современных рифов асимметрично: они лучше развиваются на наветренных краях шельфов и островов. Существенно, что многие древние комплексы также показывают асимметрию в росте, но существуют многие трудности в непосредственном моделировании древних построек, основываясь на их современных аналогах [1088, 1520, 1720, 2338, 2429].

Основные биологические и морфологические зоны рифового комплекса имеют постепенные границы и представлены: передовой частью рифа, фронтом рифа с рифовым гребнем, рифовой платформой, тыловой частью рифа [1244] (рис. 10.12). Эти зоны после литификации образуют в более обобщенном виде характерные фации (см. разд. 10.5). При обычном использовании терминология фаций и биолого-морфологическая терминология частично перекрываются, хотя, естественно, они не полностью эквивалентны. Например, в современных рифах передовая часть рифа принимается в качестве зоны живых кораллов и водорослей, включая и зону осыпи [1244] (рис. 10.12), но некоторые исследователи включают эту зону в собственно фацию рифового каркаса ([1520]; рис. 10.12).

В более глубоких водах передовой части рифа (100—200 м) там, где склон становится замет-

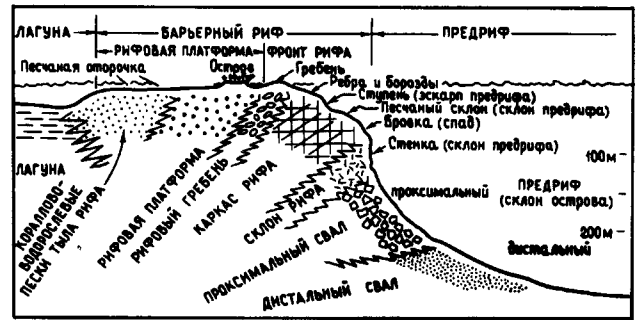


Рис. 10.12. Схематический разрез, иллюстрирующий различные морфологические элементы на обращенной к морю стороне краевого рифа на шельфе Белиза и атоллов. В скобках даны названия, используемые исследователями на Ямайке [1447] для тех же элементов, они описывают фации внутри рифового пояса по [1520].

но положе, располагается пояс пелитифицированного детрита, сносимого с рифа. Эта зона осыпи с низким уровнем энергии волн и с низкой освещенностью имеет небольшие количества твердого субстрата и в общем бедно заселена организмами, в основном ракообразными и морскими лилиями [1244]. Обнаженные блоки пород обычно инкрустированы агерматипными кораллами, губками и серпулидами, но в дистальных частях обломки редки и здесь накапливаются заметные количества бассейнового планктонного материала.

В сторону рифа склон становится круче (50—90°) и представляет собой стенку и склон рифа (рис. 10.12). Освещенность и энергия волн здесь низкие, и в твердом субстрате преобладают мягкие альционарии часто вместе со склероспонгиями [963, 1244]. На глубине около 30 м преобладают рифовые каменные кораллы, которые впервые появляются на глубине около 100 м, но ниже 30 м в основном представлены плоскими колониями, большая поверхность которых адаптирована к улавливанию света [963, 1244, 1447].

Зона наибольшего скелетного роста простирается от зоны прибоя до глубины менее 100 м и представлена фациями фронта рифа и рифового каркаса (рис. 10.12). Здесь создается твердый органический каркас рифа, и в более мелководных районах развиваются гребенчатые структуры шпор и борозд. В настоящее время в наиболее мелководной зоне (от зоны прибоя до глубины 20 м) обычно преобладают ветвистые кораллы *Acropora palmata*, которые известны только с позднего плейстоцена [1242, 1243]. До их появления преобладали массивные, слоистые, полу-

ФОРМЫ РОСТА И ОБСТАНОВКИ РИФОСТРОЕНИЯ СКЕЛЕТНЫМИ МНОГОКЛЕТОЧНЫМИ			
ФОРМА РОСТА		ОБСТАНОВКА	
		Энергия волн	Седиментация
	Тонкие, ветвистые	Низкая	Высокая
	Тонкие, пластинчатые	Низкая	Низкая
	Шаровидные, луковичеобразные, столбчатые	Умеренная	Высокая
	Крепкие, дендронные, ветвистые	Умер.-высокая	Умеренная
	Полусферические, куполообразные, неправильн., массивные	Умер.-высокая	Низкая
	Инкрустирующие	Интенсивная	Низкая
	Табулярные	Умеренная	Низкая

Рис. 10.13. Формы роста рифостроящих метазоа и типы обстановки, в которых они наиболее распространены [1242, 1243].

сферические и холмообразные формы (рис. 10.13). Сообщества кораллов часто образуют отчетливые линейно-вытянутые зоны (рис. 10.14, 10.15), каждая зона параллельна фронту рифа и отражает контролируемые глубиной воды различия физических и биологических свойств среды обитания [916, 1651, 2306]. На вершине растущего рифа в наиболее мелких водах расположен узкий гребень рифа, где при интенсивном воздействии волн скелеты у кораллов инкрустирующие или плоские, а при менее напряженном режиме — инкрустирующие, листовидные или в виде пеньков. Имеется тенденция к горизонтальному росту, что обусловлено уровнем прилива, который существенно ограничивает разнообразие организмов в этих местообитаниях (см. [2420, 2340, 1520]). Обычно здесь распространены родолиты красных водорослей и просверленный и инкрустированный коралловый щель.

Ниже рифового гребня уже на глубине 1—5 м энергия волн и течений уменьшается. Этот прирфовый район называется в целом рифовой отмелью (рис. 10.12, 10.14, 10.15). Здесь часто преобладает детрит и родолиты красных водорослей, но могут присутствовать лоскутные рифы и заросли морской травы. Пески — дериваты

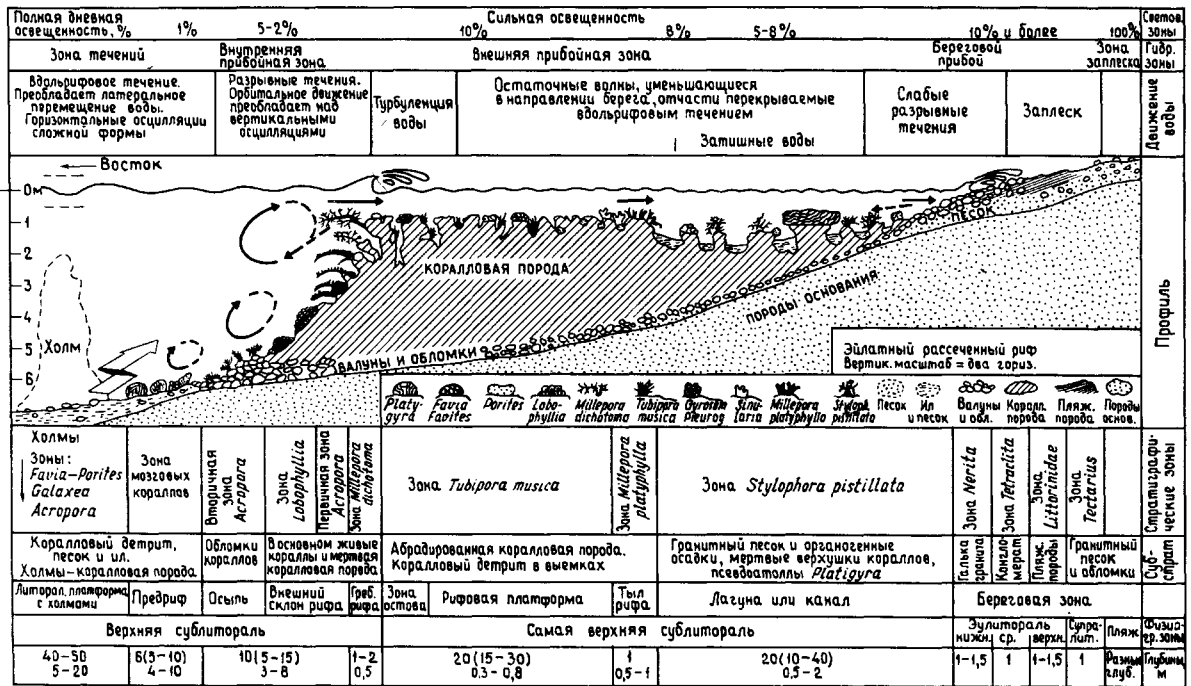


Рис. 10.14. Профиль через северный край рифа Эйлат, показывающий основные экологические зоны и контролирующие их факторы [1651].

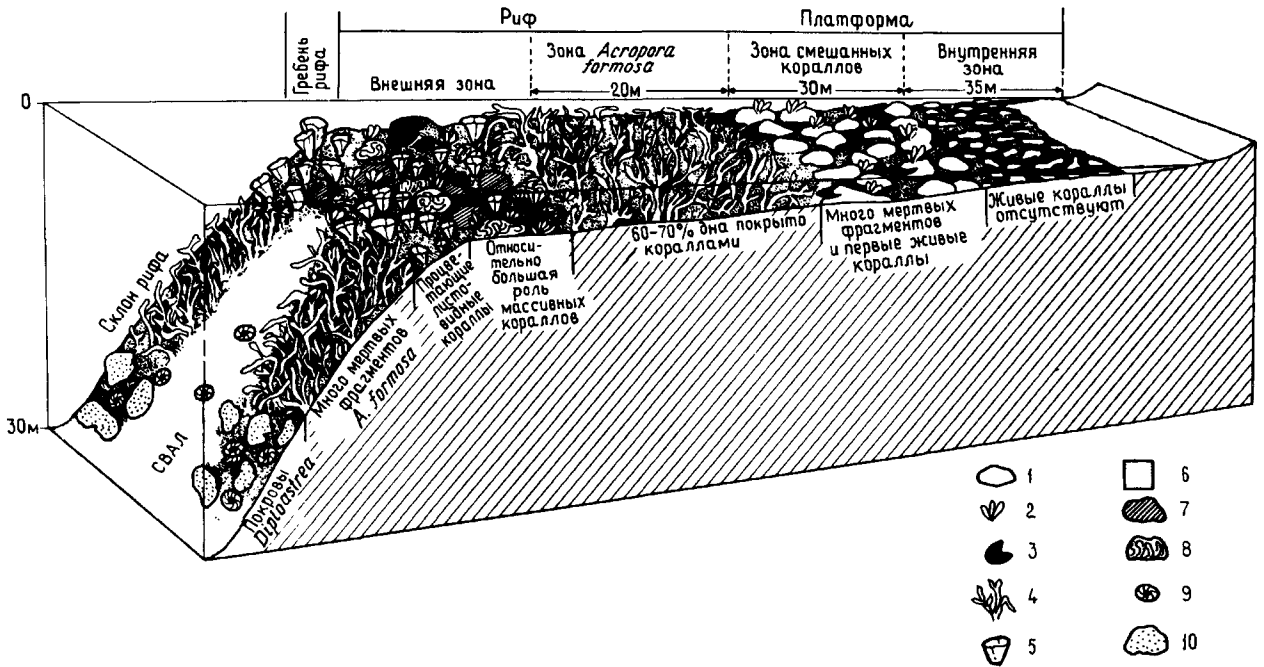


Рис. 10.15. Диаграмма, показывающая зональность кораллов в лагунном рифе, Ган. Показано образование свала на склоне рифа [2306]. Рифовый гребень — зона наиболее активного роста кораллов. 1 — фрагменты

мертвых кораллов; 2 — *A. digitifera*; 3 — *A. convexa*; 4 — *A. formosa*; 5 — *Echinopora*; 6 — песок; 7 — *Goniastrea*; 8 — *Leptoria*; 9 — *Fungiids*; 10 — *Diploastrea*.

рифа — иногда намываются в виде кос и островов. По некоторым классификациям узкая зона рифовой отмели ограничивается со стороны лагуны песчаными фациями тыловой стороны рифа [1520] или покрывными песками [823], и, по мере того как твердый риф дает начало рифовым пескам, места для прикрепления рифовых организмов сокращаются. Это приводит к соответствующему уменьшению питательных веществ и увеличению мутности, в биоте начинают преобладать моллюски, водоросли, фораминиферы, соскребающие, сверлящие организмы и зеленые водоросли (например, *Hallimeda*). В конце концов пояс песка переходит в более илистые фации лагуны или шельфовой лагуны [1638].

Атоллы распространены не только внутри крупных барьерных комплексов, но и образуют районы мелководного карбонатного осадконакопления в открытом океане, которые лучше всего известны в Тихом и Индийском океанах. Большинство атоллов состоит из кольцевой полосы рифов, окружающих круглую или прямоугольную лагуну с плоским дном, на котором могут располагаться изолированные коралловые холмы ([280, 327, 728, 1433, 1632, 2340], статьи в [2420]). В них проявляется концентрическое расположе-

ние фаций (рис. 10.16), хотя наветренная сторона рифовых гребней часто ограничена устойчивой к воздействию низких волн грядой известковых красных водорослей (*Lithothamnium*). Подветренные края могут иметь крутой и неровный склон, что обусловлено оползнями, вызванными штормами [728]. Действием волн рифовые пески выносятся в лагуну, и в этой зоне часто обильно представлены бентосные фораминиферы (рис. 10.16). Глубже 30 м эти фораминиферовые пески замещаются песками с преобладанием *Hallimeda*, но на глубинах более 60 м недостаток освещенности препятствует обильному росту *Hallimeda*, и в осадке снова становятся обильными бентосные фораминиферы. Карбонатная суперструктура океанических атоллов обычно развивается на погруженном основании из вулканических пород [568, 2114].

Сложная история атоллов, как это установлено путем картирования и бурения, включает повторяющиеся эпизоды поднятия и погружения. Фаза воздымания приводит к развитию карста и образованию почвы, накопление фосфатного гуано может приводить к образованию в дальнейшем фосфоритов в виде слоев, корок, оолитов [826].

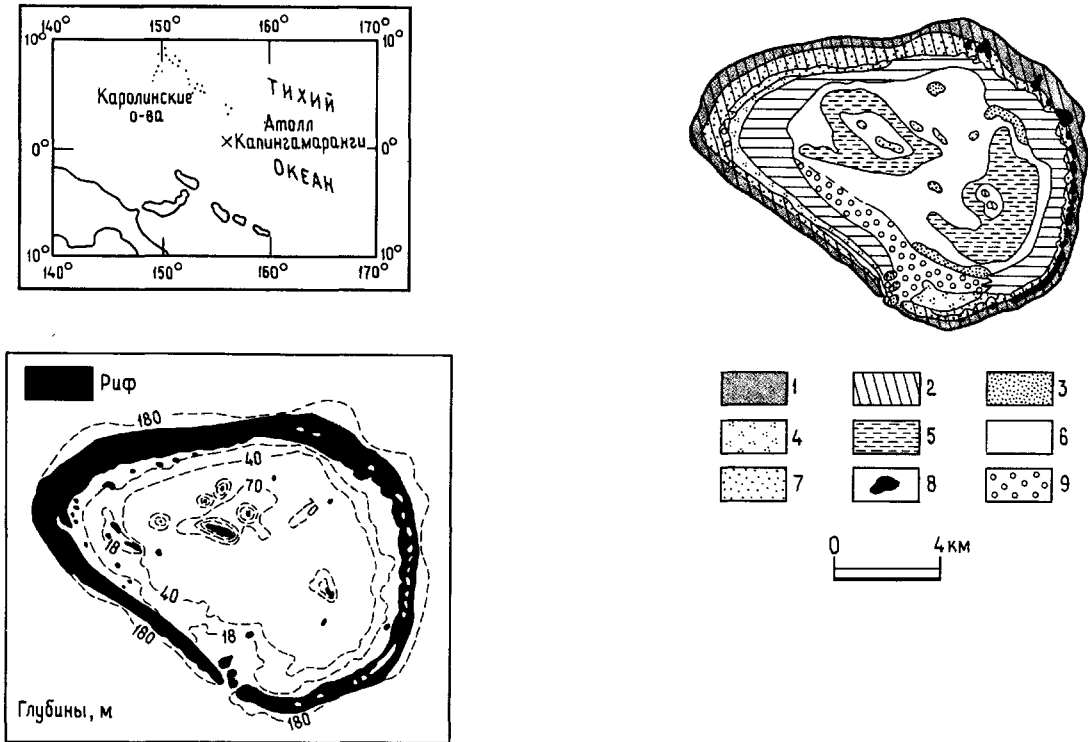


Рис. 10.16. Атолл Капингамаранги, его местоположение, батиметрия (в метрах) и распределение осадков [1632]. Горизонтальными линиями показаны площади с детритом кораллов. 1 — редкие осадки; 2 — риф; 3 — *Halime-*

*da*; 4 — детрит моллюсков; 5 — арагонитовый ил; 6 — известковый песок из *Amphistegina lessoni* (форам.); 7 — среднезернистый известковый песок с *A. madagascariensis* (форам.); 8 — острова; 9 — известковый силт.

Морфология роста многих современных рифовых комплексов, по-видимому, связана с предшествующей топографией, рифы нарастают в виде покрова на затопленном карсте ([1945, 2442]; рис. 10.17).

**Общая фациальная схема.** В древних карбонатных фациях редко бывает видно, что они развиваются вдоль континентальной окраины. Тем не менее карбонатные фации остаются наиболее распространенными породами геологической летописи на континентах и встречаются в качестве фаций эпиконтинентальных бассейнов на склонах различной крутизны и на прилегающих к ним платформах. Распределение изученных фаций (рис. 10.18) на основе опыта исследования эпиконтинентальных карбонатов в виде девяти стандартных поясов показано Уилсоном [2629]. Необязательно в каждом случае присутствуют все девять поясов, и, как мы увидим, такие факторы, как тектонический режим, крутизна склона, уровень энергии в прилегающих бассейнах, являются лишь немногими из тех, которые

влияют на развитие и распределение фаций. Однако концептуальные модели этого типа являются необходимыми, так как в настоящее время отсутствуют аналоги крупных эпиконтинентальных морей, которые покрывали обширные пространства кратонов на протяжении продолжительных периодов палеозоя и мезозоя.

Схематическое распределение фаций, основанное на некоторых приведенных ниже примерах, для сравнения с концептуальной моделью Уилсона ([2629], с. 350) показано на рис. 10.19.

Фациальные пояса эпиконтинентальных «склоновых» и «бассейновых» фаций более детально рассмотрены в гл. 11 и 12.

Стандартные фациальные пояса Уилсона [2629]. 1) Бассейновые фации представлены переслаиванием обогащенных аргиллитовых и пелагических илов, которые накапливаются в глубоких внутрикратонных и краевых депрессиях. Отсутствие освещенности и глубина препятствуют образованию карбоната *in situ*, но известковый ил может поставляться с прилегаю-



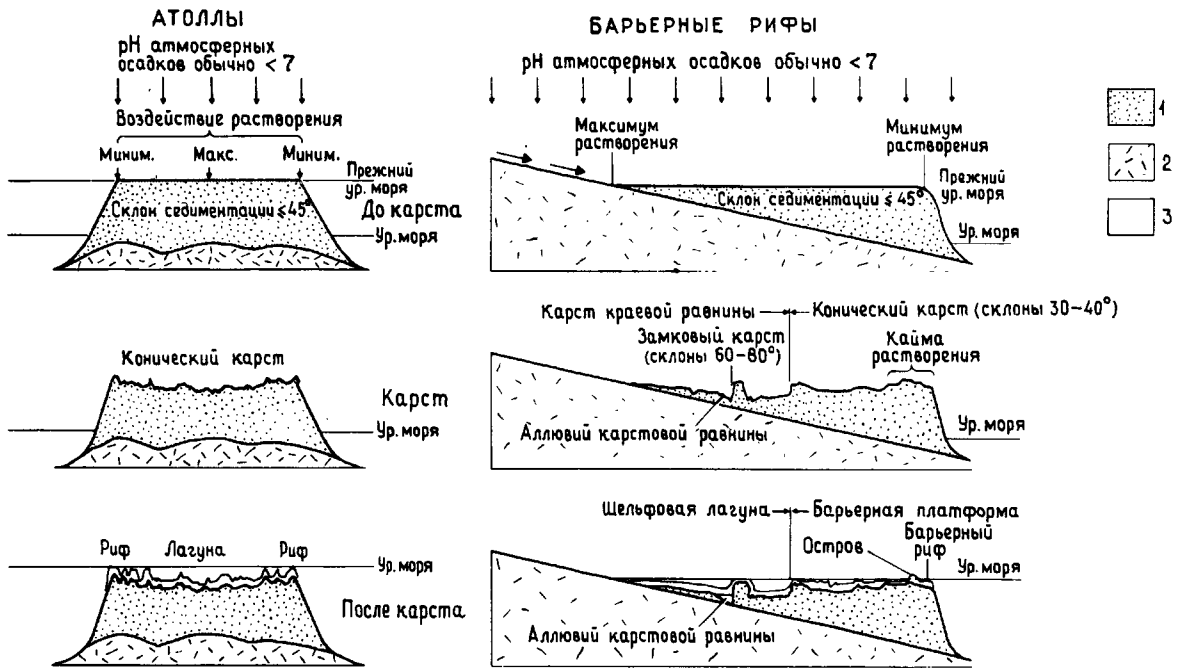


Рис. 10.17. Эволюция атоллов и барьерных рифов в соответствии с прежней карстовой теорией. В обоих случаях их формирование начинается с обнажения тела рифа в субаэральной обстановке и заканчивается осад-

конакоплением в расчлененном карстовом рельефе [1945]. 1 — известняк; 2 — некарбонатное основание; 3 — морские осадки.

щих платформ (до мезозоя) или с платформы из пелагиали (мезозой и позже). Низкое содержание кислорода ограничивает развитие бентосных зарывающихся организмов, и, таким образом, сохраняются сезонная слоистость и высокие концентрации органического углерода. Если замыкание бассейна приводит к повышению солености, то становится возможным осаждение эвапоритов или же замыкание бассейна вызывает эвапоритовое осушение (гл. 8 и 11).

2) Фации открытого моря, такие, как известковые аргиллиты и мергели, формируются в водах с высоким содержанием кислорода в основном ниже базиса нормальных волн, но при чередующемся влиянии штормов.

3) У подошвы платформы, на краю склона (т. е. в проксимальной части передового фронта рифа, рис. 10.12), пелагические и гемипелагические отложения переслаиваются с рифовой осыпью (см. также гл. 12).

4) Отложения переднего склона рифа — аргиллиты, пакстоны и брекчии — в основном состоят из обломков, происходящих с прилегающих краев платформы. Слоистость часто нарушена оползанием. Присутствие или отсутствие фаций

переднего склона может определяться: а) крутизной склона, что контролирует количество переносимых осадков; б) существованием активных рифостроителей на платформе (т. е. и эволюционным и экологическим контролем).

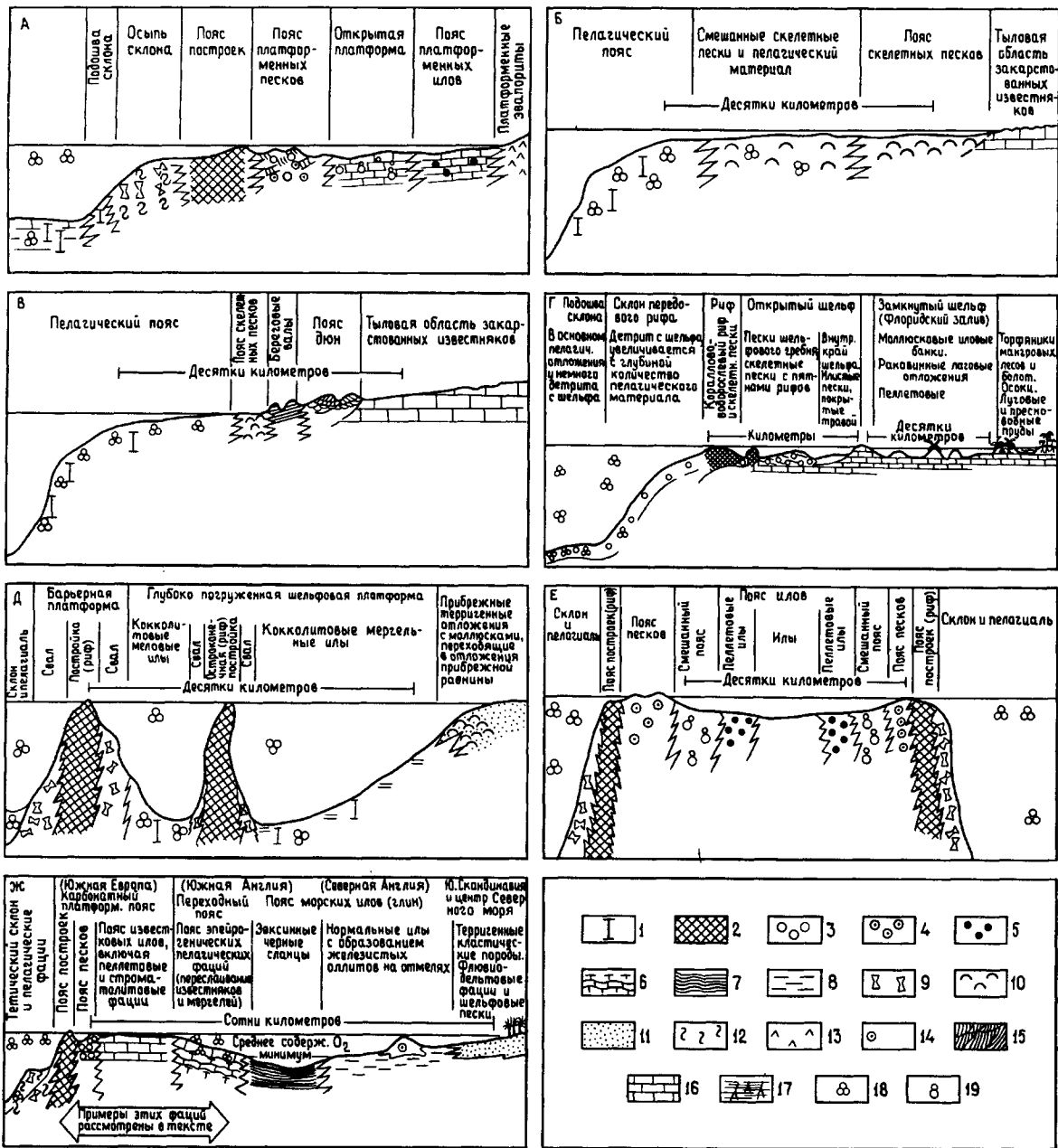
5) Постройки или рифы являются наиболее изменчивым признаком, зависящим от эволюционной способности строителей каркаса и от экологической ситуации на краю, обусловленной гидравлическим и биологическим режимами. Они могут быть представлены иловыми холмами, биокластическими бугристыми рифами и твердыми каркасными рифами обстановки с высокой энергией.

6) Пески края платформы, состоящие из ооидов, пелоидов и скелетных зерен, образуются в турбулентных водах с преобладанием волнового или приливо-отливного режима; вследствие мобильности осадка сообщество бентосных организмов специализированное и несовершенно.

7) Фации открытой платформы формируются в мелких водах лагуны и заливов и состоят в основном из битурбированных микритов, переслаивающихся со слоями штормовых калькаренигов. Из-за сезонности и ограниченного воздействия

СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
НОМЕРА ФАЦИЙ	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Общая обстановка и фации	Бассейн (застойный или эвапоритовый) а) тонкий обломочный материал б) карбонаты в) эвапориты	Неритовая открытого моря а) карбонаты б) сланцы	Карбонаты подошвы склона	Склон а) слоистые тонкозернистые осадки со следами оползания б) участки дельтовитового и известкового песка в) массы известкового ила	Органические постройки («риффы») а) баундстоны б) инкрустирующие массы в) бафлстоны	Пески края платформы а) намывные известковые пески б) острова дюнных песков	Открытая платформа а) тала известковых песков б) участки вакстонов и аргиллитов, биогермы в) участки терригенных осадков	Замкнутая платформа а) биокластические вакстоны, лагуны и заливы б) лито-биокластические пески в приливно-отливных каналах в) известковые илы на приливно-отливных равнинах г) тонкозернистые терригенные кластические прослои	Платформенные эвапориты а) желваковый ангидрит и доломиты на засоленной равнине б) тонкослоистые эвапориты в высыхающих прудах
Литология	Тёмные сланцы или алевролиты, тонкие известняки (застойный бассейн). Эвапориты заполняют бассейн, если происходит высыхание	Известняки с обильными ископаемыми и прослоями кремней	Тонкозернистые карбонаты, местами окремнелые	Различная в зависимости от турбулентности воды на склоне, осадочные брекчии и известковые пески	Массивные известняки, доломиты	Калькаренит-оолитовые известковые пески или доломиты	Различные карбонатные и терригенные породы	Часто доломиты и доломитовые известняки	Неправильно-слоистые доломиты и ангидриды, местами переходящие в красноцветные породы
Цвет	Тёмно-коричневый, чёрный и красный	Серый, зелёный, красный, коричневый	От тёмного до светлого	От тёмного до светлого	Светлый	Светлый	От тёмного до светлого	Светлый	Красный, жёлтый, коричневый
Тип зёрен и осадочная структура	Известковые аргиллиты, тонкие кальцисилтиты	Вакстоны биокластические и из целых раковин, иногда кальцисилтиты	Преимущественно тонкие аргиллиты иногда с кальцисилтитами	Известковые алевролитовые и биокластические вакстоны, пакстоны, литокласты	Баундстоны и карманы грейнстонов и пакстонов	Грейнстоны, хорошо сортированные и окатанные	Различные структуры в грейнстовах и аргиллитах. Биотурбация	Сгустковые пеллетовые аргиллиты и грейнстоны, полочатые аргиллиты, более крупнозернистые вакстоны в каналах	Ангидрит по гипсу, желваковые розетки, пластичатость, неправильная слоистость, каличе
Напластование и осадочная текстура	Очень тонкая слоистость (мм). Ритмичная слоистость, иногда косая слоистость ряби	Биотурбированные, тонко- и средне-слоистые с желваковыми слоями	Незначительная ламинация. Часты массивные линзы сортированных осадков. Литокласты и экзотические глыбы	Следы оползания, участками слоистые, склоновые постройки, экзотические глыбы	Массивные органические структуры и открытый каркас с пустотами. Инъекционные дайки. Иногда строматоксис	Средняя и крупная косая слоистость	Интенсивная биотурбация	Пятна, тонкая строматолитовая слоистость, доломитовые корки. Косослоистые пески в каналах	Ангидрит по гипсу, желваковые розетки, пластичатость, неправильная слоистость, каличе
Терригенные обломочные компоненты	Кварцевый алеврит и глинистые сланцы	Кварцевый алеврит и глинистые сланцы	Небольшое количество сланцев, алеврита и тонкозернистого песчаника	Небольшое количество сланцев и алеврита	Отсутствуют	Местами кварцевый песок	Терригенные и карбонатные хорошо сегрегированные слои	Возможно переослаивание терригенных и карбонатных слоев	Золиниты и терригенные прослои могут иметь существенное значение
Биота	Только планктон и нектон, иногда отложения массовой гибели	Разнообразная раковинная фауна и следы жизнедеятельности, инфауна и эпифауна	Биокластический детрит, в основном с верхней части склона	Колонии целых ископаемых и биокластический детрит	Крупные карманные колонизаторские постройки и связанные с ними сообщества	Немного эндемичных организмов. Специализированное сообщество. Сильно абрадирированные обломки раковин из других частей платформы	Преобладают наиболее толерантные группы (двустворчатые: гастроподы, губки, фораминиферы, водоросли). Менее толерантные группы (цефалоподы, брахиоподы и иглокожие) часто угнетены	Бедная фауна. В основном гастроподы-соскабливатели, водоросли, некоторые фораминиферы (милиолиды) и остракоды	Практически одни строматолитовые водоросли

Рис. 10.18. Пояса стандартных фаций Уилсона [2627, 2628, 2629].



**Рис. 10.19.** Сравнительные модели современных и древних фациальных поясов. А — пояс стандартных фацций Уилсона [2629]; Б — открытый шельф (рампы) современного полуострова Юкатан; В — открытый шельф (склон) поздневисконсинского Юкатана; Г — идеализированный шельф полуострова Флорида; Д — Гондурас; Е — идеализированная окаймленная платформа с шельфовой лагуной [1943, 1944]; Ж — расположение карбонатных фацций на эпйрогеническом шельфе Европы в ранней юре. 1 — меловые известковые илы; 2 — постройки; 3 — известковые пески (недифференцированные); 4 —

оолитовые известковые пески; 5 — пеллетовые осадки (в основном известковые илы); 6 — мергели и прослои известняков; 7 — битуминозные сланцы; 8 — аргиллитовые прослои; 9 — известковые конгломераты и интракласты; 10 — скелетные пески; 11 — терригенные пески; 12 — оползни; 13 — эвапориты; 14 — шамозитовые и сидеритовые железняки; 15 — косая слоистость; 16 — недифференцированные карбонаты; 17 — торф; 18 — пелагический материал; 19 — грейпстоны или агрегаты. *Примечание.* Во всех современных моделях закарстованные породы не показаны.

течений фаунистическое разнообразие может быть низким.

8) Фации замкнутой платформы включают осадки, отложенные в прудах, лагунах и на приливно-отливных низинах. Сильная изменчивость условий в комбинации с плохой циркуляцией воды создает неблагоприятную обстановку, что приводит к низкому разнообразию фаунистических сообществ. Замыкание водоемов и периодическое их высыхание благоприятствуют сохранению строматолитов и образованию полостей усыхания. Корка отложений, возникающая при ранней цементации или доломитизации, составляет интракласты в осадок при воздействии штормов.

9) Эвапориты развиваются в супралиторальных обстановках в аридном климате (гл. 8).

После этого обзора общих аспектов мелководных карбонатных фаций мы рассмотрим некоторые специфические районы карбонатной седиментации, имея в виду, что все современные морские шельфы испытывают в настоящее время очень крупную трансгрессию.

**10.3.3. Примеры открытых шельфов.** Открытые шельфы относительно узкие и редко имеют ширину от берега до кромки шельфа около 500 км. Они относятся к двум главным категориям: 1) шельфы с отложениями, в которых присутствует заметное количество терригенного кластического материала и преобладают карбонатные зерна и которые располагаются в виде отдельных зон, параллельных береговой линии (например, восточная часть Мексиканского залива, Персидский залив); 2) шельфы с крайне небольшим количеством терригенного осадка (например, Юкатан) [941].

*Открытые шельфы с влиянием привноса кластического материала.* Шельф восточной части Мексиканского залива имеет ширину 130 км от берега до кромки шельфа высотой 70 м и простирается к западу от низменного полуострова Флорида, где закарстованность третичных и плейстоценовых известняков служит препятствием для течений. Склон гладкий, без рельефа (уклон увеличивается от 0,4 м/км до 1,6 м/км у кромки шельфа); отложения различной зернистости располагаются параллельно береговой линии и краю шельфа (рис. 10.20).

Большая часть осадка имеет песчаную размерность, количество ила незначительно (рис. 10.20). Небольшие участки раковинной крошки и ракушечника рассеяны на центральной части шельфа; известковый ил распространен только на наружном шельфе. Имеется постепенный переход от терригенных песков в прибреж-

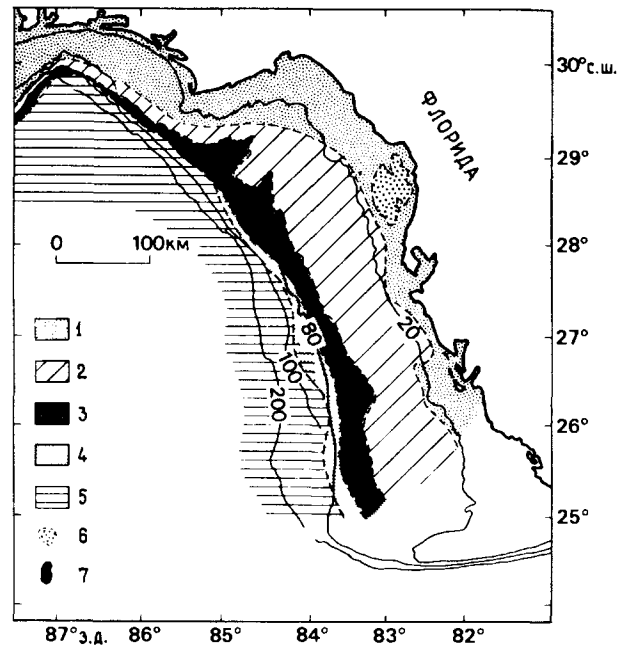


Рис. 10.20. Батиметрия и распределение фаций. Восточная часть Мексиканского залива. Глубины в метрах [941]. 1 — обогащенные кварцевыми песками; 2 — моллюсковые пески; 3 — пески, обогащенные кораллиновыми водорослями; 4 — оолиты; 5 — оолиты планктонных фораминифер; 6 — районы рассеянных кораллов; 7 — гребни, покрытые кораллиновыми водорослями.

ной трети шельфа к карбонатам в оставшейся части дальней зоны. Отложения карбонатного песка располагаются полосами изменчивой ширины, параллельно берегу и кромке шельфа. На внутреннем шельфе среди карбонатных зерен преобладают обломки раковин моллюсков, но с глубины 60 м моллюсковые кварцевые пески замещаются карбонатными песками с кораллиновыми водорослями. Между 80 и 100 м на дне преобладают реликтовые оолитовые пески, состоящие из пелагических и бентосных фораминифер, которые преобладают в глубоководных разрезах. По направлению от края шельфа к суше присутствуют локальные карбонатные постройки в виде гребней высотой до 15 м, которые распространены до глубины около 40 м. Они покрыты ветвистыми и массивными кораллами, мшанками и зелеными водорослями *Halimeda* [973].

Голоценовые осадки редко превышают мощность 1 м и в большинстве случаев являются автотонными (см. разд. 9.2). Оолитные пески, наблюдаемые в настоящее время на глубине 80—100 м, первоначально формировались на

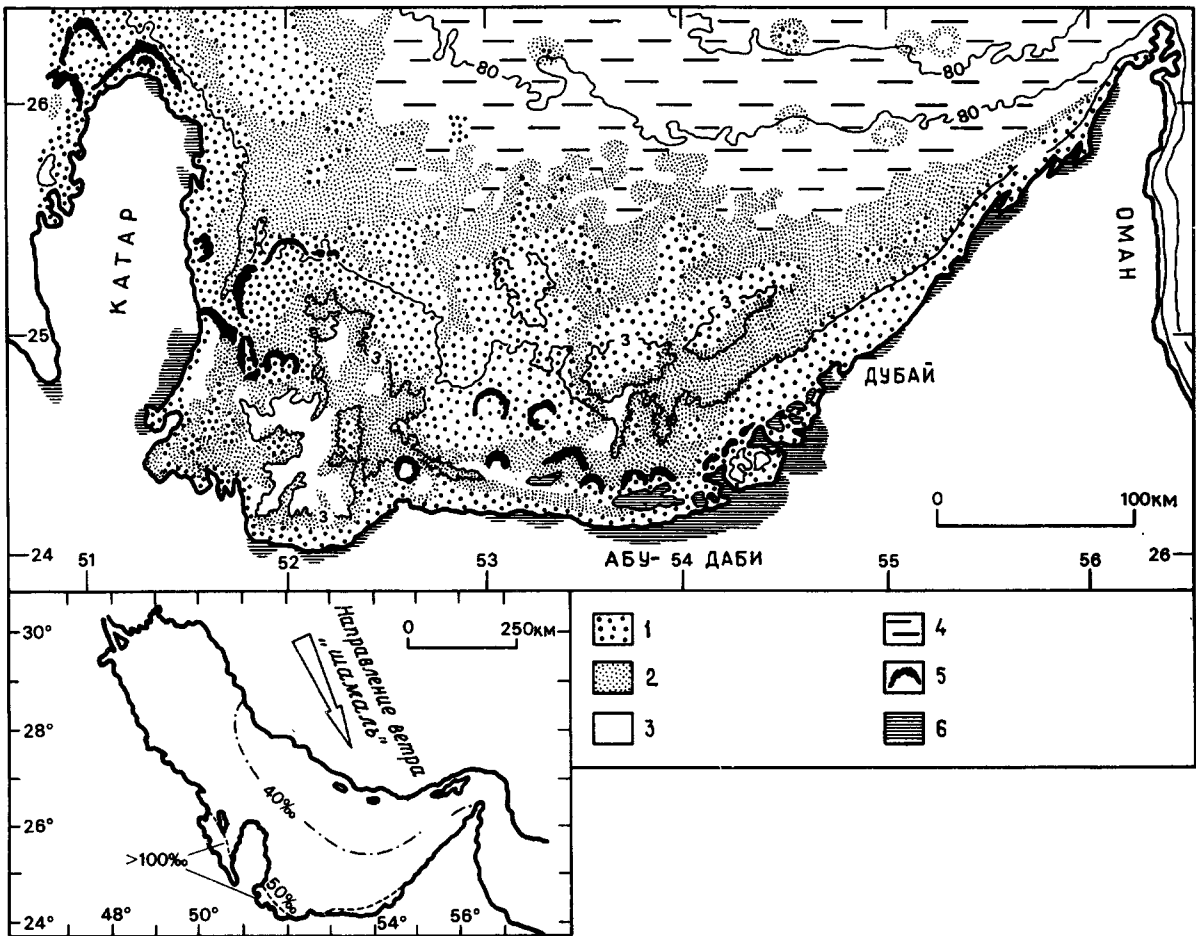


Рис. 10.21. Батиметрия и обогащенная схема взаимоотношений фаций в части южного шельфа Персидского залива [2517] и общая карта залива, на которой показаны изолинии солёности и направление ветра (шамаль), влияющего на шельфовую систему [1951].

1 — пески; 2 — илистые пески; 3 — известковые илы; 4 — морские илы >10% аргиллитовые; 5 — рифы; 6 — себха.

глубине около 5 м в раннеголоценовое время. Моллюсковые пески и пески из кораллиновых водорослей, вероятно, моложе, и оолитовых песков, и песков с *Halimeda*.

Персидский залив расположен в аридном субтропическом районе, имеет открытый шельф длиной 1000 км и шириной 200—300 км (рис. 10.21) [1950, 1951]. Морское дно постепенно погружается на север (средняя общая глубина 35 м), достигая максимума около 100 м и затем более круто поднимается в сторону Иранского побережья. Соляные купола поднимаются в виде увенчанных кораллами холмов и островов, которые местами усложняют относительно простой профиль шельфа, лишь в незначительной степени подверженный структурному контролю

[1309]. Плейстоценовые флуктуации уровня моря (с максимальным понижением до 120 м) периодически обнажали дно шельфа и привели к тому, что оно было прорезано речными долинами и террасами. Таким образом, нынешняя подводная топография формировалась несколько тысяч лет в субэаральных условиях [1309]. Интенсивное испарение и частичная изоляция от открытого океана привели к ненормальной солёности по всему заливу (рис. 10.21), что препятствует росту кодиаций (см. также гл. 8). Плотные рассолы, образующиеся на поверхности дна впадины, поднимают солёность еще на 2—4‰. Вызываемое испарением течение поступает в залив и вместе с волнами и приливами препятствует дефициту кислорода в придонных водах. Преобладающие

ветры («шамаль») дуют с северо-востока (рис. 10.21), и придают дополнительную энергию волнам, сдвигая границу их действия (до 20—30 м), и, таким образом, являются одним из первичных факторов, контролирующих распределение фаций. Биполярные приливно-отливные течения ориентированы параллельно оси залива, в открытых водах их скорость составляет в среднем 50 см/с (на глубине 0—4 м над дном). Диапазон приливов у берега составляет 0,5—1,5 м; они вызывают течения со средней скоростью более 60 см/с, но оказывают лишь незначительное влияние на региональную транспортировку осадка в открытой части залива.

В лагунах на Арабском (наветренном) шельфе оолитовые пески постепенно переходят в сторону моря в пеллетоидные и рифы (см. гл. 8) и далее к пескам из агрегатов и скелетных зерен с преобладанием обломков моллюсков и фораминифер, которые остаются свободными от ила на глубинах от 10 до 70 м. В подошве 36-метровой подводной террасы происходит быстрое изменение фаций от зернистых до сцементированных глиной с преобладанием детрита моллюсков. В направлении к оси залива преобладает ил — осадок, обогащенный двустворками (мергель) и содержащий более 20% терригенного материала, к которому в открытых водах добавляются кокколиты. Терригенный материал поставляется в залив в основном с сезонными потоками воды, образующимися за счет таяния горных снегов на иранской стороне. Влияние речной системы Тигр — Евфрат — Карун невелико, и масса осадков задерживается на маршах. Однако языки терригенных осадков, достигающие мощности 30 м, протягиваются на 100 км в море, к середине залива. Тонкие золотые пески распространяются широко по шельфу. Местами золотые кварцевые дюны надвигаются в лагуны и в мелкие сублиторальные воды. Таким образом, отсутствие флювиального привноса с арабской стороны приводит к накоплению в области действия волн преимущественно чистых карбонатов. Накопление терригенного материала происходит лишь на отдельных изолированных участках. На более глубоких участках шельфа, наоборот, в терригенной кластической «ловушке» ниже уровня действия волн накапливаются карбонатно-терригенные илы.

И восточная часть Мексиканского залива и Персидский залив, несмотря на существенные различия в масштабах, характеризуются параллельными контурами распределения фаций, типичными для открытых шельфов. При гумидном режиме терригенный материал концентрируется в направлении к береговой линии, в аридных ус-

ловиях действие даже удаленного аллювиального процесса привносит тонкий осадок в бассейн.

**Открытые шельфы без кластического материала.** Северо-западный шельф Юкатана расположен между 20 и 23° с. ш. в пределах Мексиканского залива (рис. 10.22). Полуостров Юкатан представляет собой низкую волнистую карстовую равнину, на которой отсутствует поверхностный дренаж. На заполненных почвой низменностях растет густой дождевой лес [1517]. Шельфовый район, занимающий примерно 34000 км<sup>2</sup>, имеет тонкий покров современных отложений, перекрывающих в основном реликтовые осадки.

Шельф рассечен тремя террасами, которые, вероятно, образовались в течение голоценовых поднятий уровня моря [1517]. Ширина платформы варьирует от 160 до 290 км от берега до резко выраженной кромки шельфа на глубине от 82 до 315 м. Отсутствует передовая полоса рифовых барьеров, хотя у изобаты 60 м распространены столбообразные и бугристые рифы, по которым Логан, Хардинг и др. [1514] подразделяют шельф на внутренний (0—60 м) и наружный (60—210 м). Шельф, таким образом, открыт для влияния волн Мексиканского залива и Юкатанского течения.

Диапазон приливов незначительный, нормальный прилив составляет около 30 см. Преоб-

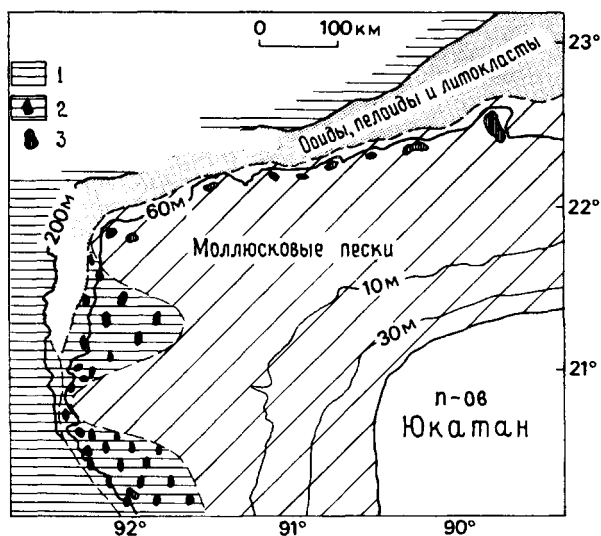


Рис. 10.22. Батиметрия и распределение основных типов карбонатных осадков, Юкатанский шельф, Мексика [1514]. Основные типы осадка (карбонаты): 1 — планктонные фораминиферовые илы и пески; 2 — бентосные и планктонные фораминиферы; 3 — рифы (кораллы кораллиновые и зеленые водоросли).

ладают юго-восточные, восточные и южные ветры небольшой силы. Северные и северо-восточные ветры поставляют больше энергии на шельф, так как имеют большую силу, но слабо воздействуют на дно. Район подвержен действию ураганов, но их влияние недостаточно известно. Годовые температуры колеблются от 24 до 30 °С, но присутствие холодноводного (17—18 °С) апвеллинга на восточной стороне, вероятно, объясняет отсутствие коралловых рифов.

Плайевые лагуны и заболоченные иловые низины с осоками и манграми присутствуют на обращенном к морю краю карстовой равнины, и берег маркируется серией прибрежных дюнных хребтов, параллельных пляжу. Осадки, покрывающие внутренний шельф, представлены скелетными песками с большим количеством моллюсков и ракушечниками. Наружный шельф ниже столбчатых рифов (рис. 10.22) покрыт реликтовыми ооидными, пеллетоидными отложениями с интракластами из нижележащих известняков. По направлению к кромке шельфа глубже 90 м эти пески разбавляются «дождем» раковин современных планктонных пелагических фораминифер, а ниже кромки преобладают пелагические фауны. В северо-восточной части Юкатана, омываемой Карибским морем, годовое испарение превышает выпадение осадков, и под влиянием апвеллинга карибских вод формируются ооиды. На этих подветренных участках образуется серия оолитовых песчаных тел, субпараллельных берегу. Предполагается, что пески одновременны с золовыми дюнами, аналогичными тем, которые формировались в течение плейстоцена [1048, 2545]. При удалении от берега оолитовые пески переходят в биокластические пески и гравийники, а в лагунах тыловой части барьера, где обстановка гипергалинная, образуются отложения с гипсом и галитом [2630].

В течение позднего висконсина (девензия) при низком стоянии уровня моря, когда береговая линия располагалась на отметке – 130 м, была построена серия прибрежных хребтов (золовых дюн), а в удалении от берега накапливались пелагические осадки. С поднятием уровня моря формировалась трансгрессивная последовательность осадков. В период низкого стояния уровня моря карст с края прибрежной равнины распространялся на районы, ныне принадлежащие к внутреннему шельфу, близко к современному краю шельфа развивались гребни растворения и конечский карст [1945].

При последующем поднятии уровня моря побережье наступало, и на останцах карстового растворения развивались биостромы. В позднем висконсине и раннем голоцене на обращенной к

морю стороне карстовых гребней формировались ооидно-пеллетовые калькарениты. После фландрийской трансгрессии при устойчивом положении уровня моря сформировались характерные особенности современных фаций (рис. 10.22); пелагические отложения ниже изобаты 50 м и некоторый размыв осадка на глубине около 110 м. Эта ситуация усложнена биогенным перемешиванием современных осадков с более древними, реликтовыми песками.

На внутреннем шельфе пески из скелетных фрагментов и ракушечники в основном образуются за счет ныне живущих на дне сообществ моллюсков, и в распределении осадков, вероятно, основную роль играет воздействие волн. На кромке шельфа и вблизи него на карстовых останцах образуются крупные рифы и банки.

#### 10.3.4. Примеры обрамленных шельфов.

*Обрамленные шельфы без кластического материала.* Багамские банки и шельф южной Флориды являются остатками единой протяженной платформы, которая в позднемезозойское время включала большую часть полуострова Флорида и протягивалась к северу вплоть до погруженного в настоящее время плато Блейк. Мелководные карбонаты накапливались в этом районе начиная с юрского времени, и этот район является классическим для изучения и моделирования ([735, 736, 914, 1038, 1129, 1737, 1784, 1943, 1944, 2246]; см. также разд. 10.3.2 и рис. 10.8).

Багамские банки располагаются между 22 и 28° с. ш. и представляют собой группу пустынных погруженных карбонатных плато, прорезанных глубокими проливами, например залив Тонгоф-те-Ошен («язык океана»). Район мелководного морского карбонатного осадконакопления занимает около 96 000 км<sup>2</sup> и со всех сторон ограничен крутыми склонами (часто круче 40°), которые опускаются до глубин в сотни и даже тысячи метров (рис. 10.8). На Большой Багамской банке среднемесячная температура поверхностных вод составляет 22—31 °С. В большинстве районов турбулентность вод достаточно велика, чтобы обеспечить относительно однообразное вертикальное распределение температур. Глубина воды редко превышает 15 м, обычно составляет менее 6 м. Преобладающее направление ветров — восточное (хотя зимние ветры дуют с запада), и восточные края банки обрамлены островами плейстоценовых известняков, состоящих из сцементированных золовых дюн. Там, где острова формируют протяженный барьер, циркуляция ограничена, а соленость повышена и накапливается известковый ил. Однако там, где краевые барьеры не непрерывны и течения имеют доста-

точно высокую скорость, формируются чистые известковые пески (см. рис. 10.3.2).

Циркуляция вод на Большой Багамской банке обеспечивается комбинированным приливно-отливным и волновым воздействием. Приливы полусуточные, но сильно зависят от направления ветра и от скорости прилива. Средний диапазон приливов 41 см с максимумом 95 см [940]. Однако уровень воды может локально подниматься более чем на 3 м во время ураганов.

Приливно-отливные воды двигаются на банку и от нее по радиусам, приливные течения немного сильнее, чем отливные. Вблизи открытого океана скорость приливных течений обычно составляет 25 см/с, но в проливах зарегистрированы скорости более 1 м/с. В общем диапазон приливов увеличивается во внутренних частях банки, так что средняя для всей банки высота приливов ни о чем не говорит.

На подветренной стороне острова Андрос, который представляет собой эффективный барьер для свободной циркуляции воды, испарение приводит к накоплению гиперсоленой воды (рис. 10.23). Однако атмосферные осадки (100—150 см в год) препятствуют сохранению эвапоритов, хотя гипс осаждается внутри водорослевых матов.

Указанный характер солености стабилен из-за ограниченной циркуляции, так как избыток воды над банкой перемещается в юго-восточном направлении. Флуктуации солености приводят к незакономерному образованию кальцитового доломита, который заполняет поры и нарастает на игольчатый арагонит в отложениях приливно-отливной платформы и на приподнятых намывных валах, особенно там, где сохраняются линзы пресных грунтовых вод [915].

Неконсолидированные современные (постфландрийские) осадки мощностью лишь в 3,5 м облекают плейстоценовые коренные породы, но в районах накопления песчаных тел их мощность увеличивается. Различают [1943, 1944] четыре основные фации, которые в идеальном случае должны были образовать пять фациальных поясов, параллельных краю банки ([1944], рис. 10.19, Г). «Пятнистость» их распределения контролируется широким развитием предшествующего карстового рельефа. Распределение биотических сообществ контролируется первично и субстратом, и турбулентностью поэтому наблюдается корреляция между распределением сообществ и фациями (рис. 10.24; [1784, 1943, 1944], Куган, см. [1737]).

Мы уже рассматривали факторы, контролирующие состав и распределение фаций (разд. 10.3.2), но, так как организмы обеспечивают тесную вза-

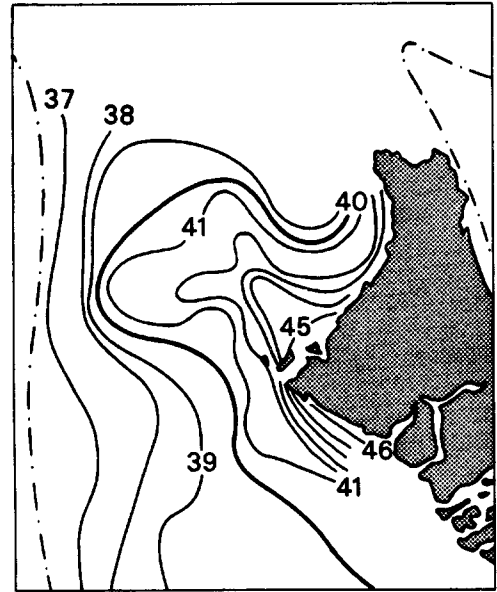


Рис. 10.23. Изолинии солености (в промилле) для Большой Багамской банки в течении мая (из [164]).

имосвязь сообществ и фаций, необходимо более детальное их рассмотрение (рис. 10.2).

В глубоких водах, прилегающих к Малой Багамской банке, располагается серия карбонатных построек [1736, 1779]. В 600—700 м от Флоридского пролива протягивается цепь биогермных холмов — литогерм — высотой 50 м и длиной сотни метров, вытянутых вдоль направления северного течения, текущего вдоль проливу. Эти литогермы сложены затвердевшими концентрическими корками литифицированных глинистых и песчаных карбонатов с разнообразной прикрепленной фауной, включающей криноидеи, агерматипные кораллы и губки, многие из которых ориентированы в направлении преобладающего течения. Хардграунды имеют микритовый цемент из магнезиального кальцита и интенсивно просверлены эндолитами; некоторые полости вымыты течениями («строматокоидные пустоты» по [1779]). На северных склонах банки на глубине 1000—1300 м расположены холмы, построенные из агерматипных кораллов. Эти нелитифицированные постройки имеют высоту 5—40 м и ассоциируются с разнообразными бентосными сообществами альционарий, горгонарий, гидродов, криноидей, усонюгих раков и моллюсков. В ископаемой летописи такие постройки можно отличать от мелководных построек по отсутствию водорослей, относительно низкому разнооб-



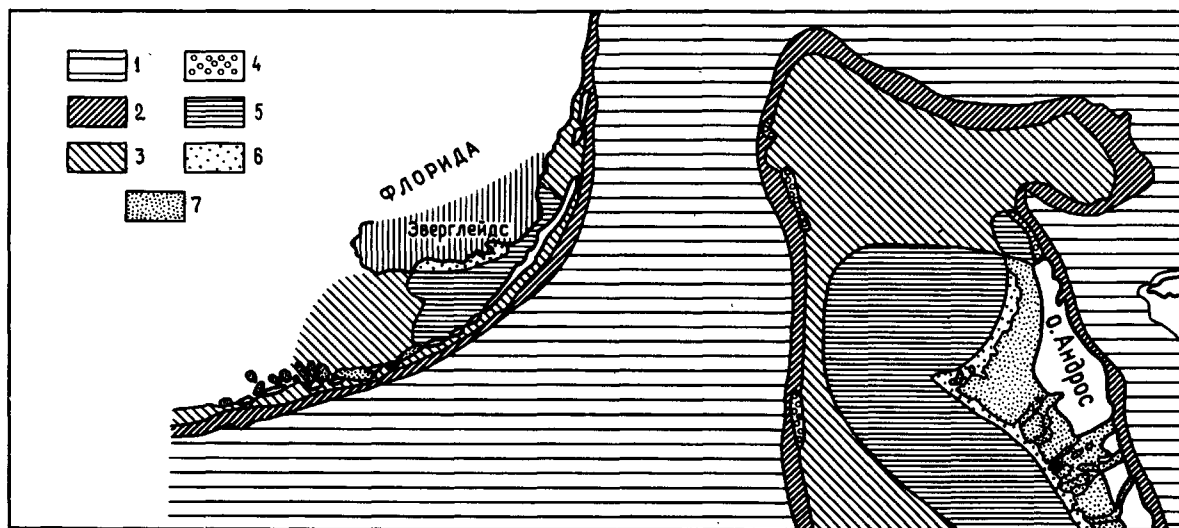
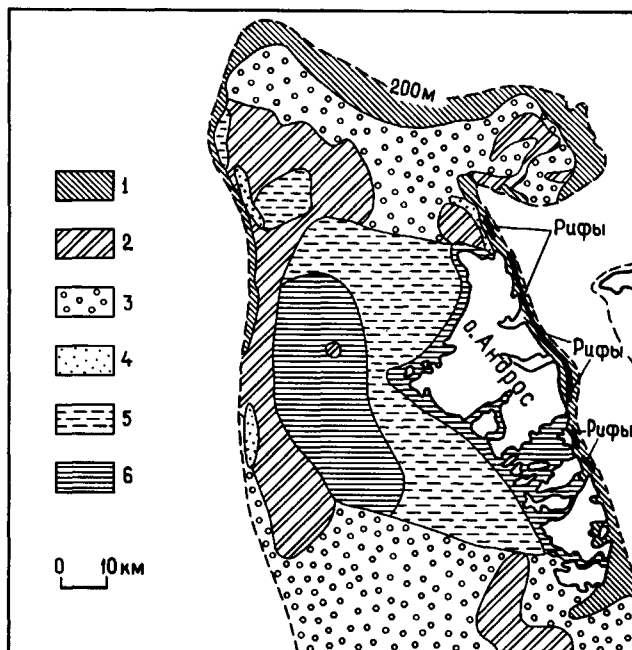
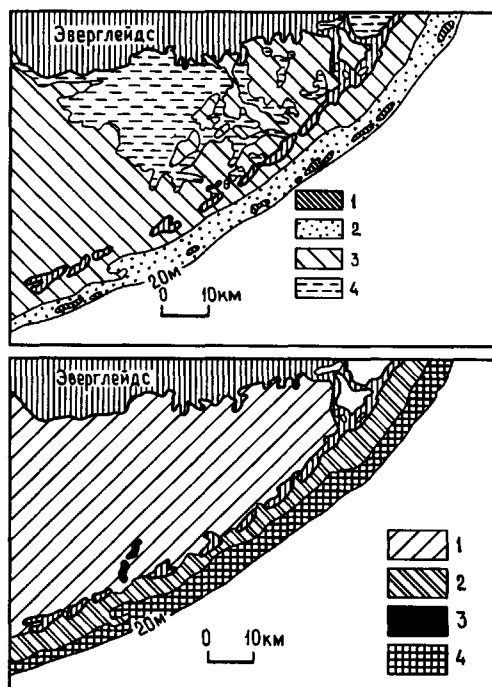


Рис. 10.24а. Текстура осадков на шельфе южной Флориды [941, 2406]. 1 — гравий; 2 — песок (0—10% ила); 3 — песок (10—50% ила); 4 — ил (>50% ила). Содержание карбоната везде 95%.

Рис. 10.24в. Распределение осадков на Большой Багамской банке [1943, 1944]. 1 — кораллово-водорослевые; 2 — оолитовые; 3 — грейпстоны; 4 — оолитовые; 5 — пеллетовые илы; 6 — илы.

Рис. 10.24б. Происхождение карбонатных частиц на шельфе южной Флориды [935]. Преобладающие карбонатные зерна: 1 — моллюски и фораминиферы; 2 — *Halimeda* и моллюски; 3 — *Halimeda*; 4 — *Halimeda*, кораллы и кораллиновые водоросли.

Рис. 10.24г. Биофашии районов Флориды и Большой Багамской банки (по Кугану, см. [1737]). 1 — планктонные фораминиферы; 2 — смешанные *Acropora palmata*, *Plexaurid*, *Millepore* и *Strombus samba*; 3 — *Strombus costatus*; 4 — *Tivela*; 5 — "переходные"; 6 — *Cerithidea costata*; 7 — *Fasciolaria-Batillaria*.

**Таблица 10.2.** Литофации, обстановки и сообщества Большой Багамской банки и соответствующих частей Флориды (составлено по Батерсту [169] и Кугану, см. [1737])

Литофации	Обстановки	Сообщества (биофации)
Кораллово-водорослевые	Риф (внешний риф края шельфа) Сообщество высокого разнообразия, включающее около 30 видов кораллов; коралловый каркас скреплен кораллиновыми водорослями. Ниши в каркасе колонизируются моллюсками, иглокожими, фораминиферами, гидрокораллами, аннелидами, альционариями и рыбами. Развиваются гребни и борозды. Оптимальные условия роста располагаются на глубине от 1 до 50 м. Представлены наветренными рифами во Флориде и на Большой Багамской банке (хлорозойная ассоциация)	<i>Acropora palmata</i>
	Каменная мостовая Распространена в областях тылового рифа, местами развиты пятнистые рифы на скальном дне, покрытом чехлом эфемерных известковых песков. Кораллы (например, <i>Montastrea</i> и <i>Diploria</i> ) обычно с горгонациями и морскими перьями плексауроидами. Преобладают виды инкрустирующие или с цементным прикреплением, во Флориде встречаются также внутри рифовой отмели	Плексауриды
	Каменистое побережье Распространены ограниченно и всегда зональные. Преобладают цементирующиеся или плотно прикрепляющиеся организмы, зеленые водоросли, коралловые водоросли, губки, баянусы, хитоны, гастроподы, двусторчатые и иглокожие. Разнообразие зависит от высоты прилива и степени осушения (хлоралгальная ассоциация)	* <i>Littorina</i>
	Каменистые карнизы и выступы Сублитеральные карнизы развиты вдоль осушаемого побережья. Сообщество переходное к плексауридному. Распространены многие моллюски, встречающиеся на рифе и на каменной мостовой. Кораллы те же, что на каменной мостовой плюс гидрзои <i>Millepora</i> , представленные прикрепляющимися и инкрустирующими видами	<i>Millepora</i>
Оолитовые фации и грейпстоны	Нестабильные сублитеральные пески Встречаются на внешней платформе края банки и непосредственно в районе тылового рифа на Большой Багамской банке и во Флориде. Известковые пески лишь частично стабилизированы морской травой. Поверхность дна со знаками яри, осадок имеет значительную подвижность, затрудняющую условия обитания. Типичная фауна: <i>Strombus</i> , зарывающиеся двусторчатые моллюски, плоские морские ежи (песчаный доллар)	<i>Strombus samba</i>
	Пески, стабилизированные растительностью Наиболее распространенная обстановка с наибольшим разнообразием биоты. Сообщество развито в защищенных водах тылового рифа и на участках открытой лагуны, прилегающих к гребню Большой Багамской банки и во Флориде. На Большой Багамской банке в этой литофации оолиты не образуются, однако в оолитовых фациях около 89%, а в грейпстолах около 83% составляют несkeletalные зерна. Эти зерна представлены фекальными pelletами, илистыми агрегатами, грейпстолами, криптокристаллическими зёрнами и ооидами. Ооиды составляют до 67% зерен в оолитовых фациях и только 15% в фациях грейпстонов. Обычны зеленые и красные водоросли, обильны моллюски (особенно зарывающиеся). Осадок стабилизирован либо водорослями, либо морской травой. Во Флориде ооиды не образуются, но развитие сообщества происходит в физических условиях, сравнимых с условиями Большой Багамской банки	<i>Strombus costatus</i>
Оолиты	Литоральные оолиты гребня банок Литоральные фации, формирующиеся в настоящее время на Большой Багамской банке содержат 90% ооидов. Эти песчаные отмели представляют собой крайне мобильные, свободные от морской травы обстановки, которые локализованы на активно растущих литоральных оолитовых барах. Сообщество не встречается во Флориде. Биота почти отсутствует, за исключением активно зарывающихся червей <i>Tivela</i> , встречаются локально сцементированные литоральные строматолитовые холмы, растущие на осушаемых хардграундах (глубина воды 1—5 м)	<i>Tivela abaconis</i>
Илы и pelletовые илы	Илистые пески, образующиеся при нормальной и повышенной солёности Встречаются в районах вне края шельфа, переходных к илистым побережьям и приливно-отливным равнинам. Сообщество переходное между разнообразным сообществом <i>S. costatus</i> и сообществом эвригалинной мангровой ассоциации. Встречено в застойных гиперсолёных водах на подветренной стороне острова Андрос (рис. 10.21г), <i>Didemnum</i> — тиниката; другие компоненты биоты представлены зелеными водорослями, морской травой, мшанками <i>Schizoporella</i> и кораллом ( <i>Manicina</i> ), встречается несколько видов морских ежей и моллюск <i>Pitar</i> . Поскольку детально проанализировать списки фауны Большой Багамской банки и Флориды затруднительно, это сообщество (биофация) названо «переходным»	<i>Didemnum</i>
	Сублитеральные илистые отложения, образующиеся при изменяющейся солёности Распространены вблизи берегов с толерантной к солёности биотой малого таксономического разнообразия. Присутствуют только два представителя моллюсков — <i>Cerithidea</i> и <i>Pseudocyrena</i> , — неизвестковые дактиляды <i>Batophora</i> , милиолидные и пелероплидные фораминиферы. На Большой Багамской банке занимают районы с привнесом дождевых вод, во Флориде — районы, прилегающие к равнине Эверглейдс	<i>Cerithidea costata</i>
	Литоральная и супралиторальная мангровая ассоциация Илистые литоральные побережья и супралиторальные равнины колонизируются красными и черными манграмми ( <i>Rhizophora</i> и <i>Avicenna</i> ). Защищенные марши, иловые низины, лагунные побережья западной части острова Андрос и иловые острова близ Флориды поддерживают существование этого сообщества. Осадки — строматолитовые, с обильными гастроподами-соскабливателями <i>Fasciolaria</i> и <i>Batillaria</i>	<i>Fasciolaria</i> — <i>Batillaria</i>

\* Указанное сообщество распространено ограниченно и не показано на рис. 10.24г.

разию кораллов и микроструктуре кораллов, обилию планктонного материала и соседству с ассоциациями пелагических фацций. Такие холмы могут быть аналогичны некоторым иловым постройкам, известным в древних карбонатных разрезах ([1736]; разд. 10.5).

Шельф южной Флориды имеет ширину от 6 до 35 км, общую глубину менее 12 м и протягивается по южной оконечности полуострова Флорида в виде широкой арки на 360 км в юго-западном направлении от Майами (рис. 10.24, 10.25). Примерно в 10 км от обрыва шельфа в сторону берега шельф ограничивается дугообразной цепью низких (высотой до 3,5 м) островов-отмелей Флорида-Кис, сложенных плейстоценовыми известняками. Эти мели отделяют замкнутый внутренний шельф, Флоридский залив, от открытого, но частично замкнутого внутреннего шельфа, который в свою очередь ограничен внешним краем шельфа с высокой энергией и непрерывной полосой рифов. От наружного пояса рифов в сторону моря дно погружается до глубины около 30 м под углом около 30° и затем под углом около 1° к подводной террасе (от 200 до 300 м), представленной аккреционным клином осадков шельфового происхождения. Эти террасы оканчиваются крутым склоном, погружающимся во Флоридский пролив (800—1000 м).

Все осадконакопление на шельфе обязано организмам, первично контролирующим распределение сообществ и соответственно осадков, условия субстрата и циркуляцию. Современные фациальные пояса на шельфе располагаются параллельно обрыву шельфа [733]. Наружный

шельф слагается рифами и песчаными отмелями, образующими пояс шириной 3 км хорошо сортированных осадков, накапливающихся с высокой скоростью в чистой воде с хорошей циркуляцией. Наружные рифы у обрыва шельфа имеют коралловый каркас, связанный красными водорослями, их обращенные к морю склоны изрезаны гребнями и бороздами [2443]. Распространены как живые, так и мертвые рифы, и эти рифовые постройки являются наиболее мощным и представительным фациальным поясом [733]. В отдельных местах рост рифов перемежается с фазами накопления известковых песков [733]. Концентрирование песков волнами и течениями образует на наружных рифах серию краевых шельфовых песчаных банок, которые, несмотря на отсутствие ооидов, геометрически подобны поясам песков на Багамских банках (с.17). Распространены также пятнистые рифы, многие из которых размещаются на возвышениях коренных пород. Осадки наружного шельфа на 71% состоят из арагонита и представлены рифовым материалом, детритом рифа. Внутренняя граница песчаных отмелей резко очерчивает край наружного шельфа [2406].

В направлении к островам Флорида-Кис шельф становится все более замкнутым, воды более мутными, меньше перемешиваются и соленость их и температура сильно колеблются (34,4—37,4‰; 15—35 °С). Осадки более глинистые, покрыты травой и интенсивно биотурбированы (особенно *Callinassa*), встречаются отдельные пятна рифов. Основная масса осадка генерируется на месте, в частности за счет водорослей кодаций, которые многочисленны во всех илах и в большей части песков. Около 40% осадка представлено кальцитом и магниальным кальцитом, что отражает относительное увеличение детрита моллюсков и не рифового скелетного материала. Распространены покрытые манграми холмы илистых песков и гравийников, как, например, отмели Родригес-Ки и Тавернье-Ки [2473]. Отмель Родригес-Ки высотой 5,5 м первоначально образовалась за счет небольшой неровности коренного дна, которая была колонизована по краю отмели сообществом *Porites-Goniolithon* (коралл — красная водоросль). Рост банки происходил путем накопления *in situ* зернистых осадков за счет этих организмов и связанных с ними водорослей кодаций (*Halimeda*) и пассивного улавливания ила. В концентрической зоне внутри защитной каймы построек *Porites* развивалось другое сообщество с мангровой зоной на вершине, поднимающейся на 30 см над средним уровнем низкой воды.

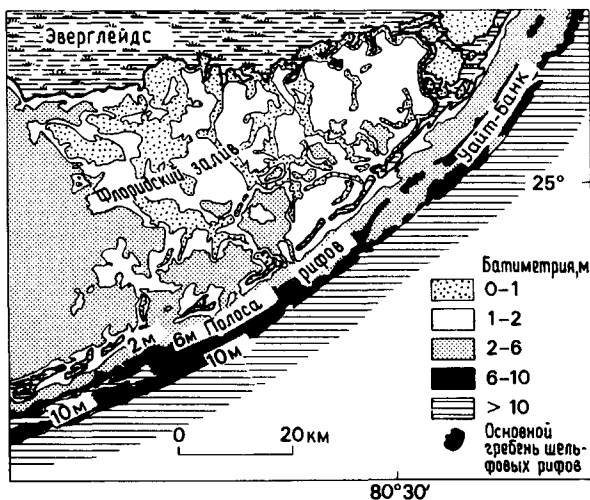


Рис. 10.25. Батиметрия побережья Флориды [935].

Широкий (1550 км<sup>2</sup>) и мелководный (часто < 2 м; рис. 10.25) внутренний шельф (Флоридский залив) протягивается от прибрежных болот Эверглейдс до островов Флорида-Кис (рис. 10.19, Г, 10.24, 10.25). Он представляет собой район линейных, местами покрытых манграми, иловых банок и вдающихся в них открытых вод с сильно изменчивыми температурами (18—40 °С) и соленостью (6—70‰). На юго-запад он переходит в более открытый шельф Мексиканского залива и Западно-Флоридский шельф. Переход отмечается уменьшением количества иловых банок и увеличением обмена за счет приливов [733, 735, 914]. Расположенная в прибрежной полосе Флориды болотистая равнина Эверглейдс представляет собой покрытые осокой травянистые прерии, или «рухляк» («*marl*») по Гебелейну [944]), затопляемые в течение влажных сезонов и подверженные продолжительным засухам в сухой сезон. Рассеянные «холмы», покрытые деревьями и папоротниками, поднимаются над травянистой равниной, на торфяных возвышениях, основании этих холмов служат торфяные подушки, покоящиеся на коренных породах. Понижения в коренных породах заняты полупостоянными прудами, в которых происходит накопление кальцитового известкового ила, часто с интракластами плейстоценовых известняков. Прибрежная зона покрыта густыми мангровыми лесами, растущими на торфяниках. Такие обстановки существовали на всем шельфе до фландрийской трансгрессии (рис. 10.26).

Большая часть Флоридского залива (около 90%) состоит из широких мелких бассейнов («озер») глубиной 1—2 м, содержащих обедненную биоту, дно их представлено скальными коренными породами или лаговыми отложениями из раковин моллюсков. Штормы, в основном северо-восточные, выносят ил из бассейнов, и эти выносы выстилают подветренные стороны построенных травой банок, которые составляют около 10% залива и содержат основную массу осадка [736]. Банки имеют асимметричные склоны с наклоном менее 1°, северо-восточные (под-

ветренные) склоны немного круче и покрыты лаговыми ракушечниками (рис. 10.26). Большая часть осадка иловой банки состоит из известковых раковинных илов, интенсивно биотурбированных корнями трав и норами зарывающихся ракообразных. Образующие штормами котловины заполняются раковинным известковым илом и слоистым известковым илом (см. также с. 17). Вертикальная и латеральная (подветренная) аккреция приводит к колонизации банок манграми, а периодическое осушение увеличивает возможность сохранения слоистости отложенных синезеленых водорослей, пористости типа фенестры и пеллет. При достижении состояния острова холмы могут образовывать раковинные пляжевые гребни и в конечном итоге «холмообразные» шапки древесной растительности, нуждающейся в пресных грунтовых водах [736]. Разрез острова внутри залива (рис. 10.26) свидетельствует о погружении первоначальных постплейстоценовых отложений, образовавшихся в обстановке болотистых низин, становлении открытого залива и о росте иловых банок. В будущем, вероятно, можно будет увидеть заново установившуюся систему болотистых низин Эверглейдс.

*Обрамленные шельфы с терригенным влиянием.* Большой Барьерный риф является крупнейшим в мире скоплением рифов, протянувшимся почти на 2000 км вдоль континентального шельфа Квинсленда (рис. 10.27) [1122, 1594]. Его общая толщина, однако, не превышает 200 м. Шельфовый край линейных (ленточных) рифов, в основном на севере, отгораживает внутренний бассейн с глубиной воды местами до 40 м (в среднем 28 м), где циркуляция воды способствует интенсивному росту рифов (рис. 20.28), особенно в тех районах, которые прилегают к участкам с крутым континентальным склоном [2507]. Размерность карбонатного осадка, целиком биогенного, уменьшается от гравия до ила при удалении от рифа, тогда как размер терригенных частиц уменьшается от песка до ила при удалении от берега.

Терригенные пески и глины поступают на шельф с реками и за счет береговой эрозии, при этом на протяжении 1000 км вдоль северной зоны не впадает ни одной крупной реки, но все равно развивается протяженный пояс терригенных кластических осадков ([822, 1594, 1840], рис. 10.28). Количество атмосферных осадков колеблется по сезонам от 100 до 200 см, но соленость на шельфе нормальная (34,7—35,5‰), хотя на побережье могут формироваться эвапоритовые корки [489]. Энергичная циркуляция воды обусловлена комбинацией приливных течений (диапазон приливов от 1,5 до 10 м) с ветровыми

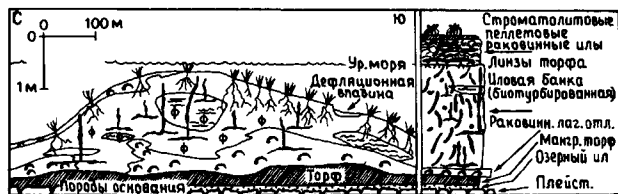


Рис. 10.26. Обобщенный разрез и вертикальная колонка илового холма во Флоридском заливе [736].

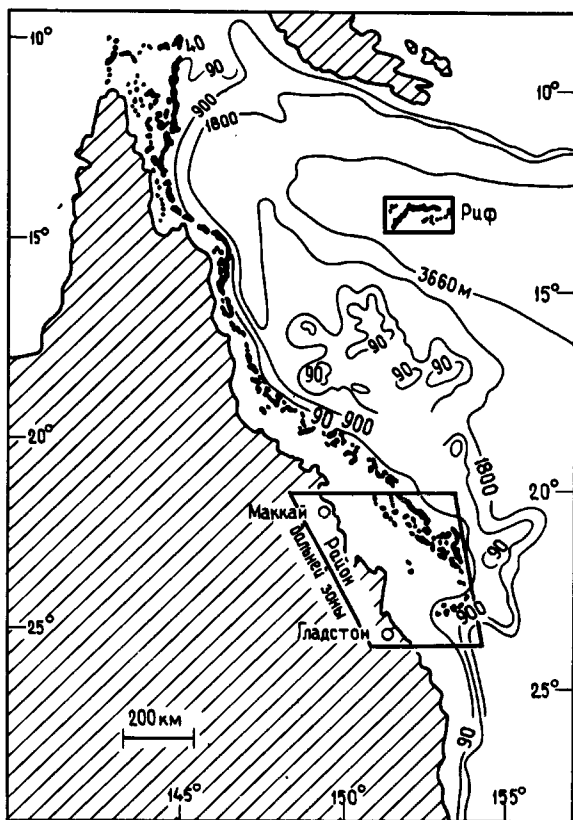


Рис. 10.27. Большой Барьерный риф, восточная Австралия, показаны батиметрия и местоположение района, приведенного на рис. 10.28.

течениями и волнами, которые перекачиваются через рифы в течение большей части года [2339].

Фронт рифа, прилегающий к открытому морю, имеет хорошо развитые гребни и борозды. Рифы построены иногда кораллами, иногда кораллиновыми водорослями. Часто хорошо развита зональность, коралловый покров начинается в нескольких метрах ниже зоны максимальной турбулентности. Области рифовой платформы имеют небольшое количество растущих кораллов или совсем не имеют их и покрыты песком с глыбами кораллов и нитчатыми водорослями [2507]. На внутреннем шельфе под прикрытием барьера рифы изометричны.

Вблизи уровня моря формируются зоны детрита: с наветренной стороны — галечные скаты кораллового детрита удлиненной формы; на подветренной стороне — осыпи валунов и плащеобразные наносы песков рифовой платформы. Эти скелетные пески часто подвижные, но могут иметь разнообразную фауну там, где ста-

билизируются травами (например, *Thalassia*). За счет действия волн и ветра и задерживающего действия растений (например, мангров) могут образовываться песчаные островные «отмели» с развитием на них пляжевых известковых песчаников и почвы [2159]. Рельеф предшествующего карста оказывает большое влияние на морфологию шельфовых рифов. Данные современного бурения доказывают, что от этого зависят характер разрезов и эволюция островов [2442] (рис. 10.29), и подтверждают модель контролируемого конфигурации рифов Парди [1945] (рис. 10.30, 10.17). Шельфовые рифы окружены эллиптическими концентрическими зонами детрита [822, 1559], но влияние рифа редко простирается далее 2 км. Межрифовые карбонаты состоят главным образом из *Halimeda*, моллюсков, мшанок, иглокожих, остракод, кораллов и фораминифер (включая планктонных). Крупнозернистый известковый гравий представлен лагочными отложениями из местных фаунистических компонентов или детритом, происходящим с рифа. В северной части шельфа на глубине 25 м в районах преимущественного роста *Halimeda* располагается серия невысоких гравийных и песчаных «банок» [1839]. Они имеют пологую косую слоистость, длину волны в сотни метров и, вероятно, представляют собой либо приливные-отливные песчаные гребни, либо биогенные холмы, но происхождение их еще нуждается в объяснении.

Более тонкие фракции карбоната являются результатом дробления крупных скелетных фрагментов, а преобладающая часть самого тонкого материала поступает в виде суспензии с рифовой платформы. Большая часть ила имеет наземное происхождение. С возвышенной суши поступают песчаной размерности кварц, полевой шпат, слюда и турмалин вместе с фрагментами гранита и пляжевых известковистых песчаников. Детрит кораллов и кораллиновых водорослей в терригенных песках обычно отсутствует, *Halimeda* редки. Скелетный детрит в терригенных фациях часто ожелезненный [1839].

Рифы образуют побережье, которое подвергается волновому воздействию невысокой энергии и воздействию умеренных приливов. Кварцевые пески, приносимые такими реками, как Бердекин, перераспределяются волнами с образованием пляжевых гребней и барьеров, параллельных берегу, а за счет приливных течений образуются заполненные песком каналы, грубо перпендикулярные береговой линии ([489], см. гл. 6). Воронкообразные выносы реки Бердекин заполнены песками и оканчиваются песчаными устьевыми барами, переходящими латерально в литоральные песчаные равнины. По направлению к

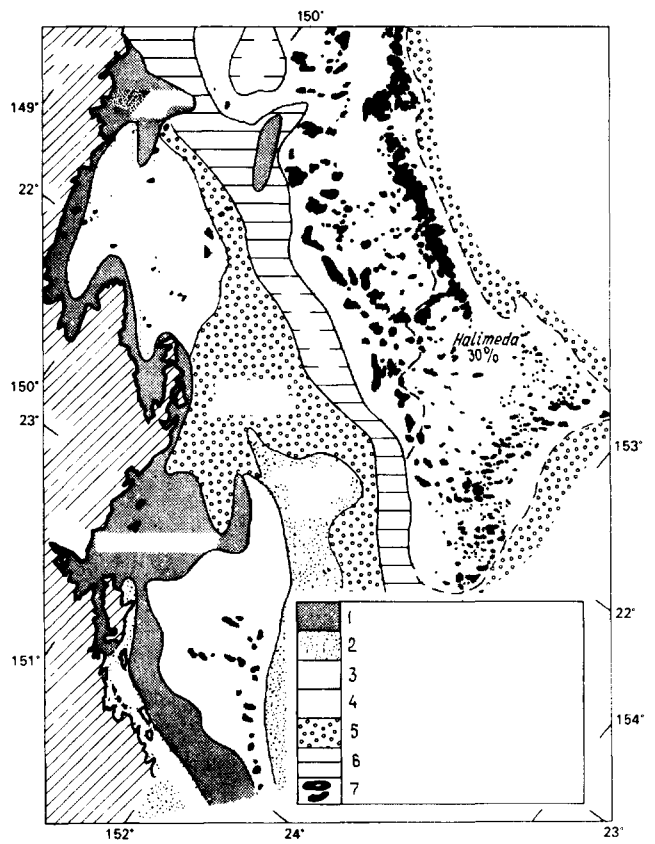
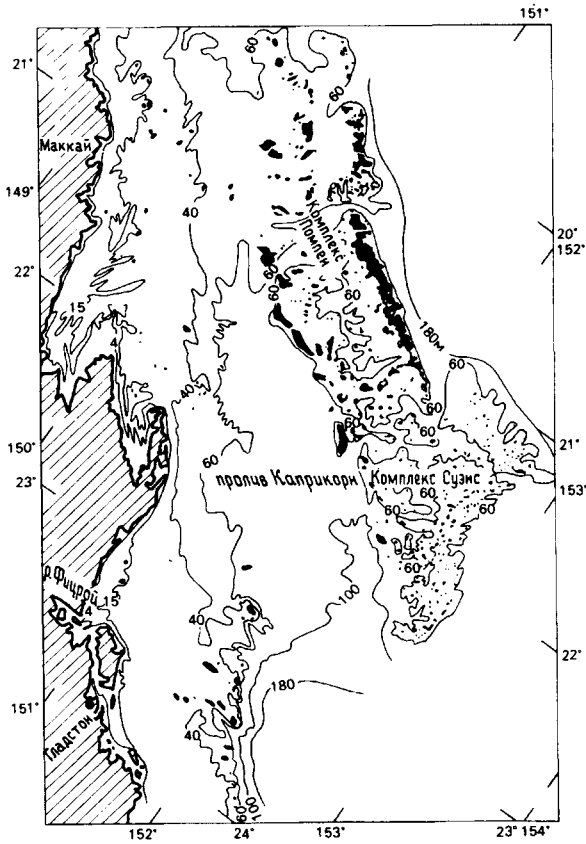


Рис. 10.28а. Батиметрия (в метрах) южной части Большого Барьерного рифа вокруг комплекса Суэис [1594, 1595].

2 — терригенные илстые пески и илы; 3 — межрифовые пески: форам. >30%, моллюски >15%, кораллы >5%, Halimeda; 4 — нерифовые карбонатные пески: >15% мшанки, >30% моллюски, >5% кораллы, форам; 5 — карбонатные илстые пески; 6 — карбонатные илы; 7 — рифы.

Рис. 10.28б. Осадочные фации южной части Большого Барьерного рифа вокруг комплекса Суэис [1594, 1595]. 1 — терригенные пески >60% кварца, ил отсутствует;

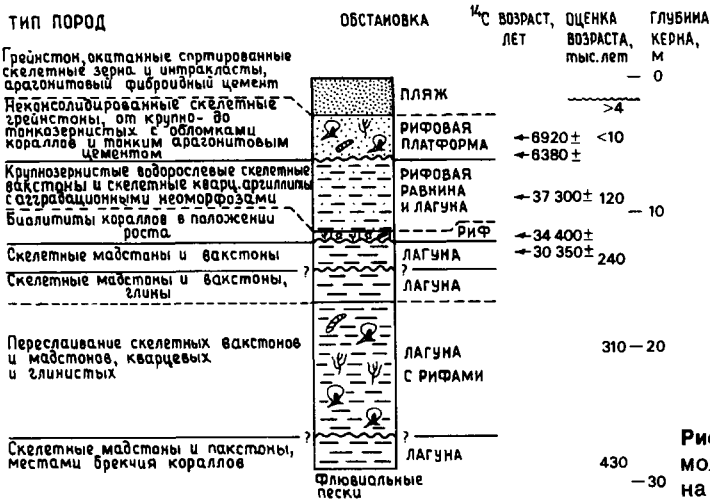


Рис. 10.29. Стратиграфические подразделения и возможный абсолютный возраст фаций в керне скважины на острове Бевик [2442].

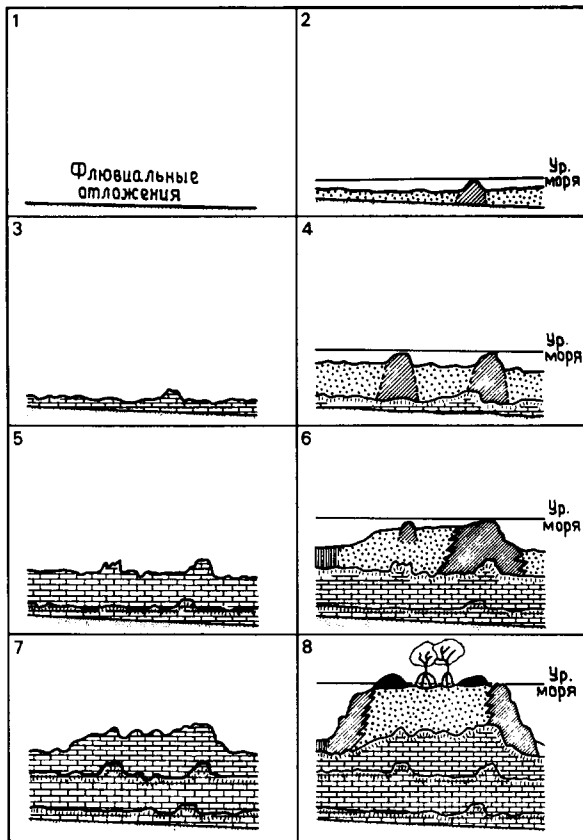


Рис. 10.30. Идеализированная модель развития платформенного рифа с наветренной и подветренной (рифовой) сторон островов в течение четвертичного периода, основанная на данных по разрезу керна скважины острова Бэвик (рис. 10.29) [2442].

берегу песчаные равнины переходят в мангровые болота, а наступание побережья приводит к образованию серии береговых валов, внедряющихся на болотистые низины с мангровыми или на приливно-отливные равнины.

Шельф Белиза, подобно Большому Барьерному рифу, имеет полный диапазон фаций — от кварцевых прибрежных осадков до чистых рифогенных карбонатов, которые разделены узкой, но глубокой шельфовой лагуной (рис. 10.31, [2543]). Таким образом, в этом районе в малом масштабе (250 км в длину и 15—50 км в ширину) представлен диапазон фаций, аналогичный тому, какой характерен для более протяженных шельфов в геологическом прошлом [438, 941, 1396, 1590, 2134].

Район располагается в субтропическом климате с зимними температурами поверхностных

вод в середине шельфа около 26 °С. Диапазон осадков от 70 см в год в южной возвышенной части до 25 см в год в низменной северной (рис. 10.31). Воды открытого шельфа имеют среднюю соленость в 35‰, но по направлению к побережью соленость меняется, падая ниже 18‰ в самом южном районе. Местами пресные воды иногда достигают барьерного рифа [1244, 2543].

Шельф с востока подвергается преимущественно ветровому и волновому воздействию, иногда этот район пересекают ураганы. Приливы здесь в отличие от Большого Барьерного рифа не имеют существенного значения, их максимальный диапазон достигает 1 м, а нормальные полусуточные приливы составляют около 30 см.

Различают три основных района седиментации: барьерная платформа, шельфовая лагуна и прибрежный район с влиянием терригенного привноса. Барьерная платформа имеет ширину 3—10 км, глубина у края шельфа редко превышает 3 м. В состав платформы входят обломочная рифовая платформа, рифовый гребень и интенсивно растущая фронтальная часть рифа (рис. 10.12). Рельеф последней представлен выступами и бороздами. Коралловый риф, почти непрерывный на северном краю шельфа, становится все более расчлененным к югу и заканчивается в Гондурасском заливе. Покров рифовых песков наступает на прилегающие части барьерной платформы, и эти пески выносятся через отдельные проходы в рифе в сторону моря отливными потоками, образующимися за счет разбивающихся на рифе волн. Там, где барьер более расчленен, вынос песка в прилегающие более глубоководные участки, вероятно, больше, чем в зонах непрерывного рифового барьера [1947]. Барьер резко обрывается на крутом, обращенном к морю краю, который интенсивно изучался в последние годы [1274].

В противоположную сторону барьерная платформа погружается к трогообразной шельфовой лагуны, глубина которой по оси увеличивается с севера (около 6 м) на юг (до 60 м). Столчатые рифы и атоллы возвышаются над дном шельфа на глубине до 43 м, более распространены в открытом южном районе и в общем сходны с шельфовыми рифами системы Большого Барьерного рифа. Рифы поставляют большое количество крупнозернистого карбонатного детрита, который концентрируется в виде ореола с подветренной стороны рифов. Обычно прослеживаются хорошие текстурные переходы от инкрустированных водорослями коралловых крупных обломков, образовавшихся в обстановках с высокой энергией, до песков рифового шлейфа, особенно с подветренной стороны собственно барьерного

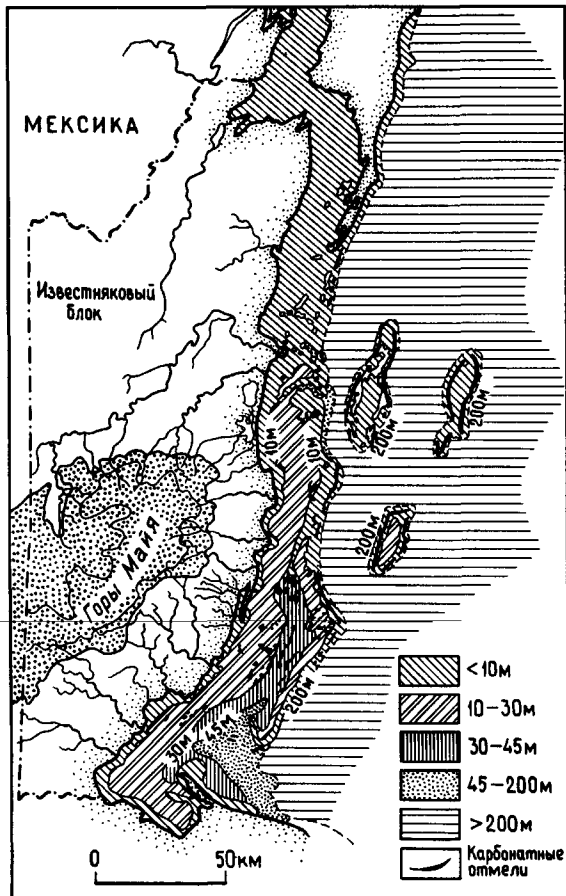


Рис. 10.31а. Батиметрия шельфа Белиза [941, 1946].

рифа. От барьера к берегу происходит сокращение количества кораллового детрита, и в песчаной фации преобладают *Halimeda* (рис. 10.316). Фации более глубоких частей шельфа отражают преимущественно распределение карбонатпродуцирующих биотических сообществ. При уменьшении активности течений, когда возможно отложение взвешенных глин, интенсивно образуются мергели с содержанием карбоната 50—80%. При нормальной солености в осадке обычны пластинки *Halimeda*, но при понижении солености они отсутствуют и важное значение приобретают фораминиферы (милиолиды), моллюски и/или остракоды, так называемая ассоциация *форамол* (рис. 10.316). В более открытых водах южного шельфа накапливается известковый ил, который обычно считают результатом разрушения скелетных частиц, до 30% его происходит за счет перемывания осадка [1590]. Однако от 5

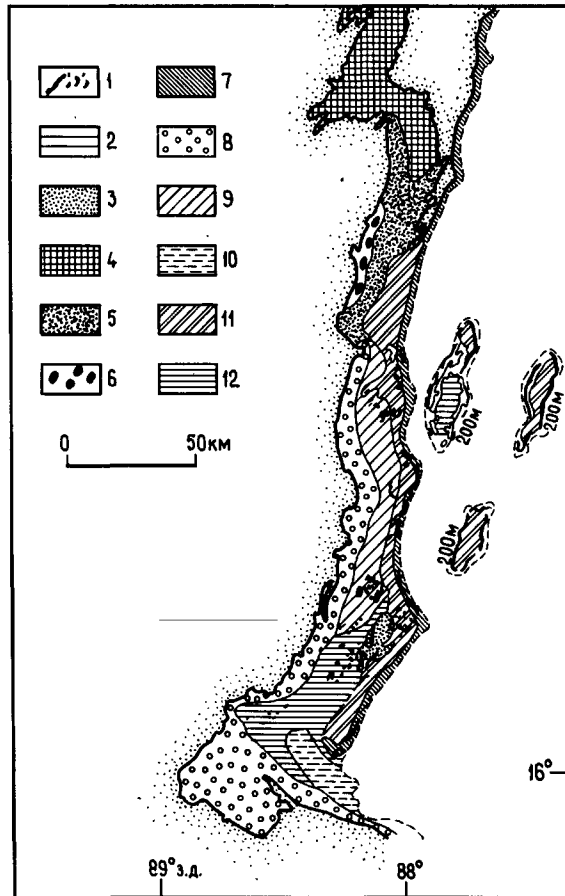


Рис. 10.316. Распределение фаций на шельфе Белиза [941, 1946]. 1 — риф; 2 — моллюсковый известковый ил; 3 — глинистый (мергелистый) осадок с птероподами; 4 — песчаные скрытокристаллические зерна; 5 — моллюсково-фораминиферовые известковые пески; 6 — моллюсковые известковые пески; 7 — кораллы, кораллиновые водоросли и *Halimeda* в известковом песке; 8 — терригенные пески и илы с моллюсками; 9 — моллюсково-фораминиферовые известковые илы; 10 — фораминиферовые мергели; 11 — пески, обогащенные *Halimeda*; 12 — илы, обогащенные *Halimeda*, небольшое количество мергеля.

до 20% этого мергельного осадка (рис. 10.316) состоит из кокколитов, населяющих саму лагуну, и так как это наиболее обильный компонент осадка, который может быть достоверно идентифицирован, такой осадок можно рассматривать как «кокколитовые илы» [2134]. В южной шельфовой лагуне присутствуют также птероподы, но они в основном сильно разбавлены *Halimeda*. Однако местами они также могут составлять основную фракцию осадка (рис. 10.316),



но только там, где соленость поверхностных вод нормальная. Таким образом, на этих участках лагуны на глубинах между 30 и 45 м образуются фацции, которые рассматриваются как типичные для пелагического пояса. Это указывает на возможность образования таких фацций на мелководных эпиконтинентальных шельфах в мезозое и кайнозое (рис. 10.19, Д, гл. 11, [1947, 2134]).

Воды залива Четумаль на крайнем севере имеют соленость от низкой (1‰) до гиперсоленой. Основная масса тонкого осадка представлена перекристаллизованными криптокристаллическими зернами, состоящими из низкомагнезиального кальцита, и представляет собой микритизированный скелетный детрит, привносимый штормами [1953]. Некоторые зерна слегка сцементированы и образуют агрегаты.

По направлению к берегу, в особенности на южном шельфе, прилегающем к зоне течений, развиты биотурбированные глинистые кварцевые пески, а на расстоянии меньше 2 км от берега образуются мобильные кварцевые пески с мегарябью. Реки, приносящие терригенный детрит, имеют небольшие дельты, которые в южных районах, прилегающих к более открытым водам, подвергаются преимущественно волновому воздействию с образованием береговых валов, барьеров, лагун и мангровых маршей. Дальше к северу под прикрытием более полно развитой рифовой платформы дельты, например дельта реки Белиз, более удлиненные, с преимущественно речным режимом [1120].

Глинистые минералы в шельфовых осадках имеют в основном обломочное происхождение, и их распределение частично отражает различия в источнике происхождения. Богатый монтмориллонитом осадок на севере происходит за счет обогащенных известью почв, тогда как каолинит-иллит-монтмориллонитовые глины юга отражают их происхождение из более щелочных почв. Распределение глин по шельфу также различно, на него влияет то, что монтмориллонит осаждается преимущественно в более глубоких, удаленных от берега водах. Иллит и каолинит концентрируется ближе к берегу [2163], такие же соотношения обычно наблюдаются и в древних разрезах.

*Ассоциации риф — аллювиальный конус выноса.* Из-за своих экологических требований рифы обычно растут вне крупных аллювиальных выносов. Исключением являются рифы, связанные с аллювиальными выносами в районе Красного моря, особенно рифы заливов Суэцкого и Акаба, где малое количество атмосферных осадков (менее 10 мм в год) обеспечивает условия солености и движения воды, позволяющие поддер-

живать существование рифовых сообществ [401, 868, 998, 1651, 2188].

Заливы Суэцкий и Акаба — молодые активные рифты, находящиеся в начальной стадии открытия Красного моря. Рифы, окаймляющие скалистые побережья, в особенности те, где обнажается кристаллическое основание, представляют собой узкий (10—500 м) рифовый пояс, соединенный с берегом вытянутой (шириной 0,5—1,0 км) лагуной. Со стороны моря риф ограничен крутым (7—14°) склоном. Его наступания в сторону моря не происходит. Из-за недостаточного количества материала для образования платформы, пригодной для колонизации кораллами, он не проградирует в сторону моря. Но там, где выносы вади образуют единичные или сложные комплексы конусов выноса, профиль глубины становится более пологим и параллельно периметру конусов образуются барьерные рифы (рис. 10.32).

Хотя разнообразие кораллов высокое, несмотря на расположение на 30° с. ш. (рис. 10.14), случаются периодические события массового вымирания, связанные с непредсказуемо низкими приливами и затоплением пресными водами, которые ингибируют стабильные процессы биотической сукцессии, и имеет место монополизация [1543]. Живые рифы развиты на постфландрийских покровах, либо на плейстоценовых рифах, либо на аллювиальных осадках. Края рифов [1651] представляют собой низкий склон (на глубине более 20 м), где могут подниматься коралловые холмы и имеются интенсивные заросли морской травы и мягких кораллов. Фронт рифа и рифовая стенка (до глубины 20 м) являются зоной, наиболее благоприятной для роста кораллов, имеют выступы и борозды, развивающиеся перпендикулярно фронту отражения волн, и имеют участки скелетных песков и зоны свала. Рифовые платформы ровные или с углублениями и прудами, в которых накапливаются перемешанные карбонатные скелетные и терригенные пески (рис. 10.14). Пески интенсивно биотурбированы ракообразными и укреплены морской травой. Здесь обычны также родолиты красных водорослей и крупные дискоидальные фораминиферы, местами преобладающие в песчаной фракции. Зоны рифовой платформы и фронта рифа прорезаны отдельными каналами, которые являются продолжением основных конусов выноса. Они заполняются аллювиальными песками и гравием, и их радиальное расположение отличается от рельефа борозд и выступов фронта рифа. При внезапных затоплениях по этим каналам проходит масса терригенного материала. Литоральные зоны имеют низкий штормовой

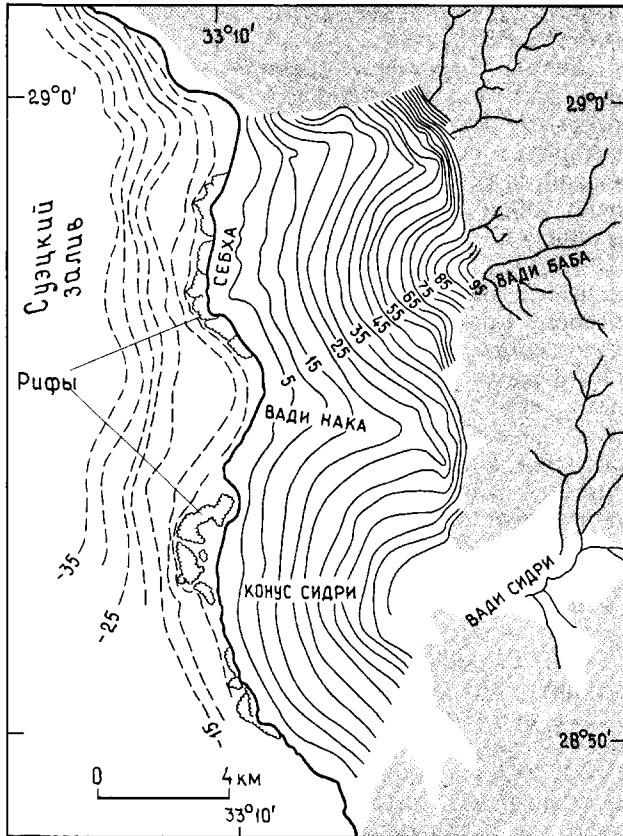


Рис. 10.32. Карта равнины Баба, восток Суэцкого залива, показывающая распределение рифов, дальней зоны, себха и топографию конусов выноса [401, 2188]. Интервал горизонталей 5 м.

пляж (до 1 м высотой), местами обогащенный детритом раковин моллюсков, иногда на некоторых участках развивается сцементированный известковый песчаник. Терригенные пески часто с высоким содержанием обломков изверженных и метаморфических пород имеют морской вадозный арагонитовый цемент. Гиперсолёные пруды содержат водорослевые маты и эвапориты (см. разд. 8.5.2).

Отложения раннего и среднего миоцена, как обнаженные, так и погруженные в Суэцкий залив, имеют такие же фациальные взаимоотношения (рис. 10.33 [401]), как и плейстоценовые рифы в этом районе. Это свидетельствует о том, что и в геологическом прошлом, когда могли существовать продуценты рифов, такие ассоциации развивались.

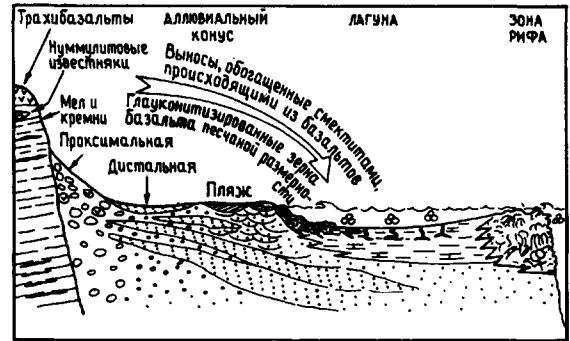


Рис. 10.33. Схематическая реконструкция миоценовой ассоциации конус выноса — риф, по материалам разрезов в вади Баба и Сидри (рис. 10.32) [401].

#### 10.4. ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ НАКОПЛЕНИЯ ДРЕВНИХ ТЕПЛОВОДНЫХ ШЕЛЬФОВЫХ КАРБОНАТОВ

Реконструкция обстановок накопления древних шельфовых карбонатов, как и других осадочных пород, включает: а) выявление фаций и их последовательности, б) увязку этих наблюдений, проведенных обычно в отдельных точках, с хроностратиграфической шкалой и в) составление структурных и фациальных карт и блок-диаграмм в идеале для изохронных подразделений. Эти интерпретации могут привести к созданию региональной модели процессов, в которой учитывается влияние тектонических и эвстатических процессов. Около 50% мировых запасов нефти обнаружено в карбонатных породах, и распределение фаций в них сильно влияет на качество залежей; наилучшие пористость и проницаемость часто связаны с грейнстонами и пакстонами. Однако такое же значение, как и фации, имеют диагенетические факторы, в особенности связанные с выходом пород на поверхность. Независимо от того, вызвано ли это изменением уровня моря (локальными или глобальным), эпейрогеническими движениями или отступанием береговой линии, результатом обычно являются развитие водоносных горизонтов, выщелачивание пресными водами и интенсивное развитие пористости (рис. 10.1) [165, 449, 741, 1519]. Вследствие того что диагенетические эффекты, такие, как всепроникающая доломитизация, могут затруднять или даже исключать распознавание фаций, часто необходимо включать в модели данные по диагенезу, чтобы предсказать региональные тенденции в развитии пористости — проницаемости. Но рассмотрение та-

ких моделей, так же как и других важных признаков, таких, как трещиноватость, выходят за рамки этой главы.

**10.4.1. Стабильные изотопы кислорода и углерода в интерпретации фаций.** Стратиграфические и петрографические данные дают основную массу информации для интерпретации фаций, но изучение изотопов и элементов-примесей также является важным свидетельством истории осадконакопления и диагенеза карбонатных разрезов. В этом разделе приведены данные об использовании стабильных изотопов, их определение при изучении фаций котируется весьма высоко. Наиболее применяемыми в седиментологии отношениями стабильных изотопов для характеристики карбонатов являются отношения  $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$  и  $^{13}\text{C} : ^{12}\text{C}$ . Изотопный состав выражается величиной этих отношений сравнительно со стандартным образцом. Результаты обычно представляются в виде  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  и  $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$  PDB, в которых стандартом нуля PDB является меловой белемнит. Для всех других веществ, кроме карбоната, включая морскую воду, обычно используется стандарт средней океанской воды (SMOW;  $\text{O}\text{‰ PDB} = +30,9\text{‰ SMOW}$ ). Общий обзор по стабильным изотопам дан в работе Артура, Андерсона и др. [95], а обзор по литификации известняков — Хадсоном [1197].

Изотопный состав карбонатов, осажденных из воды, зависит в основном от изотопного состава воды, который во многих случаях коррелирует с ее соленостью, от ее температуры и солености. Это вместе с пока еще плохо понятными «витальными факторами», которые проявляются у таких организмов, как рифовые кораллы, вызывает фракционирование изотопов в соответствии с обстановкой осадконакопления (рис. 10.34). Осадки, выпадающие из морской воды, имеют равновесный изотопный состав с низкими положительными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и низкими отрицательными значениями  $\delta^{18}\text{O}$ . Неморские карбонаты имеют в общем пониженные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 10.34). Вследствие того что диффузия является очень медленным процессом в твердых кристаллах, карбонатная фаза, приобретая свою окончательную минералогию, сохраняет соответствующий ей изотопный состав, даже если на нее затем воздействуют поровые воды с другим изотопным составом. Однако морские известняки являются сложными агрегатами, часто сформированными из зерен и раннего морского цемента, а затем более позднего блочного цемента, так что анализы, проведенные по породе, в целом требуют тщательной интерпретации. Поздний диагенетический железистый шпат, на-

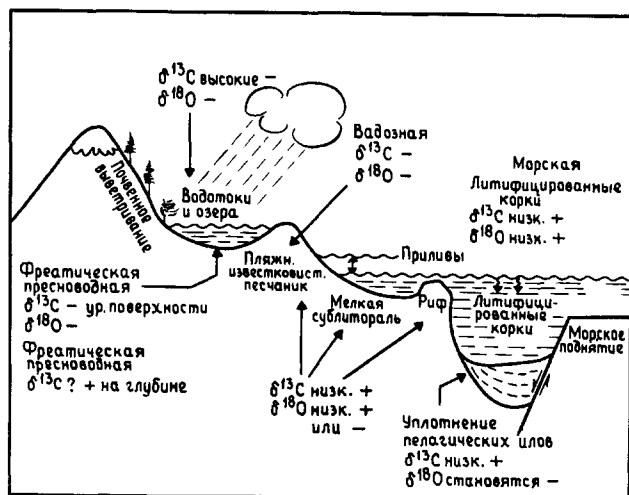


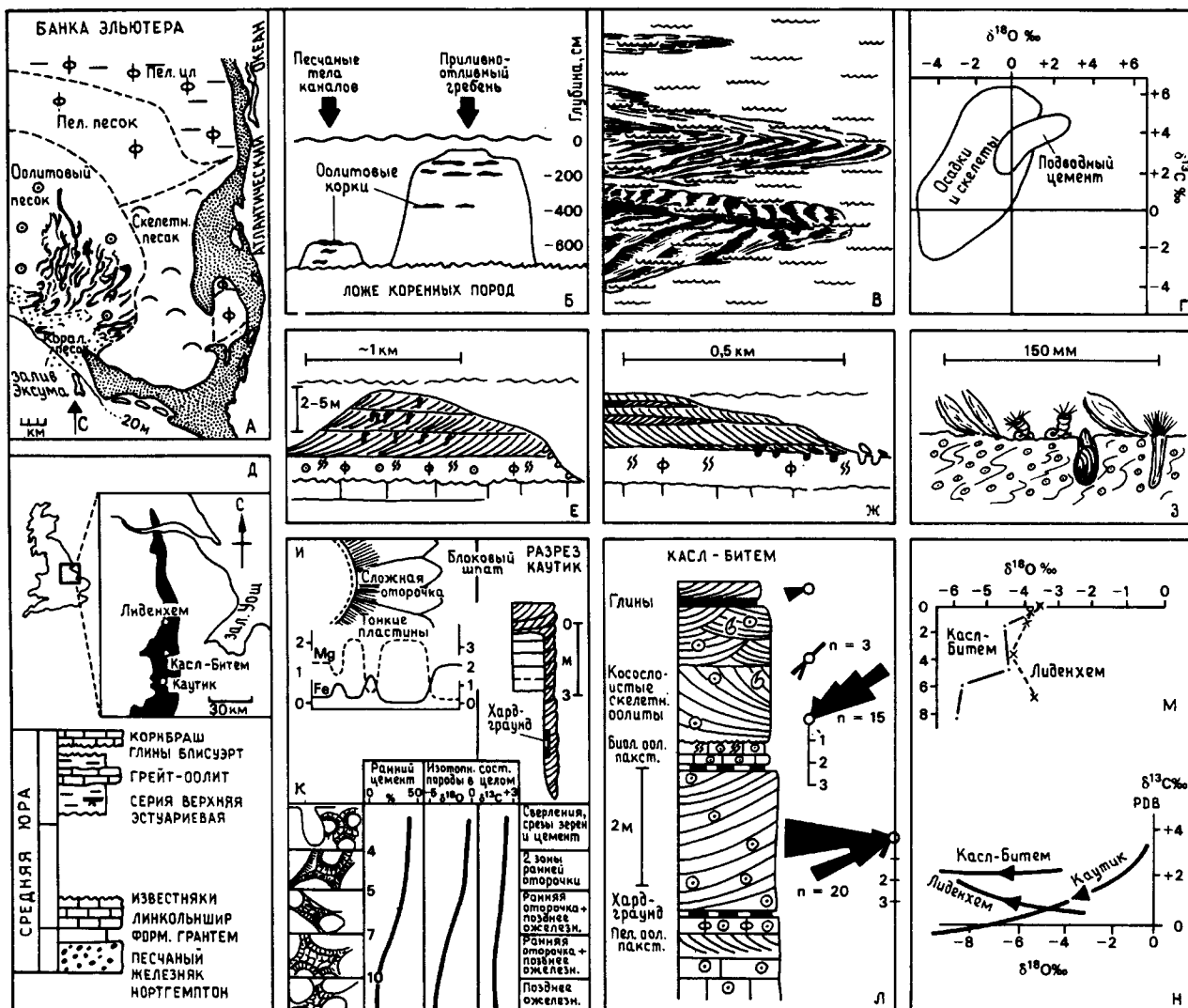
Рис. 10.34. Рисунок, иллюстрирующий места литификации и диагенеза карбонатных осадков и типичную для них изотопную запись. Без масштаба [1197].

пример, дает отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}$  [1197, 2414], но имеет морские значения  $\delta^{13}\text{C}$ .

При изучении фаций требуется отделять тренды поздних диагенетических изменений от изотопных отношений, связанных с осадконакоплением и конседиментационным диагенезом, путем установления последовательности диагенеза обычными петрографическими методами, а затем определять приуроченность изотопных значений к скелетной фазе и последующим фазам цементации [625]:

В среднеюрских известняках Линкольншира, Англия, диагенетические признаки и данные по элементам-примесям и изотопному составу трех хардграундов были введены в региональную модель фаций [102, 1577]. С севера на юг каждый хардграунд формировался в условиях все более высокой энергии и имеет текстуры цемента, соответствующие обстановке определенного положения (рис. 10.35).

Поверхность хардграунда на наиболее затишных участках (рис. 10.35, 3, М) инкрустирована тонкораквинными устрицами и серпулидами. Она перекрыта биотурбированными оолитовыми пакстонами, которые интерпретируются как стабильные пески тыловой части барьера, сравнимые с теми, которые описаны на Большой Багамской банке (см. стр. 17) и на банке Эльютера Древисом [663] (рис. 10.35, А). Здесь не определяется ясно синседиментационный цемент, но цемент имеет значения  $\delta^{18}\text{O}$  менее  $-3\text{‰}$ , и такие значения соответствуют раннему цементу, осаждающемуся из морской воды.



**Рис. 10.35.** Составная диаграмма, иллюстрирующая применение данных по составу стабильных изотопов в карбонатных осадках и цементе к интерпретации фаций. В нижней части представлены результаты изучения хардграунда в среднеюрских известняках формации Линкольншир, Англия (в основном по [102]). Верхняя часть рисунка иллюстрирует возможные соотношения юрских фаций, изучаемые путем соотнесения с их современными аналогами. А — обстановки осадконакопления и фации голоцена банки Эльютера Багамские острова [663]. Б — схематический разрез приливо-отливного гребня из оолитовых песков и песчаного тела с внутренними оолитовыми корками в смежном с гребнем канале. Глубина воды в сантиметрах [63]. В — большой нанос (сублиторальная дельта) на шельфовой лагуне. Он покрыт многочисленными песчаными волнами (по аэрофотоснимку, см [1126]). Г — отношения изотопов углерода и кислорода в голоценовых осадках, скелетах и цементе [1244]. Д — местоположение известняковой формации Линкольншир в изученных районах Англии. Открытое море располагалось на юге, аллювиально-дельтовая система — на севере и востоке. Показана также общая схема страти-

графических отношений [1577]. Е — гипотетическая отмершая отмель оолитовых песков, расчлененная каналами, с хардграундами, развившимися на эродированном краю (сравните с хардграундом разреза Каутик на рис. И). Ж — схематическая реконструкция разреза "конуса выноса" в разрезе Касл-Битем, развившегося на поверхности хардграунда. З — схематическая реконструкция наиболее развитого хардграунда в разрезе Лиденхем [2187]. И — схема распределения  $MgCO_3$  (в вес. %  $Mg$ ) и  $FeCO_3$  (в вес. %  $Fe$ ) в зернах и цементе хардграунда в разрезе Каутик по данным микроанализа [1577]. В разрезе Каутик ясно видна связь канала с хардграундом. Канал прорезает подстилающие отложения формации Грантем. К — схема строения хардграунда в разрезе Каутик и изотопные отношения [1577]. Л — разрез Касл-Битем, показывающий взаимоотношения между хардграундом, смежными фациями и направлением наклона косой слоистости. М — вариации изотопного состава кислорода в зависимости от расстояния (в сантиметрах) от поверхности хардграунда. Н — изотопный состав углерода и кислорода (в виде трендов) в хардграундах известняков Линкольншир [1577].

Второй хардграунд (рис. 10.35, Ж, Л) покрывает подветренные оолитовые пакстоны и перекрывается оолитовыми грейнстонами с таблитчатой косой слоистостью в двух направлениях, которые интерпретируются как отложения «конуса выноса» [1577]. Полагают, что этот хардграунд сформировался на переходе между полузащищенной (подветренной) и турбулентной (наветренной) сторонами лопасти конуса выноса. Его поверхность инкрустирована толстораковинными устрицами и имеет следы сверления двустворками. Цемент в 5 см ниже поверхности хардграунда состоит из ровной каемки толщиной около 200 мкм, сложной изометричными кристаллами безжелезистого кальцита, который частично заполняет и поровое пространство. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в цементе снова отрицательные и соответствуют ранней цементации в морских условиях. При прослеживании вниз по слою наблюдается тенденция к еще более легким значениям (рис. 10.35, М), что отражает уменьшение количества раннего цемента и увеличение доли более позднего цемента.

Третий исследованный хардграунд связан с крупным каналом высокой энергии, который интерпретируется как проход в барьере или как переуглубленный канал между приливно-отливными гребнями. Поверхности хардграунда представляют собой либо почти вертикальную плоскость внутри канала, либо расщелины. Они инкрустированы губками и серпулидами и имеют многофазные сверления моллюсков. Ранний морской цемент, образованию которого способствовала интенсивная циркуляция поровых вод, представлен ровными каемками, целиком заполняющими поровое пространство на поверхности хардграунда. Петрографически корка цемента представлена в проксимальной части игольчатыми, а в дистальной части таблитчатыми кристаллами (рис. 10.35, И); и на основании распределения Са и Mg [2020] (рис. 10.35, И) предполагается, что раннему цементу предшествовал высокомагнезиальный кальцит. Объем цемента и толщина каемок уменьшаются вниз (до менее 20 мкм в 20 см от поверхности, рис. 10.35, К). Состав изотопов кислорода в целом по породе соответствует у поверхности хардграунда морским условиям, но прогрессивно становится легче вниз по разрезу, отражая значения позднего цемента, образовавшегося после захоронения (рис. 10.35, К).

Изотопные исследования подтверждают, что в течение фанерозойского времени происходили крупные флуктуации состава морской воды и температурного режима (рис. 10.36), и будущие работы могут оказать существенное влияние на

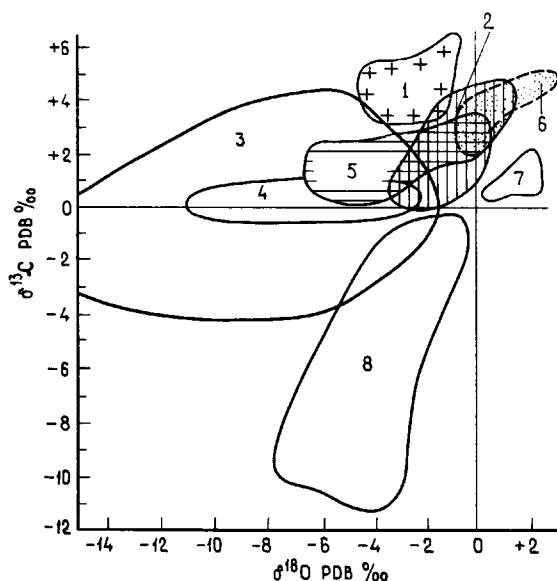


Рис. 10.36. Группы карбонатных осадков и цемента по изотопному составу [166, 1975]. 1 — тасманийские пермские ископаемые (холодноводные морские); 2 — голоценовые осадки; 3 — область обычных морских известняков; 4 — средние значения морских известняков; 5 — известняки Линкольншир; 6 — подводный цемент; 7 — пелагические известняки; 8 — метеорный диагенез плейстоцена породы Карибского моря.

наше понимание глобальных факторов, контролирующих фации карбонатных систем [331, 625, 2087].

**10.4.2. Оценка разреза.** Продуцирование карбоната *in situ* путем активного роста рифового каркаса, пассивного накопления или образования песчаных баров и наступания побережья обычно приводит к накоплению отложений вблизи поверхности моря или выше ее (рис. 10.4, 10.5, 10.6, 10.26). Часто они представлены мало мощными базальными трансгрессивными или лаговыми слоями в основании перекрывающимися последовательно сублиторальными, литоральными, супралиторальными и иногда континентальными отложениями. Как мы уже отмечали, энергетика шельфа контролирует соотношение зернистости и глинистости осадков, первичные седиментационные структуры, особенно в сублиторальной и литоральной зонах, а климат определяет возможность развития эвапоритов. В менее подвижных водах над мелкими или замкнутыми шельфами или в эпиконтинентальных бассейнах преобладают глинистые осадки, тогда как при более активном режиме образуются разрезы бо-

лее крупнозернистых осадков. Ограниченное развитие животных-соскребателей и зарывающихся животных в фотической зоне способствует сохранению строматолитов и криптоводородовых структур. В условиях более высоких энергий под влиянием приливов образуются песчаные тела, вытянутые перпендикулярно, а в преобладающем волновом режиме — параллельно или косо по отношению к краю шельфа (с. 000). Информация о палеотечениях крайне необходима для определения степени зависимости от них энергетики бассейна (см. гл. 9), однако эти данные недостаточно представлены в опубликованных материалах по карбонатным разрезам.

**Шельфы без рифов.** В средней юре обширные части Северо-Западной Европы представляли собой эпиконтинентальный шельф, открытый на юг, в Тетис. Рифовые пояса отсутствовали и накапливались карбонатные фации: а) прилегающие к неглубоко погруженному палеозойскому массиву (Лондонско-Брабантский массив) (рис. 10.37) и б) на обширном шельфе, окруженном областью накопления глубокоководных кварцевых мергелей (рис. 10.37). Эти хорошо известные отложения послужили основой многочисленных моделей для интерпретации лито- и биофаций, имеющих общее значение.

Районы, прилегающие к Лондонско-Брабантскому массиву, представляли собой карбонатное обрамление, хотя в байосское и батское время сюда с севера привносился терригенный материал. Прослеживаются все фациальные переходы от наземных лигнитовых фаций через глинистые фации замкнутого шельфа до зернистых фаций открытого моря [78, 1854, 2187]. Зернистые разрезы, представленные преимущественно оолититами и содержащие также скелетный детрит и пеллеты, развиты в южной и северной частях, обрамляющих край шельфа. В бате (формация Грейт-Оолит) по краям бассейна хорошо прослеживаются отложения, представленные фациями проградирующих намывных оолитов (рис. 10.38а). Имеющиеся данные по разрезам, сравнимым по возрасту, свидетельствуют о воздействии бимодальных или мультимодальных течений северо-восточного — юго-западного направлений, а также о влиянии приливов [42, 1366]. Наличие разнообразных структур, таких как поверхности реактивации, участки со следами зарывания, примазки глини и микрита на передних склонах косых слоев, приводит к заключению о литоральном происхождении отложений. Изопахиты, построенные по основным телам оолитов, показывают, что песчаный пояс располагался параллельно краю шельфа [2189] (рис. 10.38, сравните рис. 10.10).

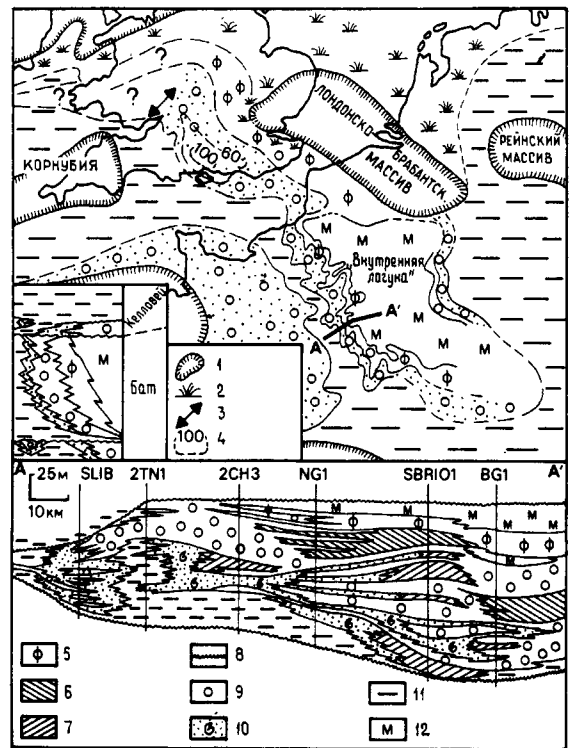


Рис. 10.37. Общая палеогеография и распределение фаций в средней юре (бат) Великобритании [2190] и Парижского бассейна [673, 1948]. Горизонтальный разрез (внизу) показывает фациальные вариации батских отложений по линии AA' [673]. 1 — суша; 2 — параллические фации; 3 — приливы—отливы; 4 — изопахиты главных оолитов; 5 — пеллетовые микриты и иловые банки; 6 — тыловые отмели из биокластических оолитов; 7 — фронтальные отмели из оолитовых фаций; 8 — хардграунды; 9 — отмели из оолитов; 10 — биокластические фации; 11 — мергели открытого моря; 12 — ламиниты и микриты.

Хотя ооиды первоначально состояли, по-видимому, из магнезиального кальцита, микроструктура оолитов изменяется от преимущественно радиальной вблизи массива до преимущественно тангенциальной по направлению к югу в сторону обращенного к морю края песчаного пояса, где увеличивается количество организмов, характерных для открытого моря, включая губки и дазикладацеи. По направлению к краю карбонатного обрамления становятся обильными полосы коралловых построек с мшанками и другими инкрустирующими организмами, но не содержащие, видимо, зеленых и красных водорослей. Оолитовые грейнстоны, представленные косослоистыми известняковыми песками, содер-

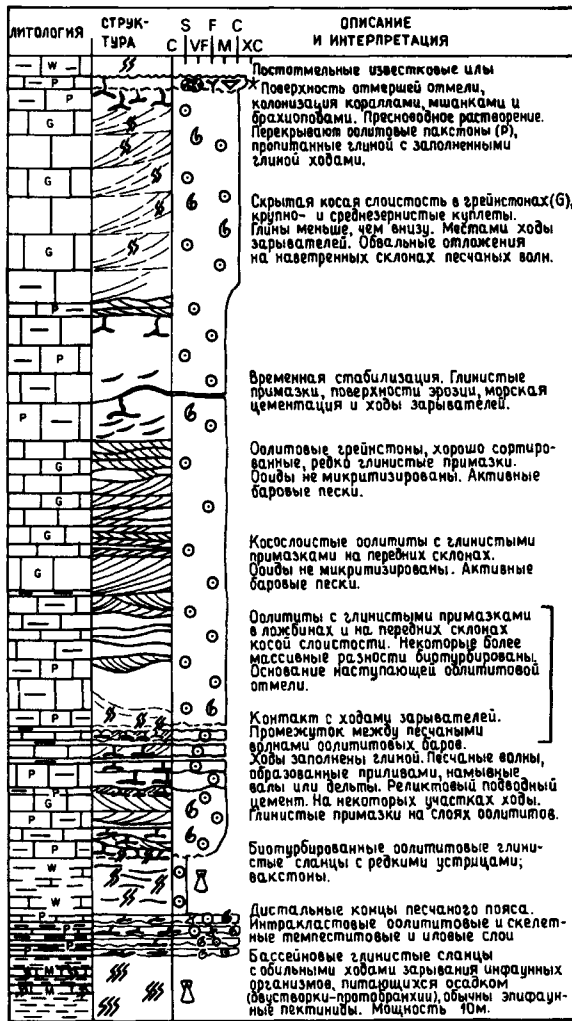


Рис. 10.38а. Разрез Грейт-Оолит (бат) с укрупняющейся вверх зернистостью, показывающий на отступление в направлении моря крупной оолитовой отмели.

жат относительно обедненную фауну, в которой преобладают крупные толстораковинные гастроподы (*Purpuroidea*) и подвижные двустворки (рис. 10.39, А), — сообщество, в общем сопоставимое с сообществом *Strombus* современных Багамских островов [2187, 1854]. Прочное дно и хардграунды, отмечающие фазы отмирания отмелей, биотурбированы и содержат более разнообразную инфауну и эпифауну, особенно двустворок. Однако местами на таких поверхностях наблюдаются кораллово-мшанковые скопления (рис. 10.38, А), которые сходны с сообществами, недавно описанными на Багамских банках (Блифник, см. [1015]). В хардграундах, находя-

щихся внутри крупных песчаных тел, имеется морской цемент, а в более протяженных хардграундах, ограничивающих крупные песчаные тела, присутствует морской цемент первой фазы с признаками последующего растворения и цементации в пресных водах. Хотя отсутствие непрерывной обнаженности не дает возможности наблюдать эти тела в объеме, разрезы крупных песчаных тел можно видеть в больших карьерах (рис. 10.38б) [42].

По направлению от активных песчаных отмелей к берегу распространены скелетные оолитовые пакстоны, формировавшиеся в устойчивых и илистых известково-песчаных обстановках (рис. 10.39, Б). Эти осадки, подобно их современным аналогам, интенсивно биотурбированы и содержат многочисленные системы ходов ракообразных, заполненные фекальными пеллетами. Большая стабильность субстрата отражается в обилии эпифауны и инфауны беспозвоночных, особенно моллюсков, брахиопод и иногда непривычных морских ежей. Обстановки более спокойных вод дальше от края платформы представляют собой места накопления известковых илов (рис. 10.39, В) [2187]. Сейчас эти осадки представлены скелетными вакстонами, пакстонами и аргиллитами, всегда интенсивно биотурбированными и часто пеллетовыми. Скелетный материал имеет различную сохранность — от многочисленных целых раковин до сильно микритизированных зерен. Обильны двустворки и особенно медлительные зарывающиеся высокоспиральные гастроподы, которым сопутствуют теребратулидные брахиоподы, что указывает на устойчивый характер субстрата. В этих микритах не были обнаружены остатки ни кодаций, ни дазикладаций, и существует большая проблема в объяснении происхождения известкового ила, так как его образование обычно связывают с кодациями и другими скелетными предшественниками [2187, 1854]. Локально формировались иловые холмы, которые наращивались вверх, их вертикальный разрез сходен с разрезом иловых холмов Флоридского залива [1855] (рис. 10.26). По направлению к берегу микритовые карбонаты переходят в разнообразные более терригенные фации, включая мергели, глины, местами с тонкими лигнитовыми слоями, содержащими корни растений. Отдельные прослои кварцевых русловых песков, врезанные в мергелистые лагунные глины, а также присутствие линз с богатой фауной пресноводных остракод, гастропод и остатками древесины хвойных указывают на то, что побережье Лондонско-Брабантского массива по крайней мере периодически было гумидным [1854]. Лагунные глины содержат обедненную



**Рис. 10.386.** Разрез в карьере части крупного комплекса волны оолитовых песков. Нижний Оолит (байос), Челтнем, Англия. Белой стрелкой показана ундулирующая поверхность хардграунда, определяющая форму пер-

вичной песчаной волны. Черная стрелка: плоскость напластования косою слоистости, отражающая направление миграции вправо. В кружке для масштаба дети ростом примерно 1 м.

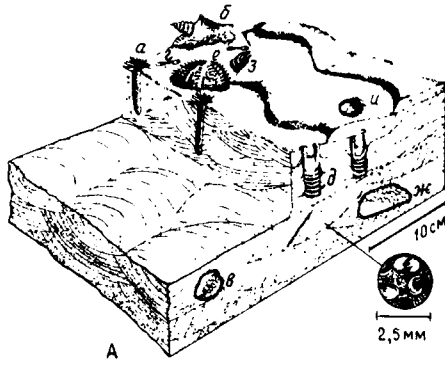
фауну двустворок, но в переходные моменты между этими и более морскими обстановками тыловой шельфовой отмели они заселялись устрицами, формировавшими пятнистые рифы, подобные тем, какие образуются сегодня в лагунах Мексиканского залива в Техасе [1198]. Во время трансгрессий эти фациальные зоны расширялись к северу, в район, обычно характеризующийся паралическим разрезом. Накопление карбонатов прекратилось в связи с погружением в конце средней юры.

На платформе, существовавшей в южной части Парижского бассейна в течение средней юры (рис. 10.37), накопилась толща мощностью около 200 м преимущественно мелководных карбонатов, состоящая из трех пачек. В каждой из них базальные части сложены кварцевыми мергелями с обильной фауной устриц, представляющими собой отложения шельфового бассейна постепенно переходящие вверх и латерально в более мелководные отложения. Они представлены последовательно: слоистыми приплатформенными скелетными пакстонами и грейнстонами (скелетные и оолитовые отложения фланга платформы); оолитовыми грейнстонами краевой части платформы, образовавшимися в обстановке высокой энергии; скелетными и онколитовыми пакстонами; вакстонами и аргиллитами внутренней части платформы [1948, 1949, 1952]. Каждый крупный цикл ограничен региональным хардграундом, а внутри каждого крупного цикла имеются более мелкие циклы мелководья (рис. 10.40, 10.41), особенно внутри краевых или внутренних фаций. Аналоги этих отложений имеются во многих разрезах древних платформ.

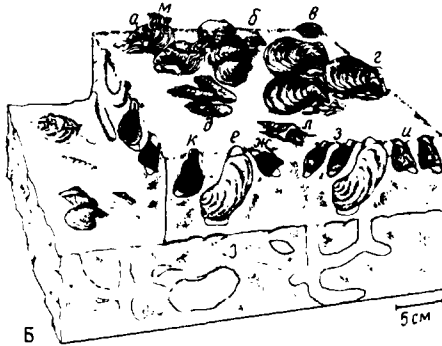
Более мелкие илистые циклы (рис. 10.40) имеют базальную плоскую поверхность эрозии и начинаются биотурбированными доломитовыми или известковыми аргиллитами с рассеянными онколитами. Вверх они переходят в онколитовые известковые вакстоны, в которых отмечается постепенное увеличение числа скрытоводородослевых слоев и могут присутствовать редкие куполообразные строматолиты. По направлению к кровле в известковых вакстонах и аргиллитах появляются системы скрытых ходов, заполненные доломитовым осадком. Еще выше такие ходы заполнены только частично и показывают геопетальную структуру, в которой первоначально открытые ходы заполнены доломитом и/или шпатовидным кальцитом. В верхних 30 см цикла первоначально открытые ходы связаны с микритовым осадком, в котором можно обнаружить тонкие скрытоводородослевые ламины, трещины усыхания, интракластовые брекчии и альвеолярные структуры, представляющие собой следы корней (?). Для того чтобы такие особенности текстуры сохранились, необходимо, чтобы осадки были подняты выше уровня моря, а переход вниз от открытых к заполненным ходам может отражать уровень морской воды [1952]. Такие циклы интерпретируются как регрессивные разрезы приливно-отливной отмели, формировавшиеся после размыва, связанного с трансгрессией.

Зернистые части циклов (рис. 10.41) залегают на неровном волнистом основании и начинаются биотурбированными онколитовыми и скелетными вакстонами с одиночными кораллами и моллюсками. Вверх возрастает количество зернистых компонентов, и порода в конечном счете

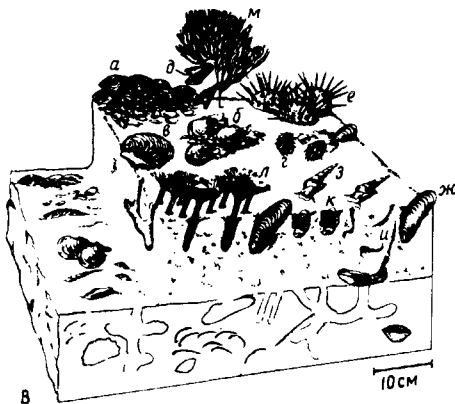




А — сообщества мобильных оолитовых песков: а — *Tigillites* (следы жизни — аннелиды), б — *Purpuroidea* (гастропода), в — раковина *Purpuroidea*, замещенная кальцитом; г — отверстия *Diplocraterion* (следы жизни); д — *Diplocraterion*, показывающий связь с отложением оолитов; е — *Pygaster* (иглокожие); ж — ход зарывания *Pygaster*, частично заполненный осадком и спаритовым кальцитом; з — фрагмент устрицы; и — *Pectinid* (*Bivaloia*).



Б — сообщества илестых известковых песков: а — *Liostraea* (устрица); б — *Camptonectes* (пектиниды), в — *Epithyrus* (брахиоподы); г — *Isognomon* (моллюски); д — *Gervillia* (моллюски); е — *Homotrypa* (моллюски); ж — *Trigonia* (моллюски); з — *Pleurotoma* (моллюски); и — *Pseudotrachezium* (моллюски); к — *Pholadomya* (моллюски); л — *Alaria* (моллюски гастропода); м — *Serpulids* (аннелиды).



В — сообщества раковинно-известковых илов: а — *Epithyrus* (брахиоподы); б — *Camptonectes* (моллюски); в — *Liostraea* (моллюски); г — *Pseudolimea* (моллюски); д — *Costigervillia* (моллюски); е — *Acrosalenia* (иглокожие); ж — *Modiolus* (моллюски); з — *Fibula* (моллюски гастропода); и — *Thalassinoides* (следы жизнедеятельности, зарывания), *Glyphaea* (ракообразные); к — *Anisocardia* (моллюски); л — *Terebellid worms* (аннелиды); м — *Gorgonian* (кишечнополостные) в этой реконструкции гипотетические.

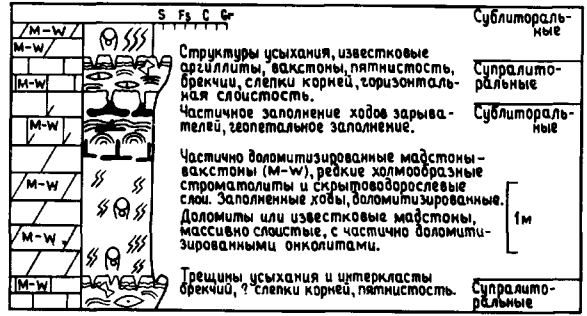


Рис. 10.40. Типичный цикл илестой приливо-отливной равнины в средней юре Парижского бассейна, Бургундия, Франция [1952].

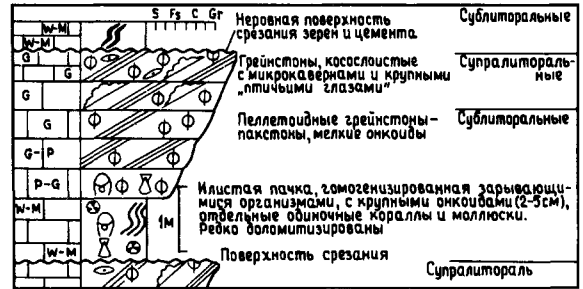


Рис. 10.41. Типичный зернистый (обломочный) пляжевый цикл в средней юре Парижского бассейна, Бургундия, Франция [1952].

становится пеллетоидным или онколитовым гравелитовым грейнстоном с микрокавернами, крупной пятнистой («птичий глаз») и микросталактитовой структурами. Эти структуры очень напоминают цемент перекристаллизованной пляжной корки, и данные циклы интерпретируются как результат наступания пляжа с высокой волновой активностью на известковые илы шельфовых лагун [1952]. В более высокоэнергетических условиях наступание мелководных оолитов и их поднятие над уровнем моря способствовали раннему растворению пресной водой, что впоследствии повлияло на коллекторские свойства грейнстонов [557, 558, 2189].

Рис. 10.39. Реконструкция бентосных сообществ в шельфовых карбонатных фациях средней юры южной Англии [2187].

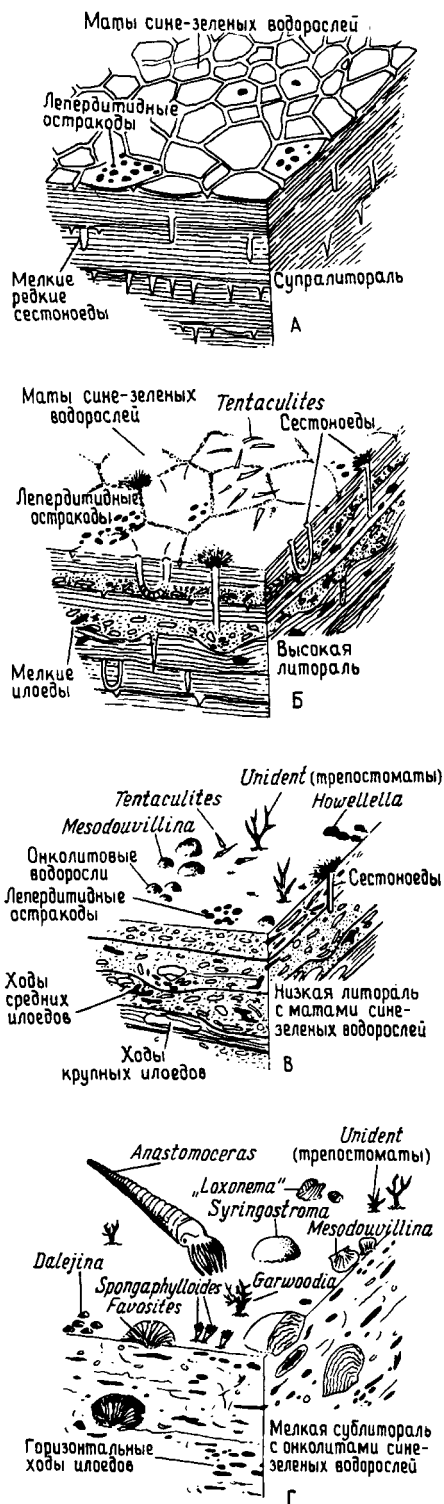
**10.4.3. Илистые разрезы.** Описания малых циклов, подобных рассмотренным среднеюрским циклам, хорошо представлены в литературе, и нет необходимости давать здесь их полный обзор.

Илистые разрезы мелководного суб- и супралиторального происхождения накапливались в относительно устойчивых условиях, и их экологическая эквивалентность выражается в параллелизме ископаемых сообществ. Действительно, хотя отдельные таксоны появлялись и вымирали, трофическая структура таких сообществ обычно продолжала существовать, так как экологический контроль оставался тем же. В Центральных Аппалачах [1453, 1455, 2520] литофации и биофации начиная с кембрия и кончая девонном в общем сопоставимы (табл. 10.3); особенно они сходны на уровне высших таксонов в сериях Блэк-Ривер (ордовик) и Хелдерберг (формация

Манлиес, девон). Как в девоне, так и в ордовике доломитовые супралиторальные и литоральные карбонаты характеризуются присутствием трещин усыхания, пятнистостью, присутствием строматолитовых ламинитов, вертикальных и U-образных ходов, остатков остракод (рис. 10.42, А, Б и В). Сублиторальные отложения в обоих разрезах представлены в основном массивными пеллетовыми известковыми аргиллитами с кодиациями, строматопороидеями, одиночными ругозами, табулятами, дальманеллидными брахиоподами, наутилоидеями, высокоспиральными гастроподами и роющими илоедами. Хотя реконструкции как для ордовика, так и для девона фаунистически представляют собой зеркальное отражение друг друга (на рис. 10.42 даны девонские реконструкции), внутри сублиторальных фаций существуют заметные различия. В ордовике фауна наутилоидей разнообразна, в то время как в девоне изве-

**Таблица 10.3.** Литологические, палеонтологические и стратиграфические признаки приливно-отливной равнины, мелкой сублиторали, глубокой сублиторали и органических построек; возраст карбоната от кембрия до девона, Центральные Аппалачи [1453]

ПРИЗНАКИ ФАЦИЙ	ТИП ФАЦИЙ			
	A/B/C приливно-отливная равнина	D мелкая сублитораль	глубокая сублитораль	органические постройки
Иловые трещины и пятна	Типичны	—	—	—
Валунно-галечные и конгломераты смыва и заполнения	Типичны	—	—	—
Ламинация	Типична	—	—	—
Ранний доломит	Типичен	—	—	—
Спарит/микрит (встречаемость)	Изменчива	От высокой до низкой	Низкая	Изменчива
Перекрытая слоистость	Мелкомасштабная	Среднемасштабная	—	Иногда присутствует
Следы зарывания	Редки	Обычны	Обильны	Редки
Оолиты	—	Часты	—	—
Слоистость	Тонкая—средняя	Средняя	Толстая, массивная	Неслоистые, массивные
Кварц и глины			Иногда обильны	
Водорослевые структуры	Строматолиты	Онколиты	—	Типичны в кембрии—ордовике
Сверления	Вертикальные	Вертикальные и горизонтальные	Горизонтальные, обильны	Редки
Встречаемость ископаемых	Низкая	Очень высокая	Изменчивая	Очень высокая
Разнообразие ископаемых	Низкое	Среднее	Обычно высокое	Среднее—высокое
Основные таксоны	Трилобиты и/или остракоды	Известковые водоросли, пельматозои, брахиоподы и мшанки	Брахиоподы, трилобиты, мшанки, пельматозои	Кораллы, табуляты, ругозы, строматопороиды
Изменения фаций по вертикали	Резкие и частые	Обычно постепенные	Очень постепенные и нечастые	Сложные
Ареал изменения фаций	В масштабе обнажения	Относительно протяженный	В масштабе бассейна	От обнажения до нескольких километров
Распространение фациального пояса	Изменчивое	Параллельно краям бассейна	Параллельно оси бассейна	Изменчивое

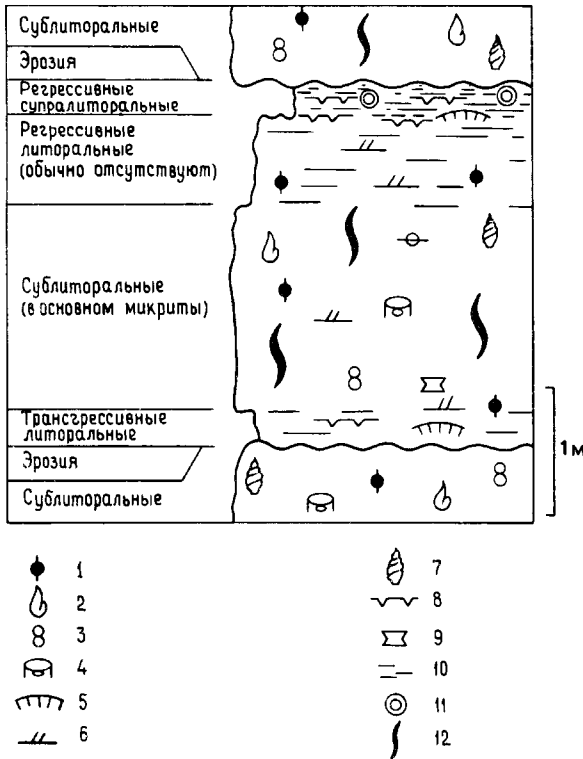


стен лишь один редкий вид. Трилобиты обычны в ордовике, но редки в девоне; тентакулитиды обильны в девоне и отсутствуют в ордовике. Наконец, девонские пластинчатые строматопоронидеи, возможно, заполнили те экологические ниши, которые в ордовике были заняты табулятами. Такой интегрированный анализ фаций и сообществ указывает на возможность распознавания эволюции внутри определенных обстановок и в конечном счете эволюции, которая контролировала изменения самого карбоната накопления.

В известняках Массиччио (нижний лейас), которые широко распространены в Итальянских Альпах (рис. 10.43), хорошо выражена фациальная цикличность в размерах, на больших площадях. На востоке (Умбрия — Марке) циклическая последовательность начинается белыми микритами с пелоидами, онколитами и биокластами, которые интерпретируются [477] как лагунные фации. Некоторые пелоидные известняки образуют фации грейнстонов. В эти микриты врезаны отложения сублиторальных каналов, представленные грейнстонами, состоящими из онколитов, ооидов, интракластов, пелоидов и биокластов с полого косослоистой текстурой. Некоторые оолитовые и биокластовые известковые пески имеют полости, заполненные шпатом, которые напоминают «грабенообразные пустоты» Данема [683] на современных пляжах. Не полностью биотурбированные пеллетовые микриты со строматолитовой слоистостью и трещинами усыхания аккумуляровались как отложения приливо-отливной отмели (рис. 10.43), в то время как ассоциация пластинчатых и доломитовых микритов с трещинами усыхания и пустотами «птичий глаз» представляет собой отложения намывных валов приливо-отливного канала. Наконец, слои с вадозными пизолитами и слои, прорезанные полостями, заполненными красно-бурой глиной, формировались в супралиторальной и карстовой обстановках [216]. Эти регрессивные циклы соответствуют модели стационарного приливо-отливного марша и отличаются от триасовых лоферских циклов Северных Известняковых Альп, которые рассматриваются ниже.

В западной Умбрии и Тоскане известняки Массиччио представлены главным образом биотурбированными онколитовыми и пелоидными микритами. Нет никаких признаков усыхания, и обстановки осадконакопления соответствуют шельфовой лагуне, а не приливо-отливной зоне. В отличие от лоферских фаций, известняки Массиччио не связаны с рифами, и их структуры и фации сравнимы с таковыми современных Багамских островов [261, 477, 1868].

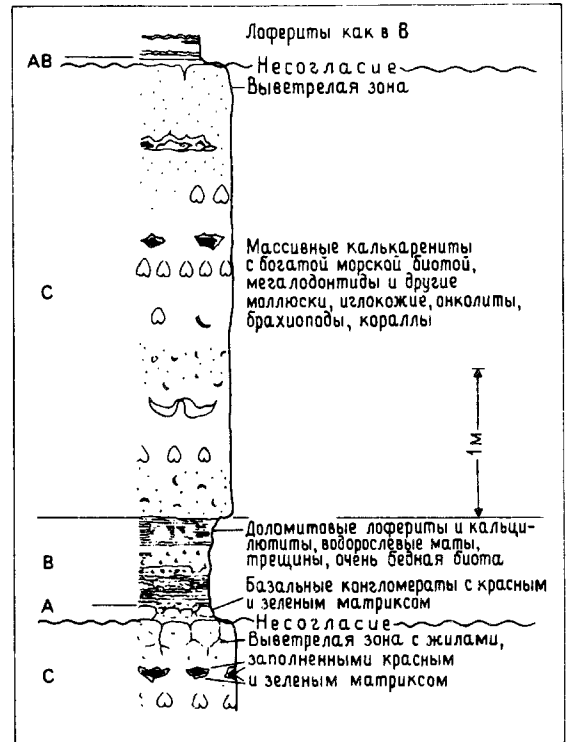
Рис. 10.42. Биофациальная реконструкция обстановок, представленных в фациях Манлиес [1458].



**Рис. 10.43.** Идеализированный цикл известняков Масиччио, области Умбрия—Марке, Италия [477]. 1 — пеллеты; 2 — ископаемые; 3 — агрегаты зерен; 4 — водорослевые сгустки; 5 — строматолиты; 6 — мелкомасштабная косая слоистость; 7 — гастроподы; 8 — трещины; 9 — литокласты; 10 — пачки глинистых сланцев; 11 — пизолиты; 12 — биотурбация.

В позднем триасе в Северных Известняковых Альпах между Лофером и Веной в поясе шириной 20 км накапливались циклически переслаивающиеся лагунные, литоральные и супралиторальные доломитовые известняки мощностью 1,0—1,5 км [791, 792]. К югу этот пояс был окружен каймой рифов, которые ограничивали южную окраину банки Дахштейн (рис. 10.44 а, 10.44 б и разд. 10.5).

Основание каждого цикла (рис. 10,44 а) маркируется выветрелой поверхностью выщелачивания, отвечающей фазе поднятия. Эта поверхность перекрывается красным и зеленым глинистым осадком, содержащим крупные известняковые гальки и интерпретируемым как ископаемая почва. Полости в подстилающем известняке нередко частично заполнены этим материалом. Выше разрез представлен доломитовыми пятнистыми (птичий глаз) известняками (лоферитами),



**Рис. 10.44а.** Идеализированная Лоферская циклотема [791, 792].



**Рис. 10.44б.** Схематическая реконструкция фаций позднего триаса в Северных Известняковых Альпах. Циклы, показанные на рис. 10.44а, распространены в тыловых фациях рифа Лофер [791]. Сравните рис. 10.60.

состоящими из кремовых и светло-серых микритовых известняков с многочисленными окончатými (фенестра) или округлыми (птичий глаз) порами, которые заполнялись геопетальным илом и шпатовидным цементом. Водорослевая слоистость либо плоская, либо извилистая, часто с хорошо выраженными призматическими трещинами усыхания (вертикальными усадочными трещинами). Слоистые лофериты переходят в массивные лофериты с «комковатой структурой», состоящие из неясных пеллетовых образований, сходных со структурой современных почв [792].

Эти лофериты интерпретируются как литоральные и супралиторальные осадки.

Выше лоферитов развиты массивные калькарениты (мощностью 1—20 м) с богатой фауной. Наиболее заметны мегалодонтидные двусторонники, но встречаются также губки, кораллы, мшанки, брахиоподы, морские ежи и разнообразные другие моллюски. Эта фауна постепенно становится все более обедненной к северу, к доломитовой фации крайней тыловой части рифа (Главный доломит, рис. 10,44 б). Присутствие водорослей родофитов, кодиевых и дазикладовых указывает на их образование в фотических условиях.

С этими известняками не ассоциируются эвапориты и эвапоритовые псевдоморфозы, что указывает на гумидный климат. Мегалодонтидные калькарениты накапливались, возможно, в обширной лагуне, глубиной не более нескольких метров (Фишер [791, 792]). В рифовой зоне (разд. 10.5) соленость, по-видимому, была нормальной, но постепенно повышалась в направлении к тыловой части рифа (Главный доломит).

Фишер склонен был объяснять цикличность региональными колебаниями относительного уровня моря с предположительной амплитудой 5 м и периодичностью 50 000 лет. Он полагал, что эти колебания представляли собой эпизоды поднятий при общем региональном погружении либо отражали климатические и эвстатические колебания. Такие изменения должны были приводить к расширению лагуны во время трансгрессивных фаз, сопровождавшихся миграцией по направлению к суше, ограничивающей приливно-отливную зону, тогда как регрессии вызвали продвижение приливно-отливной зоны в сторону моря и сужение лагуны. Подъем на поверхность лагунных осадков во время регрессивных фаз приводил к развитию карстовых поверхностей.

Фишер отвергал модель стационарного приливно-отливного марша на том основании, что: 1) она не объясняла ни наличия горизонтов поднятия, ни образования почвы; 2) отдельные пачки пород при такой модели образования должны были бы быть линзообразными и 3) морская фауна в калькаренитах слишком богата для того, чтобы можно было предположить, что калькарениты накапливались в приливно-отливных руслах. Из этих аргументов первый, вероятно, является наиболее сильным, потому что при стационарной модели погружение и седиментация приводили бы к образованию регрессивной последовательности отложений, тогда как каждый лоферский цикл (рис. 10.44) представляет собой трансгрессивную последовательность с более глубоководными отложениями в верхней части.

**10.4.4. Зернистые разрезы.** Вследствие чрезвычайно пологих склонов (уклон несколько метров на километр) переходы от приливно-отливного карбонатного шельфа к «бассейну» очень постепенны, типичным примером таких эпейрогенических, или аккреционных, окраин являются протяженные фациальные зоны [2213, 1224, 1009]. Подобных эпейрогенических систем не существует в настоящее время, и обычно считают, что их существование должно быть обусловлено наличием широких площадей, постепенно заливаемых приливами и отливами с незначительными гравитационными течениями и испытывающих влияние штормов [2213, 1224, 2184, 12, 1009]. Переход от «бассейна» к платформе характеризовался постепенным замещением сланцев или известковых аргиллитов, отмельными зернистыми фациями и далее шельфовыми фациями тыловой части отмелей (рис. 10.45). Базис штормовых волн, где волны впервые приходят в соприкосновение с дном, отмечается появлением отдельных слоев зернистых осадков, сохранность которых в большой степени определяется: 1) их достаточно большой первоначальной мощностью и 2) интенсивностью переработки зарывающимися организмами (часто это — функция содержания кислорода на глубоком шельфе). Как мы уже видели (с. 17), в относительно высокоэнергетических условиях мелководные зернистые известняки могут формироваться как выступающие над уровнем моря пляжи, барьеры и гряды. Такие системы зернистых отложений могут переходить в дальней зоне прибрежья в более илистые и онколитовые покровы и полосы осадков, расположенные по периферии активных прибрежных песчаных тел [1573].

Наличие штормовых слоев и линз является обычным признаком древних эпейрогенических разрезов [2183, 13, 15, 2178]. Такие слои, обычно называемые темпестами [10], внешне напоминают турбидиты тем, что залегают на эрозионном

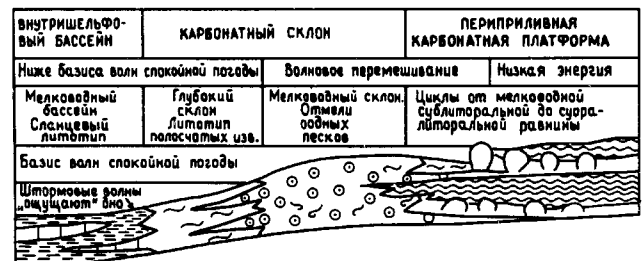


Рис. 10.45. Схематический профиль перехода супралиторальная платформа — карбонатный склон — внутренний шельфовый глинисто-сланцевый бассейн [1573].

основании с размывом, лаговыми ракушечниками, следами течений и выпаживания (рис. 10.46). Они могут иметь в базальной части грубозернистые биокласты и интракласты и/или лаговые ракушечники, перекрытые слоистым ваконом. Тип слоистости — холмообразный и волновой ряби — свидетельствует об их происхождении в результате действия колебательных течений. Могут присутствовать также знаки движения и конволютные иероглифы, в кровле — знаки волновой ряби, направленных течений и хардграунды. Эти отложения частично или полностью биотурбированны и имеют градационную слоистость [1406]. Поскольку воздействие штормов обычно уменьшается с глубиной, то в направлении от берега должно происходить закономерное уменьшение зернистости и мощности слоев (разд. 9.8.2; рис. 9.26). Такие изменения могут быть использованы в качестве индекса проксимальности. Однако наличие локальных участков биогенной седиментации в виде пятен и холмов может нарушать эти простые региональные взаимоотношения.

Разрезы с укрупняющейся вверх зернистостью являются основными резервуарами углеводородов. Позднеюрская формация Смаковер (рис. 10.47) представляет собой подповерхностные отложения, развитые между Техасом и Алабамой в виде дуги, параллельной краю Мексиканского залива [237, 238, 18, 2629, 175], и представленные регрессивно залегающими карбонатами мощностью более 300 м. Оолитовые зернистые известняки этой формации являются прекрасными резервуарами углеводородов в структурных стратиграфических ловушках. Четкий ри-



Рис. 10.47. Распределение основных обстановок в течение отложения верхней части формации Смаковер в районе от Техаса до Алабамы (по [237]). 1 — формация Бакнер; 2 — преобладают грейнстоны; 3 — преобладают ваконы; 4 — преобладают бассейновые ламинарные микриты.

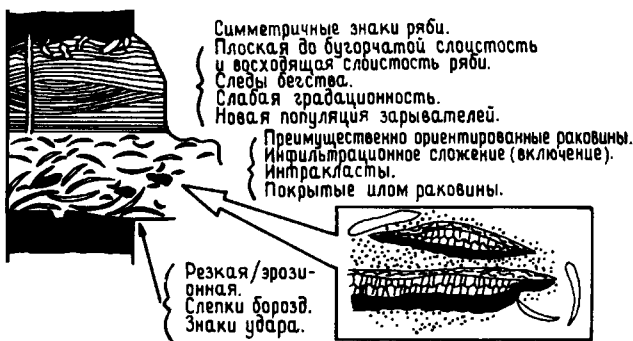


Рис. 10.46. Обобщенный разрез структур и других признаков, приводящих к образованию темпеститовых слоев. Общая мощность сантиметры или десятки сантиметров [1406]. На врезке показана форма инфильтрационного заполнения крупнокристаллическим кальцитом первичных пор под раковинами.

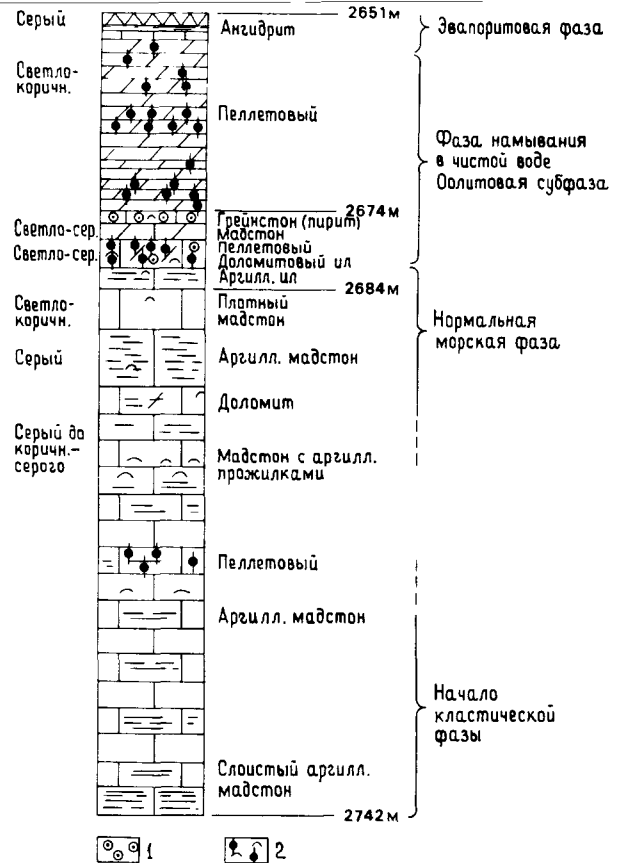


Рис. 10.48. Вертикальный разрез формации Смаковер в восточном Техасе, иллюстрирующий появление вверх по разрезу отдельных отложений [2629]. 1 — ооиды; 2 — пеллеты и биокласты раковин.

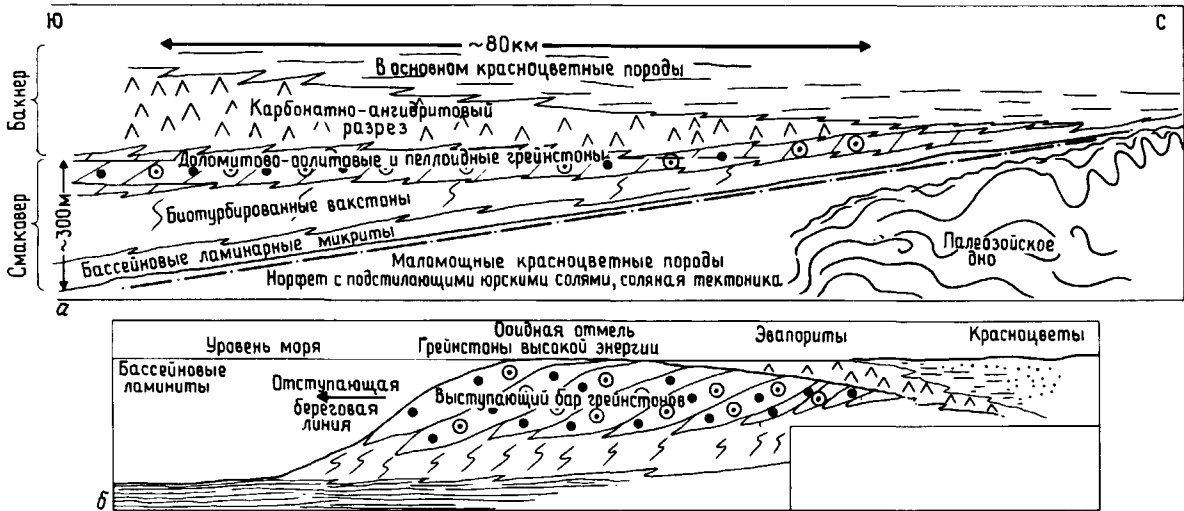


Рис. 10.49. Обобщенная модель, иллюстрирующая проградационный (трансгрессивный) характер формации Смаквер и смежных фаций (по Вернону, личное сообще-

ние, 1977). а — обобщенный разрез формаций Бакнер и Смаквер, северо-восточный Техас; б — модель осадконакопления формации Смаквер.

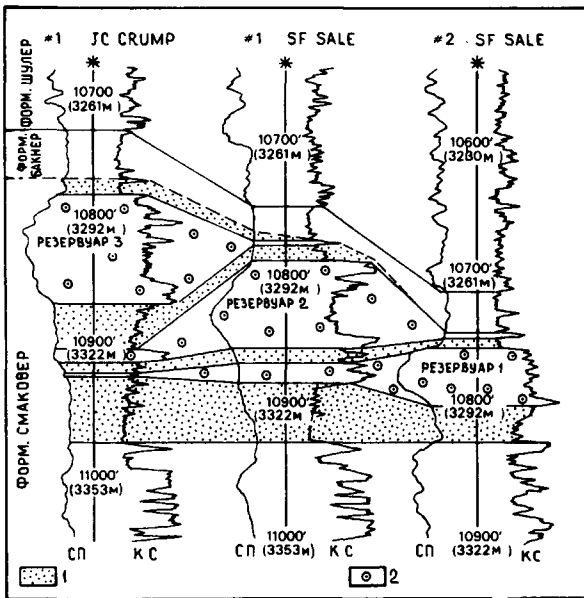


Рис. 10.50. Разрез, показывающий три продуктивных резервуара поля Окс (Смаквер В). Отдельные резервуары карбонатных грейнстонов разделяются кластическими фациями терригенных пород, плотно сцементированных кальцитовым цементом (точки) (по [739]). 1 — плотные кварцевые арениты, сцементированные кальцитом; 2 — карбонатный грейнстон. СП — собственный потенциал; КС — кажущееся сопротивление.

фовый пояс отсутствует, хотя местами встречаются карбонатные постройки [144]. В вертикальном разрезе (рис. 10.48) более глубоководные плотные микрослоистые и керогеновые микриты постепенно переходят вверх в оолитовые грейнстоны, которые в свою очередь перекрываются доломитами, ангидритовыми известняками, ангидритами и неморскими красными сланцами пачки Бакнер (рис. 10.49). На местных структурных поднятиях переход к фации Бакнер несогласный (например, в Арканзасе), но к югу становится постепенным [18, 2629]. В Арканзасе и Миссисипи (рис. 10.50 и 10.51) пористые карбонатные грейнстоны разделены плотными известковыми песчаниками и образуют циклы мощностью 15—20 м. Циклы представлены базальными кварцевыми аренитами, содержащими до 40% карбоната, как в виде ооидов, так и в виде цемента, с параллельным несогласием перекрытыми карбонатными грейнстоном. Карбонаты обычно представляют собой переслаивание пачек родолитовых и оолитовых грейнстонов (мощностью 1 м). Выше сортировка ухудшается и появляются оолитовые родолитовые грейнстоны, содержащие до 60% ооидов и связанные с кораллиновыми водорослями, дазикладацеями, кодиацеями и скелетными обломками. Вышележащие оолитовые грейнстоны очень хорошо отсортированы, в них обычно отсутствуют морские окаменелости, и они имеют хорошо сформированный пресноводный вадозный цемент.

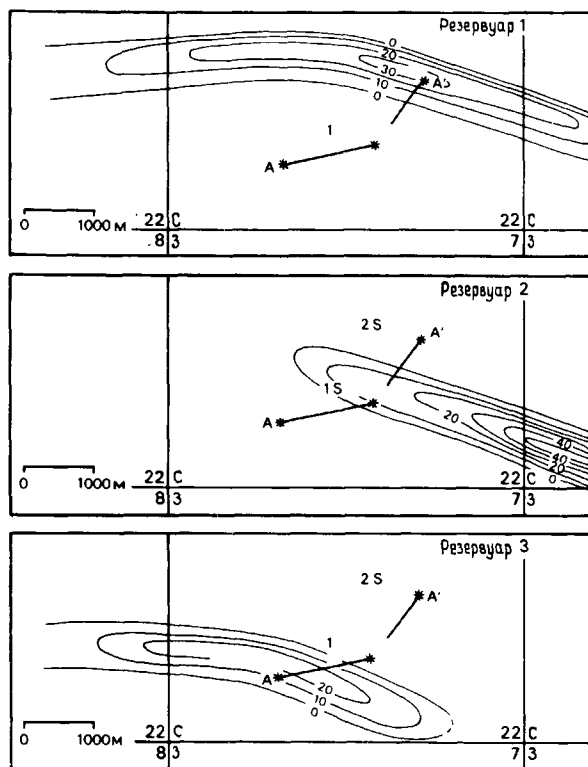


Рис. 10.51. Изопахиты трех продуктивных резервуаров в поле Окс (Смаковер В). Резервуары являются частями регрессивной последовательности пород; резервуары становятся моложе на юг (по [739]).

Резервуары грейнстонов распространены в виде вытянутых тел, параллельных простиранию основных фациальных зон Смаковер [18, 238, 739] (рис. 10.51). Эти тела интерпретируются как комплексы наступающих барьерных островов, которые быстро росли вдоль берега при обильном привносе карбонатного материала, тогда как терригенные осадки проходили мимо барьеров по приливно-отливным каналам. Фазы усиления привноса терригенного материала приводили к быстрому наступанию песчаной предфронтальной зоны пляжа, к отмиранию системы оолитовых барьеров и образованию в дальней зоне пляжа следующего комплекса. Погружение вело к захоронению первоначального барьера под лагунным терригенным обломочным материалом, а старый барьер во время последующей трансгрессии определял место образования следующего барьера непосредственно вниз по падению [739]. Таким образом, в этой модели оолитовые грейнстоны интерпретируются как эоловые дюны, а родолитовые оолиты как сублитораль-

ные отложения предфронтальной и дальней зон пляжа. Арениты рассматриваются как фации терригенного пляжа и предфронтальной зоны пляжа.

Грейнстоны с наилучшими коллекторскими свойствами имеют менисковый и изометрический пресноводный вадозный цемент, но петрографические данные показывают, что большая часть первоначальной пористости утрачивается при поднятии осадка к поверхности [739, 2516]. Зоны цементации располагаются параллельно простиранию и отражают прежнее положение пресноводных линз и зон смешанных поровых вод, причем цементация более крупных пор происходила при атмосферных фреатических условиях, а более тонких при вадозных условиях. Это непосредственно сопоставимо с характером цементации в плейстоценовых эоловых грядках в Юкатане [2545]. Эта интерпретация подтверждается также изотопными данными — хотя карбонаты в настоящее время погружены на глубину более 3,2 км, в них все же сохранилась изотопная запись, отвечающая первоначальным значениям. Петрографическое и изотопное изучение отдельных песчаных тел позволяет определить палеоуровни грунтовых вод (ширина вадозной зоны составляла ~1 м; смешанной вадозной и атмосферной фреатической зоны ~3 м; атмосферной фреатической зоны ~2 м; смешанной фреатической зоны ~5 м). Таким образом, на коллекторские свойства пород пояса Смаковер сильно влияли седиментационные и контролируемые седиментацией диагенетические факторы.

Обзор литофаций карбонатных песков в стратиграфическом и разведочном аспектах дан Харрисом [1055].

## 10.5. КАРБОНАТНЫЕ ПОСТРОЙКИ ВО ВРЕМЕНИ

Постройка — это тело карбонатной породы, в отношении которого можно доказать, что оно имело рельеф, приподнятый над современным ему субстратом. Подобные автохтонные холмы можно называть рифами, если имеются доказательства или потенциальная возможность доказательства того, что они росли в зоне волн [1088]. Такая структура имеет жесткий каркас, который построен организмами, производящими столбчатые, трубчатые или округлые массивные скелеты, срастающиеся вместе. Соединяющий их материал может быть органическим (например, красные водоросли) или, как во многих современных рифах, неорганическим цементом [1242,



1243]. Каждая постройка обязана своим происхождением росту определенных сообществ, которые дают необходимый материал для формирования каркаса или обладают механизмом, задерживающим осадок. Современные рифы избилуют высоко специализированными организмами, причем такие специализации возможны там, где условия среды и запасы пищи стабильны и предсказуемы (с. 20). По всей вероятности, эти факторы в конечном счете контролировали на протяжении фанерозоя развитие настоящих рифов, причем рифы росли вверх, потому что первичные каркасостроители были специализированными организмами, питавшимися взвесью. Некоторыми геологами-петрологами термин «риф» неправильно используется для обозначения любой карбонатной постройки, образовавшейся биологическим путем, независимо от того, росла она на глубине сотни метров или в зоне приобя [1521].

В течение фанерозоя многие группы организмов либо строили, либо способствовали формированию построек (рис. 10.52, 10.53) [514, 1088, 1242, 1243]. Однако известны значительные периоды времени, когда постройки не образовывались и формировались только иловые холмы (рис. 10.53). Органическая эволюция также влияла на тип карбоната. В палеозое формировался преимущественно кальцит и магнезиальный кальцит, для мезозоя типично образование магнезиального кальцита и арагонита, осаждавшегося в частности рудистами и кораллами, а начиная с кайнозоя и до настоящего времени в рифах и платформах преобладают организмы, продуцирующие арагонит [2610, 1242, 1243].

Во многих древних рифах прослеживается последовательность сообществ внутренних фаций, отражающая смену одного биотического комплекса другим в течение роста комплекса. Эта последовательность хорошо известна и предсказуема; она прослеживается в рифовых ассоциациях, начиная с раннего ордовика и далее в силуре, девоне, мелу и олигоцене [2521, 375]. Поскольку олигоценые рифы по общей структуре очень сходны с современными, на этой модели можно установить факторы, ее обуславливающие [1242, 1243]. Выделяются четыре крупные фазы роста, и для каждой характерны свои особенности сообществ организмов, степень разнообразия и тип осадка (рис. 10.54).

Вначале некоторые участки отмирающих известковых песчаных отмелей стабилизируются оппортунистическими организмами, обладающими «зацепками», или корнями (например, пельматозои, известковые водоросли, морская трава). Утвердившись, они дают убежище другим иммигрантам. Затем начинается колонизация с образованием довольно однообразных густых зарослей толерантных групп, часто способных противостоять сильным потокам. При ветвлении колонизирующие организмы создают новые ниши для обрастающих организмов, и это приводит к стадии диверсификации, которая охватывает всю массу рифа, с высоким разнообразием каркасных и связующих организмов, а также организмов, использующих постройку в качестве укрытия, и сверлильщиков. По мере того как кровля постройки приближается к зоне приобя, начинается стадия доминирования; драматически уменьшается разнообразие организмов, преобла-

Рис. 10.53. Идеализированная стратиграфическая колонка фанерозоя, иллюстрирующая периоды, в которые отсутствовали постройки ("перерывы"), периоды, когда они были представлены только холмами, и периоды, когда присутствовали и рифы, и холмы [1242, 1243].



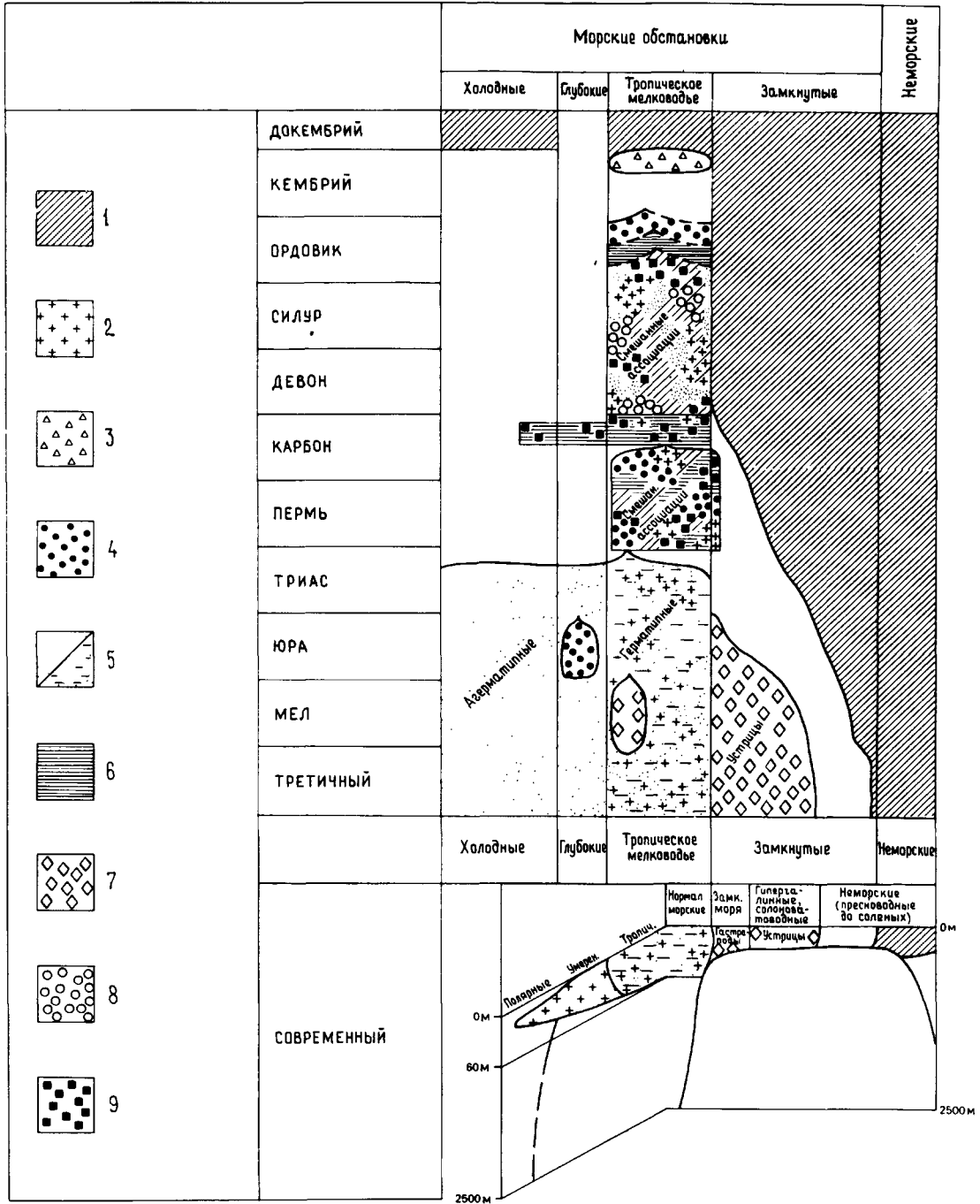


Рис. 10.52. Предполагаемое экологическое распределение организмов, преимущественно образующих скелетные постройки во времени [1088]. 1 — сине-зеленые водоросли (строматолиты); 2 — красные скелетные водоросли; 3 — археоциатиды; 4 — губки; 5 — кораллы; 6 — мшанки; 7 — моллюски; 8 — строматопориды; 9 — пельматозоа.

Стадии роста рифа


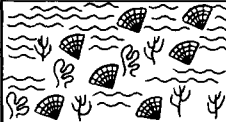

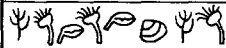
	СТАДИЯ	ТИП ИЗВЕСТНЯКА	РАЗНО-ОБРАЗИЕ ВИДОВ	ФОРМА РИФОВОЙ ПОСТРОЙКИ
	Доминанция	биндстоны и фреймстоны	Низкое — умеренное	Ламинарная инкрустирующая
	Диверсификация	Фреймстоны (биндстоны) с матриксом мадстонов — вакстонов	Высокое	Куполообразная массивная ламеллярная ветвистая инкрустирующая
	Колонизация	Баффлстоны до флотстонов (биндстонов) с матриксом мадстонов — вакстонов	Низкое	Ветвистая ламеллярная инкрустирующая
	Стабилизация	Грейнстоны — рудстоны (пакстоны — вакстоны)	Низкое	Скелетный детрит

Рис. 10.54. Четыре подразделения рифовых фаций с описанием наиболее распространенных типов известняков, относительное разнообразие и форма рифостроителей, присутствующих в каждом ярусе [1242, 1243].

дают формы обрастающего или пластинчатого типа роста, распространяются зоны щелка [2521, 1242, 2143].

Рассмотрев кратко общие черты древних построек, обратимся теперь к примерам эволюции основных типов построек во времени. Более обстоятельные описания даны Лапортом [1454], Уилсоном [2629], Туми [2454, 2455], Джеймсом [1242] и Харрисом [1054].

**Кайнозой.** От эоцена до настоящего времени рифовые сообщества в общих чертах сопоставимы, поскольку в них доминируют склерактинии с узнаваемыми современными родами. Несмотря на то что миоценовые коралловые рифы хорошо известны на Дальнем Востоке (например в Индонезии и на Филиппинах), где они являются важными продуктивными нефтесодержащими отложениями, наиболее изученные рифовые комплексы этого возраста, несомненно, находятся в районе Средиземноморья.

В мессинское время (см. также разд. 8.9.3) эффективный ряд узких окаймляющих рифов с преобладанием *Porites* формировался вокруг островов, построенных на метаморфическом фундаменте и вулканических породах и располагавшихся у входа в систему бассейнов Средиземное море — Красное море [740, 559, 2092]. Особенно хорошо рифы развиты на юге Испании, на Балеарских островах, в Марокко, а также в северной Италии и Сицилии. В южной Испании рифы строились частично на комплексе терригенных обломочных пород, состоящих из осадков аллювиальных конусов выноса, аллювиально-дельтовых отложений и морских турбидитов. Морские пески содержат двусторонки, мшанки, красные водоросли, морские ежи и одиночные кораллы и сравнимы с модифицированной форамольной ассоциацией. Уменьшение поступления терригенного кластического материала способствовало накоплению карбонатов, в бассейне формировались пелагические мергели, которые пере-

ходили латерально в фации передовой части рифа, представленные на проксимальных участках слоистыми калькаренидами, а на склоне и в зоне свала — галькой и валунами кораллов (рис. 10.55 и 10.56). В обнажениях видны топография и фации передовой части рифа, представленные слоями с гигантской косой слоистостью, в которых углы падения в зоны свала составляют 20—30° и уменьшаются вниз по склону до менее чем 5°. В обломках пород передовой части рифа, кроме *Porites*, присутствуют *Halimeda*, родолиты красных водорослей, мшанки, моллюски и серпулиды. Смежные бассейновые фации содержат многочисленные планктонные фораминиферы, радиолярии, спиклы губок, обломки *Halimeda* и глауконит. Собственно рифовые комплексы состоят из массивного ядра, с преобладанием скоплений колоний *Porites*, цилиндрические ветви которых можно проследить по вертикали до высоты 3 м. Эти скопления *Porites* образуют изолированные пики или непрерывные заросли, окруженные глыбами и коралловыми брекчиями. Ветви *Porites* покрыты слоем ламинарного микрита, образовавшегося еще до их обрастания фораминиферами и красными водорослями. Считают, что микрит представляет собой подводный цемент из магнезиального кальцита, который составляет до 70% пород рифового ядра [559]. При последовательном понижении уровня моря в результате эвстазии и эвапоритового высыхания (разд. 8.8.9) происходит образование системы рифовых террас, среди которых более низкие являются более молодыми [740]. Экология рифов своеобразна. В них преобладает моноспецифичная коралловая ассоциация. Объяснить этот факт просто контролем солености невозможно, даже если учитывать, что *Porites* является одним из наиболее толерантных современных родов кораллов [740]. В качестве возможного объяснения можно рассматривать привнос холодных вод из Атлантики, причем ча-



Рис. 10.55. Основные характеристики стратиграфического разреза (вне масштаба) мессинских карбонатов Нихар, южная Испания [559].

стично замкнутое Средиземное море следует считать последним прибежищем тепловодных видов (включая *Halimeda*) на этой палеошироте (около 30° с.ш.).

Более ранние миоценовые рифы в поясе Средиземное море — Красное море обычно содержат более разнообразные роды кораллов, но в них до лангского века отсутствуют *Halimeda*. Ниже по сторонам Суэцкого залива в дальней зоне побережья встречаются коралловые рифы с кавернозной вторичной пористостью в виде отдельных пятен и в виде каемок на обращенных к морю сторонах систем аллювиальных конусов выноса (рис. 10.33). Эти карбонаты представляют собой вторичные резервуары нефти, особенно там, где они перекрыты более поздними миоценовыми эвапоритами. Местами в этих карбонатах отсутствуют кораллы, но они богаты водорослями (например, нуллипоровые известняки, которые под Суэцким заливом латерально пере-

ходит в бассейновые эвапориты [1116]). Лагунные и золотые пески иногда богаты усоногими раками, что указывает на аномальную соленость в области тылового рифа.

В олигоценовое время, до закрытия Тетиса в миоцене, коралловые рифы были развиты, протягиваясь с юго-востока США до Мексики, Вест-Индии через Тетис, в Южную Европу, Индию и на Дальний Восток [2503]. В Луизиане, например, коралловые рифы образовывали локальные покрывки на диапировых соляных куполах и более обширные барьерные комплексы [842]. Отличительным признаком этих среднетрещичных рифов является удивительно космополитный характер их фауны. Очень велико видовое разнообразие кораллов; например, в северо-восточной Италии известно более 520 видов [376]; это особенно много, если учитывать, что рифы строились в условиях влияния привноса терригенных и вулканогенных осадков.

В эоценовых рифах, как например в Турции, доминируют кораллы, а связующими организмами, по-видимому, являются гидрзои; красные водоросли встречаются в основном в передовой части рифа и в тыловых рифах [1088]. Мшанковая биота передовой части рифа и пнеролидно-милиолидная биота тылового рифа очень сходны с их современными аналогами. Однако в эоцене особенно в Средиземноморском поясе происходило образование обширных банок гигантских бентосных фораминифер *Nummulites*. Они интерпретируются как постройки [90, 1088]; в некоторых местах связующими организмами в них являются, по-видимому, красные водоросли. Нуммулитовые гребни отделяли более глубоко-



Рис. 10.56. Модель Мессинского рифа острова Мальорка, показывающая зональность рифа и омоложение рифовых террас [740].

водные фацции с глобигеринидами от более мелководных лагунных илов и эвалоритов. Однако нуммулиты внутри некоторые «банок» мощностью 30 м, например в классических среднезоценовых слоях Гизехензис в Египте, указывают на многочисленные случаи переориентировки осадка течениями: черепитчатое налегание, знаки ряби и размывы [14]. Предполагается поэтому, что многие структуры, напоминающие банки, представляют собой пассивно намытые скопления скелетов. Это подтверждается наблюдениями над сопутствующей фауной, например рыбами и морскими ежами, большинство из которых находится не в прижизненном положении, за исключением тех случаев, когда они связаны с хардграундами. Такие нуммулитовые банки лучше рассматривать как специализированные мелководные пески платформенной окраины, а не как настоящие постройки.

Хорошо развитые рифовые фацции к концу мезозоя обычно исчезают (рис. 10.53), хотя рифовые известняки локально распространены и в плиоцене и содержат виды, пережившие фазу вымирания в конце мела [114, 1242, 1243]. Палеоценовые постройки хорошо представлены биогенными иловыми холмами, в которых доминируют мшанки в ассоциации с губками. В датское время в южной Скандинавии в более глубоких частях морских впадин, простиравшихся с северо-запада на юго-восток, формировалась серия асимметричных иловых холмов, внешне напоминающих крупномасштабные волны высотой 10 м с длиной волны примерно 50 м [2450]. Внутренняя слоистость холмов конкордантана с их поверхностью, которая в свою очередь дискордантна со слоистостью вмещающих пород. Слоистость холмов подчеркивается полосами окремнения; до 45% этих осадков состоит из обломков мшанок. Отмечается зональность в распределении форм мшанок, причем более массивные формы встречаются на гребнях структур и на более крутых (обращенных на юго-восток) склонах, которые интерпретируются как более высокоэнергетические зоны. Водоросли и другие свидетельства фотических условий отсутствуют; полагают, что эти фацции сопоставимы с более глубокими холодноводными платформами, как например Роккол (с. 70), и с постройками, развитыми на глубоководных флангах Багамских островов (с. 31).

**Мезозой.** В течение раннего мела в Тетическом поясе от Мексики через Южную Европу до Японии формировались кораллово-водорослевые постройки, но в среднем и позднем мелу в сооружении построек в этом регионе доминировали рудисты, образуя заросли и каркасы. В

позднем мелу они колонизовали различные места обитания: тыловые части рифов, рифы и склоны передовой части рифа и характеризовались широким разнообразием формы раковин. Были представлены: толстораковинные конические формы, достигавшие высоты 1,5 м (радиолитиды), высокие скрученные трубки (каприниды), тонкостенные скрученные спирально (моноплеуриды) и тонкораковинные формы с изогнутыми створками (реквениды). Все рудисты были прикрепленными сестонофагами [2261], причем их требования к пище отличались от требований кораллов-микрохищников, так что прямые экологические сравнения меловых рудистовых рифов с современными коралловыми рифами следует проводить весьма осторожно. Возможно, что по крайней мере некоторые рудисты, подобно современному гигантскому моллюску *Tridacna*, были симбионтными с зооксантеллами.

Реквениды обычно строили биостромы в зоне прибрежных карбонатных банок. Большинство других организмов, кроме милиолид, по-видимому, отсутствовали в этих сообществах, хотя с ними ассоциируются строматолиты и доломитизированные корки. Моноплеуриды, по-видимому, были толерантны к привносу илистого материала, в то время как каприниды формировали крупные холмы в тыловых рифах, на шельфовой окраине и на передовом склоне. Радиолитиды распространены от тылового рифа до переднего склона; значительными рифообразователями они были в позднем мелу, где ассоциировались с кораллами, гидрозоями, красными водорослями и губками и постепенно были замещены ими [1320, 2629]. Постройки рудистов образовывали кайму вокруг древнего Мексиканского залива в течение большей части мелового периода. Благодаря интенсивным поискам углеводородов, были выявлены ассоциации смежных платформенных и бассейновых фацций (рис. 10.57, 10.58, 10.59). В раннем и среднем мелу край шельфа чаще всего представлял собой прерывистый ряд вытянутых банок и изолированных рифов с рудистовыми песчаными телами [174]; подобная картина в это время была и в других частях мира (например, в Европе и на Среднем Востоке). В позднем мелу появились более непрерывные рифовые барьеры [1584]. Гребневые зоны некоторых рудистовых рифов (например на Среднем Востоке) богаты крупными орбитулидными фораминиферами, но их истинная роль в создании построек еще не выявлена [2480].

В поздней юре развивались пятнистые и барьерные рифы, сложенные кораллами и гидроидными, особенно распространенные вдоль северного края области Тетис. В Югославии

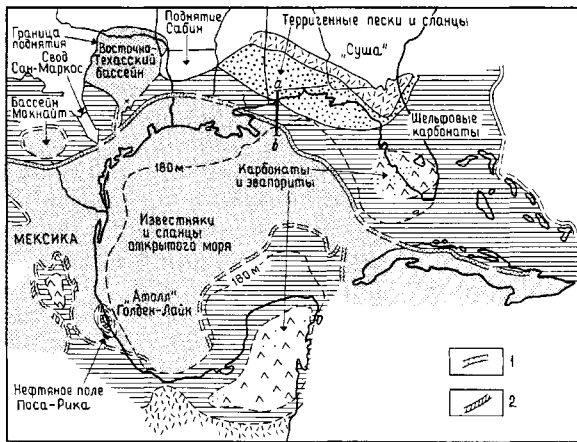


Рис. 10.57. Распределение основных фаций в раннем мелу в районе Мексиканского залива, показывающее тренд в распределении рудистой постройки ([371] с многочисленными дополнениями по личному сообщению Вернона, 1977). 1 — рудистовые постройки на краю шельфа; 2 — детрит предрифа. *ab* — линия разреза на рис. 10.58.

[2477] такие рифы протягиваются зоной шириной 20 км и длиной 140 км вдоль края дневней платформы и имеют мощность до 600 м. Здесь выделены фации брекчий передовой части рифа, массивного рифа и битуминозные и мергелистые фации тылового рифа. Рифовый пояс состоит из двух зон — краевой зоны шельфа шириной 6—10 км с очень разнообразным сообществом,

в котором преобладают ктеностоматидные гидрозои и массивные кораллы, и внутренней зоны с парастроматопороидеями и обильными ветвистыми и корковидными кораллами. В передовой части рифа с аллотонными рифовыми глыбами преобладают обломки криноидей. Эта часть рифа по направлению к бассейну переходит в мергелистые известняки, содержащие тинтиниды и цефалоподы.

В позднеюрских эпиконтинентальных бассейнах Центральной Европы постройки в виде иловых холмов сложены блюдце- и чашеобразными губками и цианобитами. Микритовый матрикс в этих холмах часто содержит мшанки, брахиоподы и серпулиды. Кроме того, могут встречаться аммониты, двустворки и белемниты. Такие холмы часто имеют более 100 м в поперечнике и мощность 20—50 м; по-видимому, они росли в спокойных, относительно глубоководных, но определенно фотических условиях [153, 999, 830].

В южном Тетисе в среднем и позднем триасе формировались комплексы барьерных рифов, отделявшие более глубоководные бассейновые фации на юге от платформенных и платформенно-бассейновых фаций на севере (рис. 10.60) [292, 325, 328, 1900, 2678]. Наиболее важными каркасостроителями были кораллы и известковые губки, которым сопутствовали гидрозои и соленопорацеи (красные водоросли); имеются убедительные петрографические свидетельства ранней проникающей цементации. Разрезы прилегающих частей тылового рифа представлены калькаренимом с округлыми зернами с большим количеством зеленых водорослей дазикладаций и

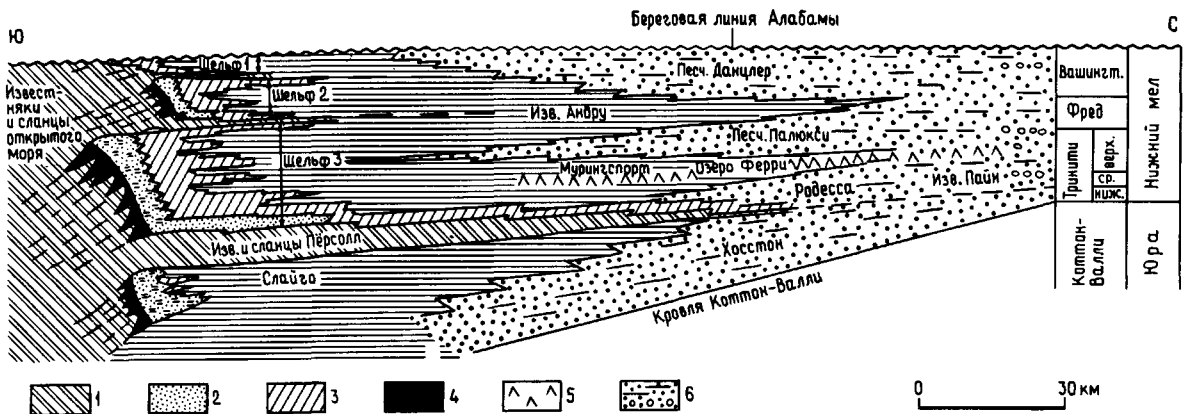


Рис. 10.58. Схематический региональный разрез вдоль линии, показанной на рис. 10.57, составленный Верноном, компания Шелл Ойл, Хьюстон. 1 — известняки и сланцы открытого моря; 2 — известняки края шельфа, рифы рудистов и отмели грейнстонов; 3 — в основном

грейнстоны и пакстоны; 4 — в основном вакстоны и мадстоны; 5 — ангидрит; 6 — песчаники, сланцы и гравелиты, в основном, красноцветные. Без вертикального масштаба.

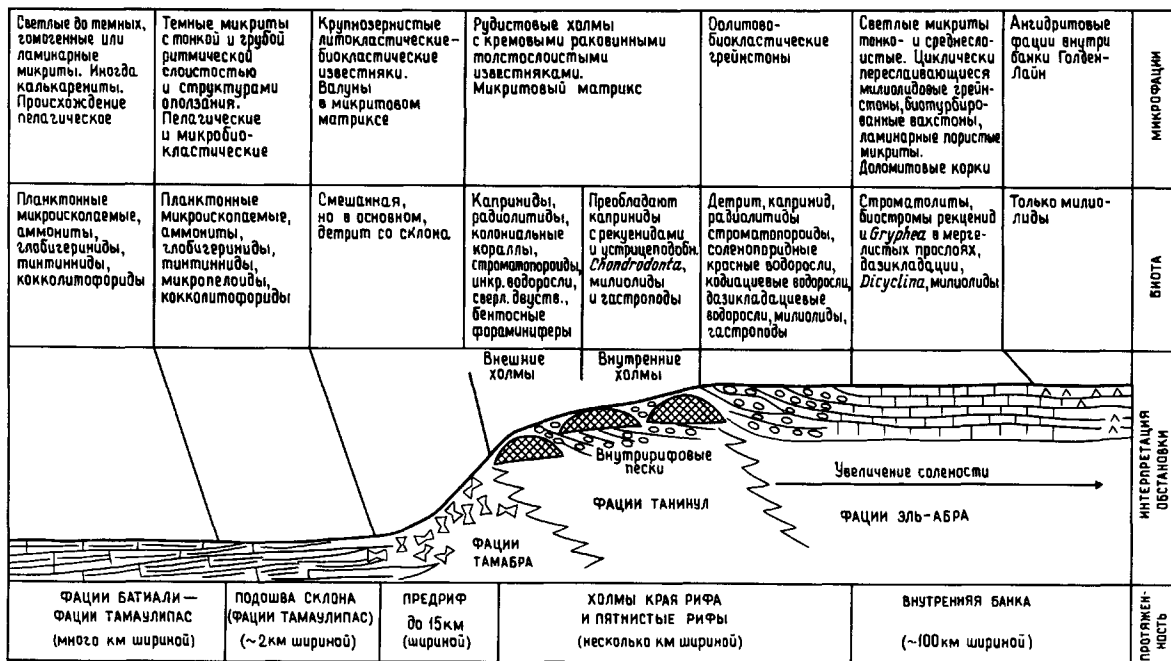


Рис. 10.59. Обобщенная схема биофаций на краю "атолла" Голден-Лайн, Мексика, показанного на рис. 10.57 ([2629] с изменениями).

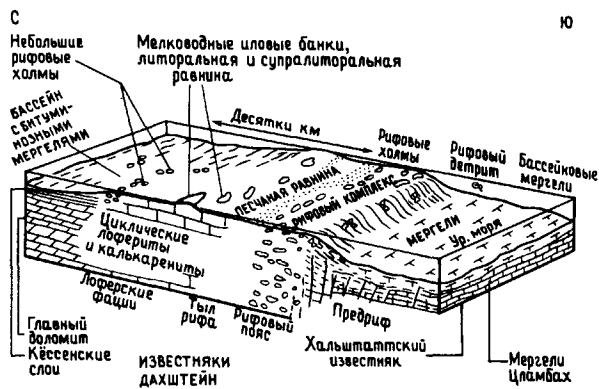


Рис. 10.60. Палеогеографическая реконструкция обстановок осадконакопления в течение позднего рэта в Северных Известняковых Альпах, Австрия. Сравните рис. 10.42, б (по [2678]).

двустворок. В комплексе Дахштейн рифовые отложения и осадки песчаной отмели сменялись циклическими строматолитовыми и пятнистыми ламинитами, представлявшими собой литоральные и супралиторальные иловые отмели (см. разд. 10.4.3).

**Поздний палеозой.** Если общее строение триасовых и более поздних построек достаточно хорошо известно, то в палеозое ситуация совершенно иная. В позднем палеозое до периода массового вымирания в сообщества построек часто входили фенестеллиды, продуктиды и тетракораллы.

Из пермских построек лучше всего известен «риф» Капитан. Он представлен сложным переплетением барьерных построек, которые формировались на окраине бассейна Делавэр, Техасе и Нью-Мексико (рис. 10.61). Собственно барьерная постройка («риф») микротовая и почти не содержит крупных каркасо-строителей, за исключением известковых губок, связанных проблематичными гидрокораллиновыми водорослями (*Tubiphytes*), строматолитовыми водорослями, мшанками и соленопороидными красными водорослями, проросшими циклостомными мшанками. Первичные полости, однако, заполнены реликтовым волокнистым морским цементом [1579, 1598]. Присутствует также большое количество других скелетных остатков, включая пельматозои, брахиоподы и фораминиферы, но только около 3% окаменелостей находятся в первичном положении. Бассейновая сторона этого комплекса сложена переслаиванием грубо- и тонкозернистого

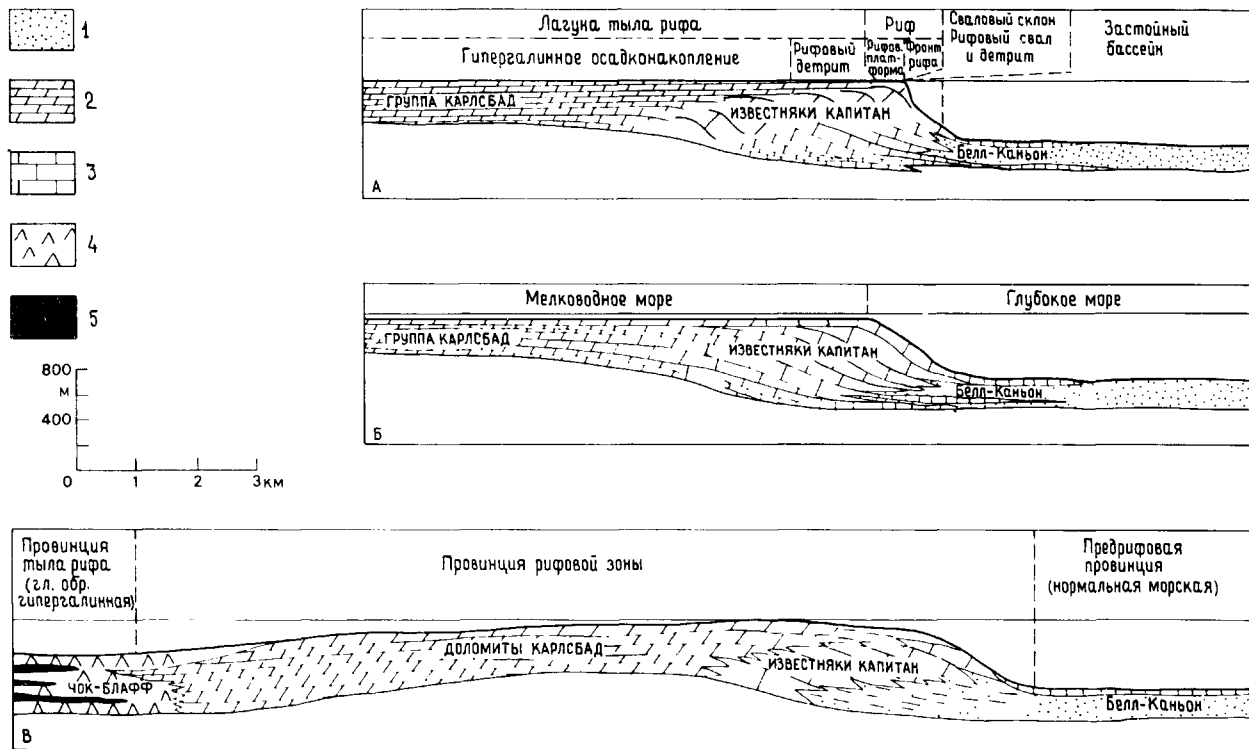


Рис. 10.61. Три альтернативные модели пермского рифового комплекса, западный Техас и Нью-Мексико ([685]). А — гипотеза барьерного рифа; Б — гипотеза непрерывного склона; В — гипотеза краевой плотины.

1 — фашии Делавэр: серые песчаники; 2 — фашии Карлсбад: доломиты; 3 — фашии рифа Капитан: доломиты и известняки; 4 — фашии Чок-Блафф: эвалориты; 5 — фашии Бернал: красноцветы.

скелетного материала и обломками построек. Этот консолидированный осадок передовой части рифа встречается также в виде обломков внутри более тонких осадков у подножия склона передовой части рифа. По направлению к шельфу распространены отмытые скелетные пески с дазикладовыми и кодиевыми, с онколитами, моллюсками и фораминиферами; этот материал и материал построек сильно доломитизированы на местах своего образования, но в слоях передового склона их обломки кальцитовые. За «рифом» присутствуют также вадозные пизолиты, а калькарениты латерально переходят в ламиниты и эвалориты ([685, 1787, 2629], с.217 и далее). Данем [685] показал, что край шельфа испытывал воздействие вертикальных колебаний уровня моря. При низком стоянии уровня происходил интенсивный диагенез в вадозной зоне и на склоне постройки формировались оползневые конгломераты. Он объяснял колебания уровня моря разрастанием и отступанием ледников Гондваны. Было предложено несколько моделей обстановок формирования комплекса Капитан, среди

которых интерпретация В на рис. 10.61 лучше всего согласуется с существованием первоначального барьера, который представлял собой известково-песчаные отмели и богатые губками постройки в виде иловых холмов, сцементированных до нижней части склона.

В северной Англии описаны [2276] позднепермские постройки с преобладанием мшанок и водорослей, формировавшиеся по краям бассейна Цехштейн. В этих преимущественно массивных микритовых телах, как и в их техасских аналогах, отсутствуют очевидные каркасопостроители; они имеют ранний цемент, но отличаются тем, что переходят вверх в строматолитовые биостромы, которые отделяют морские бассейновые фашии от лагунных.

Несмотря на широкое развитие в карбоне платформенных фашии, в это время формировались иловые холмы, а не рифоподобные постройки. Некоторые из этих так называемых Уолсортских холмов и их комплексов, например в Ирландии [1473, 1474], возвышались более чем на 100 м над дном бассейна, заполненного преи-



мощественно глинистыми сланцами, имели крутые склоны с углами падения до  $50^\circ$  и обрамлялись шлейфами раковинного детрита с цементом обтекания — строматакиссом. Эти холмы сложены микритовым ядром с изменчивым количеством пустотных заполнений и неоморфного карбонатного шпата и часто — полным спектром фаций — от обогащенных илом с рассеянными фенестеллидами до фаций, представленных сетью колоний фенестеллид с карбонатным заполнением. Основные скелетные остатки — это фенестеллидные мшанки, краноидеи и рассеянные биокласты скелета других беспозвоночных.

В Ирландии Уолсортские холмы были широко распространены на шельфе, но еще шире в широкой зоне, отделяющей глубоководную илистую фацию на юге от «лагунной фации» на севере [1473]. Одна из проблем, связанных с микритовыми холмами уолсортского типа, — это необходимость объяснить сохранность их высокого рельефа и крутых склонов, особенно в тех случаях, когда в структуре отсутствует органиогенный или скелетный каркас. Были предложены сложные гипотезы происхождения таких построек (рис. 10.62), однако изучение известково-илистых и песчаных банок в заливе Шарк [573], на Багамских островах и Флориде [942] показало, что в тех случаях, когда осадок улавливается (в современных морях обычно морской травой), формирование известково-илистых банок происходит в виде саморазвивающихся систем, но с относительно пологими склонами (см. с. 36). На Уолсортских холмах взаимодействующие организмы (частично сохранившиеся и частично исчезнувшие в результате диагенеза) могли строить сообщества, в общем сопоставимые с биотой залива Шарк. Присутствие оползневых слоев на флангах холмов свидетельствует о периодической подвижности склонов. Обычно отсутствие размывов, связанных с действием течений, и намывных косослоистых отложений предполагает, что эти холмы формировались в низкоэнергетической обстановке, возможно, в глубокой зоне шельфа (сравните с. 31).

Крупное вымирание в позднем девоне привело к массовой гибели морских бентосных сообществ. Вымерли табуляты, пострадали ругозы, сократилось разнообразие строматопороидей, а также брахиопод. Таким образом, общий состав раннекаменноугольных биот был относительно обедненным.

Однако в среднем и позднем девоне наблюдалось взрывное и всесветное развитие кораллово-строматопороидных построек. В течение силура и раннего девона доминировали табуляты, затем все возрастающую роль стали играть тетракораллы.

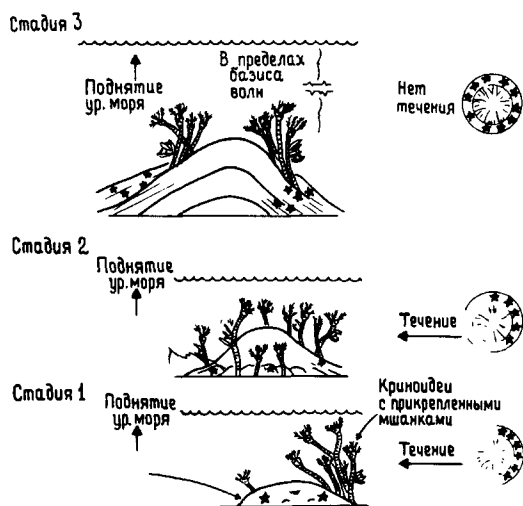


Рис. 10.62. Предполагаемая модель развития Уолсортского холма (поперечный разрез), включающая прогрессивную колонизацию осадка, которая первоначально формируется за счет появления зарослей криноидей и мшанок на склоне, обращенном в сторону течения [2629]. Стадия 1. Механическое накопление на тыловой стороне заросли криноидей и сетчатых мшанок. Стадия 2. Рост органической решетки вокруг растущего холма. Стадия 3. Фаза глубокой тихой воды. Полное кольцо криноидов и сетчатых мшанок способствует накоплению биокластического детрита на флангах холма.

Живетско-франские рифы западной Канады [1248] и Скалистых гор [1798] дают ряд прекрасных примеров как построек с жестким каркасом, так и открытых скелетных конструкций, распространение которых контролировалось небольшими колебаниями уровня моря и топографией дна. Определенные сообщества были характерны для определенных обстановок. Массивные строматопороидеи, корковидные кораллиновые водоросли и колониальные кораллы связаны главным образом с «рифом» и «передовой частью рифа», в то время как организмы с более хрупкими ветвящимися скелетами, как у *Amphiroa*, доминировали в предположительно лагунных обстановках. Джеймисон [1248] построила модель обстановок для рифового комплекса Александра, где выделила глубоководную передовую часть рифа, риф, защищающий шельфовую лагуну, и полупогруженные прибрежные иловые отмели (рис. 10.63). В рифе Александра большую роль в образовании карбоната играли водоросли и, по мнению Джеймисон, многие из них удивительно напоминают современные рифостроящие водоросли. Характер их распределения также сходен с распределением водорослей в современных морях. Рифы шельфовых

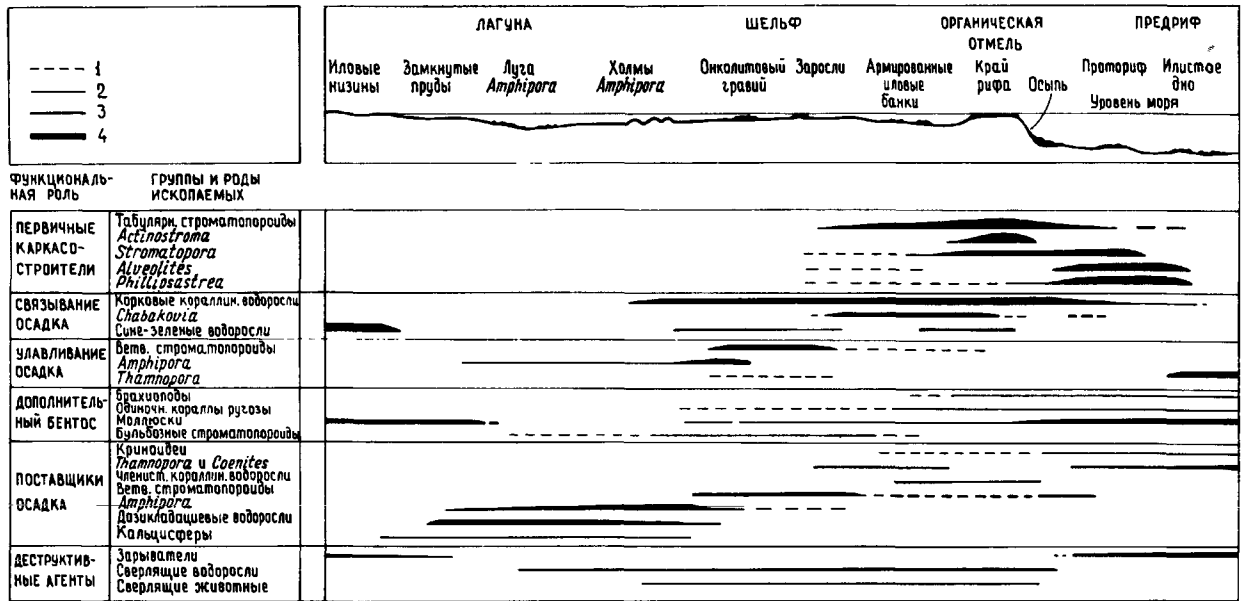


Рис. 10.63. Реконструкция профиля рифового комплекса Александра, Северо-Западные территории, Канада

(по [1248]). 1 — присутствуют, но не обычно; 2 — обычные; 3 — значительны; 4 — преобладают.

окраин часто богаты инкрустирующими известковыми сине-зелеными водорослями. Комплекс изолированных рифов шириной от нескольких метров до нескольких десятков метров образовывал частичный барьер. На площади «тылового рифа», за этим барьером формировались бугры в «форме ульев». Они достигали высоты 2 м и в них доминировали *Amphipora*, корковидные кораллиновые водоросли и мелкие кораллы. Местами развивались также иловые холмы.

Сходные постройки были хорошо развиты в Австралии [1916], Европе [1403, 380] и во многих других частях мира [1088]. Европейские рифы представлены банками, биостромами, комплексами барьерных рифов, рифовыми холмами, атоллами и иловыми холмами затишных вод [380]. Фации рифового ядра часто имеют текстуры раннего подводного цемента, а в иловых холмах важным ранним диагенетическим признаком является цемент облекания (строматаксс).

**Ранний палеозой.** В силуре значительные комплексы построек формировались в Гренландии, на острове Готланд, в Иллинойсе — Индиане и Англии. В США постройки лучше всего развиты на востоке по периферии Центрального кратона (рис. 10.64). Кроме того, каждый из трех кратонных бассейнов в Мичигане, Иллинойсе и Техасе — Нью-Мексико был окаймлен постройками. В Иллинойсе эти постройки встречаются в

виде неправильных скопления там, где скорость отложения кластических пород была низкой (рис. 10.64 [2212, 2629]). Шейвер [2212] выделил пять типов построек: 1) водорослевые спонгиозные строматолитовые холмы, 2) мшанково-иловые холмы со строматактоидной структурой, 3) криноидно-табулятные иловые холмы, 4) волноустойчивые каркасные рифы, 5) «рифовые пики».

Волноустойчивые каркасы достигали высоты 30—70 м и росли на кровле криноидных вакстонов, содержащих табуляты, немногочисленные строматопороиды, губки и трилобиты. Выше наблюдается переход от аргиллитов и вакстонов, содержащих гидроидные, и со строматакссом к настоящей каркасной ассоциации. Каркас представлен многочисленными строматопороидеями, табулятами и детритом криноидей, брахиопод и моллюсков. Фауна менялась по мере того, как рост каркаса распространялся в зону волн (рис. 10.65); исчезали губки, а более крупные строматопороидеи сопровождалась массивными колониями табулят [2437]. Кроме кораллов здесь присутствовали неожиданно крупные популяции других хищных организмов (особенно наутилоидей) — разительное сходство с трофической структурой современных рифов. Рост каркаса вверх завершался после достижения зоны волн и тогда происходило экстенсивное раз-

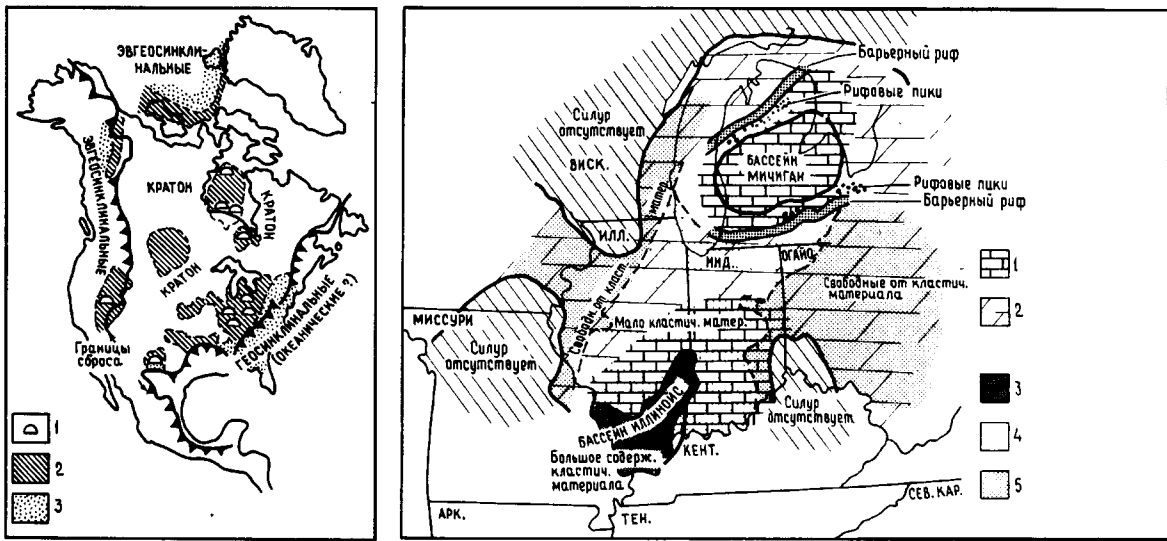


Рис. 10.64. Среднесилурийские постройки и карбонатные фации Среднего Запада США с врезкой, показывающей фации силура Северной Америки [1537, 1652, 2629]. а. Литофации верхов среднего силура: 1 — рифы; 2 — шельфовые карбонаты; 3 — терригенные кластиты (грантолитовые). б. 1 — преимущественно известняки;

2 — преимущественно доломиты; 3 — “кластические” породы применительно только к карбонатам; 4 — с большим содержанием кластического материала; 5 — с низким содержанием кластического материала; 6 — свободные от кластического материала.

витие путем латеральной аккреции краевых частей постройки с богатой фауной криноидей. Преимущественный рост в одном направлении интерпретируется как реакция на господствующее направление ветра. Комплексы подобных построек формировались в виде барьеров во-

круг некомпенсированного бассейна Мичиган (рис. 10.64) и, кроме того, внутри бассейна в виде «рифовых пиков», образовавшихся там, где рост биогенной конструкции не отставал от скорости прогибания.

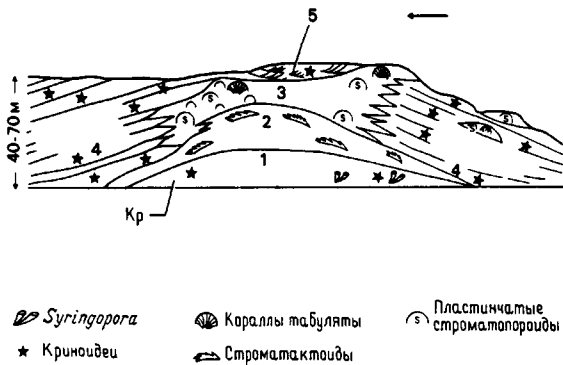


Рис. 10.65. Развитие постройки в “нижнем обломочном” карбонатном поясе среднего силура, Средний Запад США ([2629] с изменениями). 1 — первичное накопление биокластического материала; 2 — микритовый иловый холм ниже базиса волн; 3 — каркасная постройка, образованная бандстонами гребня; 4 — криноидные породы флангов; 5 — криноидные грейнстоны образуют гребень. Кр — известковые илы с криноидами; S — сателлитные рифы.

Первые крупные постройки Готланда [1570, 2029] появились в венлоке и напоминают среднюю стадию (подразделение 3 на рис. 10.65) развития в приведенных американских примерах [2629], со строматопороидеями в качестве доминирующих каркасостроителей. Самые поздние готландские постройки (типа Хольмхеллар, см. [1570]) состоят из больших уплощенных неправильных масс, сложенных почти исключительно строматопороидеями и водорослями. Они, по видимому, имели жесткие плотные каркасы, относительно низкое разнообразие и интерпретируются как мелководные линейные рифы, развивавшиеся в высокоэнергетической обстановке внутренней части кратона [2629]. В склоновых осадках преобладает криноидный детрит. Уилсон [2629] считает, что готландские и американские постройки различались тем, что 1) готландский шельф характеризовался, вероятно, нормальной морской соленостью с хорошей циркуляцией вод, в то время как американские бассейны были более замкнутыми; 2) на Готланде, примыкавшем к Каледонскому поясу, глины были обильнее; 3) меньшие размеры готландских

построек являлись следствием меньших глубин и/или меньшей скорости погружения. В северной Гренландии поля карбонатных построек простираются примерно на 800 км и включают: внутршельфовые фенестровые доломиты; строматопоридные биостромы края шельфа и криноидные калькарениты; краевые и склоновые строматопоридные табулятные биндстоны. Многие постройки ассоциируются со слоями хаотических брекчий, представляющими собой фланговые отложения [1212].

В ордовике постройки были меньше развиты, чем в более позднее время. Небольшие постройки высотой 2—3 м и 3—5 м в диаметре, в которых преобладали простые биоты из строматолитов, литистидных губок, проблематики и (?) колониальных кишечнополостных, были развиты, например, на месте Техаса и Оклахомы. Хотя эти постройки были простыми по структуре, они наращивались вертикально в мелководье и характеризовались нормальной последовательностью фаз стабилизации — доминирования (см. рис. 10.54) [2454, 2455]. Однако в их состав включались новые группы скелетных организмов, особенно в среднем ордовике. Это — мшанки, литистидные губки и табуляты (рис. 10.53), а красные (соленопоридные) водоросли, присутствующие уже начиная с кембрия, становятся обильными и разнообразными [1088, 2655, 2656].

Кембрийские постройки понять еще труднее. Из верхнего кембрия Теннесси известны неяснолинейные многокилометровые комплексы бугорчатых строматолитов мощностью до 1 м [1822], а некоторые структуры из верхнего кембрия штата Нью-Йорк были даже названы «барьерами» [958].

Археоциаты — представители, вероятно сходного с губками вымершего типа, присутствовали в постройках, развитых в нижнем кембрии Сибири, Северной Америки, Европы, Африки, Австралии и Антарктиды [1246]. Кубкообразные скелеты археоциат были связаны между собой проблематическими организмами *Renalcis*, *Girvanella* и *Epiphyton* (обызвествленные водорослевые структуры).

Известны также постройки в виде низких холмов с диаметром примерно 30 м и более. Советские исследователи Сибирского складчатого пояса (по Хилл [1121]) предложили для некоторых «водорослево»-археоциатидных ассоциаций схему их зональности по глубине. Эти холмы колонизовались разнообразными бентосными организмами, так что к концу раннего кембрия экосистемы рифовых холмов уже сформировались [1242]. Недавно Брасьер [332] высказал предположение о том, что некоторые из предполагаемых «водорослевых» структур являются вадозными

«кониатолитами», и это указывает на то, что часть археоциатид выступала над поверхностью воды.

**Докембрий.** Интерпретации ассоциаций построек для этого времени весьма спекулятивны. Хоффман [1139] проанализировал роль строматолитов на протяжении геологического времени; очевидно, что потенциал сохранности строматолитов был гораздо выше до периода диверсификации соскребателей и сверлильщиков. Ассоциации фаций в протерозое северо-западной Канады рассматриваются как аналоги фаций, которые формировались позднее на краях платформ (рис. 10.66). Ветвящиеся столбчатые строматолиты образовывали постройки мощностью до 20 м, отделявшиеся друг от друга каналами, заполненными косослоистыми интракластовыми грейнстопами. В некоторых местах такие комплексы построек формировались вплоть до ордовика, особенно вдоль структурных шарнирных линий, отделяющих бассейны от платформ [1139].

**Закключение.** Различные типы построек, наблюдающиеся в геологической летописи до кайнозоя, нельзя слишком прямо сравнивать с современными рифами, в которых доминируют герматипные кораллы. Различные типы построек, обзор которых был дан, могут вписаться в основные модели шельфа, как это было постулировано Уилсоном ([2629], с. 360) (рис. 10.67), но используя такие модели, следует учитывать эволюционный фон и трофические требования соответствующих организмов.

Кроме того, рифы и карбонатные платформы погребены в тех районах, где скорости тек-

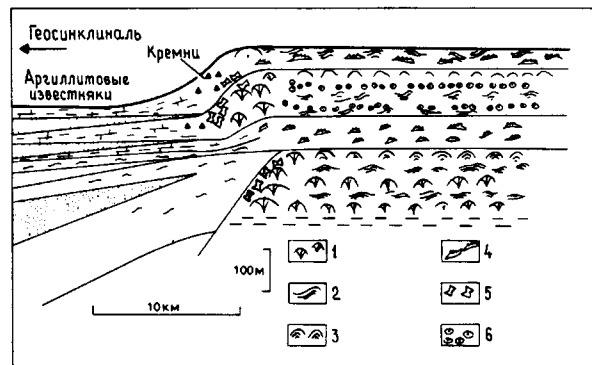


Рис. 10.66. Распределение фаций на среднекембрийской карбонатной платформе, геосинклиналь Коронейшен, северо-запад Канадского щита [1139]. 1 — строматолитовые холмы; 2 — волнистые строматолиты; 3 — столбчатые строматолиты; 4 — пальцеобразные фенестральные структуры; 5 — интракластовые грейнстоны; 6 — оолиты.

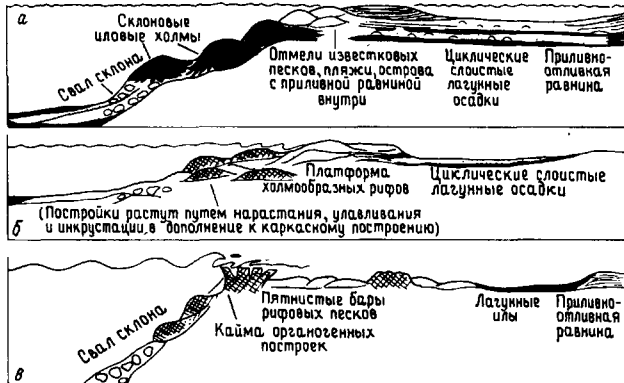


Рис. 10.67. Три типа края карбонатного шельфа: а — накопление иловых холмов в нижней части склона; передовой склон холмов окаймляет бассейн с низкой энергией (склон от 2 до 25°); б — платформа, или рампа холмистого рифа, который окаймляет бассейн с низкой и умеренной энергией (склоны пологие, до 15°); в — кайма органогенных рифов, обрамляющая бассейн с высокой энергией (склоны крупные, до 45°) [2629].

тонического погружения и/или поднятия уровня моря превышают скорость накопления карбоната. Относительные поднятия со скоростью 6—10 мм/10<sup>3</sup> лет уничтожают платформы. Образование карбоната может прекратиться в каком-нибудь регионе под воздействием среды, включая такие воздействия, которые могут быть вызваны тектоническим перемещением плит в направлении к высоким широтам или быстрыми изменениями уровня моря.

## 10.6. КАРБОНАТЫ УМЕРЕННЫХ ВОД

Осадки, богатые скелетными остатками, широко распространены в мелких умеренных водах [441, 1477, 2550, 268, 1672, 1457, 1475, 771, 578, 2158, 1776], хотя это все еще в значительной степени игнорируется специалистами по карбонатам (например, [2133]). В древних разрезах все чаще распознаются древние аналоги холодноводных карбонатов [1232, 1775, 1974, 133, 1551], однако моделирование фаций таких систем пока еще находится на относительно ранней стадии разработки.

По сравнению с карбонатами современных тропиков в карбонатах умеренных вод всегда доминируют форамольные ассоциации; они обычно бедны известковым илом, характеризуются отсутствием ооидов и агрегатов и преобладанием кальцита над арагонитом и магниезальным кальцитом. В фотических условиях могут

быть обильно представлены красные водоросли, но другие рифолюбивые виды отсутствуют, и в фауне преобладают мшанки, моллюски, фораминиферы и, при большой подвижности вод, усонигие раки. Организмы с быстро растущими массивными толстыми раковинами приурочены к мелким тропическим водам. Холодноводные шельфовые карбонаты аккумулируются гораздо медленнее, чем их тропические аналоги, и часто ассоциируются с глауконитом на глубинах ниже 200 м. Однако как в тропических, так и в умеренных водах накопление карбоната контролируется прежде всего степенью привноса терригенного кластического материала.

**10.6.1. Современные краевые шельфы умеренных широт.** Низкое побережье Коннемара в западной Ирландии поставляет очень мало терригенного кластического материала и поэтому известковые осадки аккумулируются в дальней зоне побережья. Карбонатные фации особенно хорошо документированы в заливе Маннин (рис. 10.68) [1477, 295, 296], где температура поверхностных вод в течение года колеблется от 7,2 до 18,6° С. Этот шельф с высоким энергетическим уровнем характеризуется амплитудой прилива в 4,3 м и господствующими ветрами, направленными в сторону берега и дующими с юго-запада (азимут 230°). В заливе Маннин (рис. 10.68) встречаются три крупные группы осадков, содержащие 1) илы; 2) окаймляющие побережье пески и 3) гравий с *Lithothamnium*. Кроме того, за пределами залива Маннин наблюдается скалистый субстрат, местами покрытый пятнами песков, ракушнякав и гравия и содержащий в литоральных зонах обильных усонигих раков и *Mytilus*.

Илы приурочены к защищенным бухтам и к участкам с глубиной воды не менее 10 м. Осадки состоят из черных студенистых илов, перемежающихся с неправильными пятнами гравия. Поверхность покрыта нитчатыми матами водорослей, а летом густыми зарослями морской травы; содержание карбоната редко превышает 40%. Основными биогенными составляющими являются бентосные моллюски и фораминиферы, причем количество моллюсков возрастает в направлении к вершинам бухт с более изменчивой соленостью.

Пески встречаются в виде покрова шириной до 5 км и содержат до 80% карбоната. Зернистость варьирует от тонкой до грубой, поверхность местами осложнена знаками ряби, хотя локально обильны роющие организмы. Карбонатная фракция более тонкозернистых песков, аккумулирующихся на защищенных участках, состоит из обломков моллюсков, фораминифер, игло-

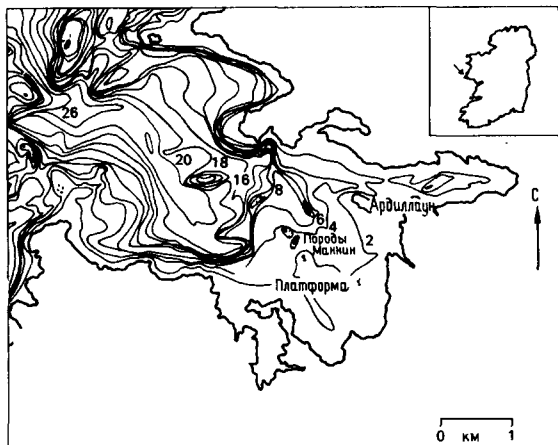


Рис. 10.68А. Батиметрия залива Маннин, Ирландия. Глубина (в метрах) ниже уровня самого низкого сизигийного прилива.

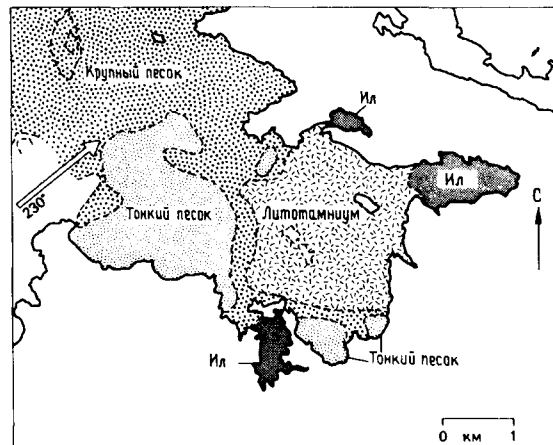


Рис. 10.68Б. Литофации залива Маннин и направления поступления гидравлической (стрелка с азимутом 230°) энергии [294].

кожих, мшанок, остракод и губок. Вблизи фации с *Lithothamnium* возрастает количество материала и обломков *Lithothamnium* и гастропод-соскребателей. Более открытые части залива содержат очень грубые пески с большим количеством *Mytilus* и усонюгих раков, происходящих с островов дальней зоны и со скалистых отмелей.

Фация с *Lithothamnium* состоит из «гравия», содержащего родолиты неприкрепленных известковых водорослей *Lithothamnium* и *Phymatolithon*. Оба рода живут в спокойных и открытых водах и приурочены к световым уровням до глубины менее 16 м. Родолиты варьируют по форме от сфероидальных до эллипсоидальных и дискоидальных. В ответ на апикальное повреждение, вызванное окатыванием, талломы водорослей густо ветвятся; таким образом, густоветвящиеся формы встречаются на открытых площадях, в то время как в спокойных водах наблюдаются формы с меньшей степенью ветвления. Местами эти водоросли образуют автохтонные банки высотой 30 см с разнообразной фауной. Развитие банок контролируется прежде всего течениями, индуцированными волнами; водоросли разрушаются, образуя подвижный водорослевый гравий, являющийся субстратом для бедной фауны [295, 296].

Выделяются два типа современных твердых осадков («пляжевых известковых песчаников»): 1) литифицированная литоральная порода с *Lithothamnium*, в которой цемент из низкомагнезиального микритового кальцита заполняет карас из фрагментов *Lithothamnium*. Все еще

встречается высокомагнезиальный кальций, хотя и сильно микритизированный; 2) пятна литифицированного песка из раковин моллюсков, которые распространены в верхней части литоральной зоны.

Сходные фации распространены на шельфе западной Шотландии, но здесь *Lithothamnium* встречается лишь пятнами, в то время как к наиболее открытым прибрежным районам примыкают карбонатные осадки, в которых преобладают очень устойчивые обломки усонюгих раков [771]. В некоторых местах в дальней зоне побережья наблюдается подводная цементация арагонитом, которой здесь способствуют высокие значения pH в процессе захоронения [5].

**10.6.2. Современные изолированные платформы умеренных широт.** Погруженные платформы в умеренных водах — это места с очень медленным накоплением карбонатов, тем не менее за пределами тропиков существуют обширные плато в дальней зоне побережья, которые являются районами образования и отложения карбонатов. Карбонатные осадки преобладают на площади 20 000 км<sup>2</sup> банки Рокколл (56—58° с.ш.) в водах с глубиной 100—300 м и температурой в пределах от 8 до 12° С [2158]. Терригенный привнос отсутствует, так как банка окружена глубокими водами и получает мало материала с крошечного островка Рокколл. Фации распределены грубо концентрически, причем концентрации карбонатов, превышающие 75%, приурочены к более мелководной (<200 м) зоне. Во внутренней

зоне, подверженной действию штормов, приливов и отливов, до глубины 120 м преобладают осадки со слоистостью знаков ряби, представленные крупнозернистым детритом мшанок, моллюсков и серпулид, причем мшанки составляют более 50%. В широкой зоне между 120 и 220 м многочисленны абрадированные фрагменты двустворок и иглокожих, присутствуют бентосные фораминиферы. Ниже 220 м на периферии банки доминируют планктонные фораминиферы, многие из которых заполнены глауконитом, и местами наблюдаются участки с агерматипными кораллами *Lophelia* высотой 1 м. Уменьшение турбулентности с возрастанием глубины выражается в ухудшении сортировки осадка, характере экологической зональности; уменьшении скального субстрата и соответственно сокращении инкрустирующих видов. Зональность сверху вниз такова: серпулиды, мшанки, гастроподы, двустворки, иглокожие, бентосные фораминиферы, планктонные фораминиферы; количество спикул губок в большой степени определяется степенью подвижности водных масс. Сходная зональность отмечалась как на современных шельфах (например, платформа Аргуин в Мавритании и плато Три-Кингс в Новой Зеландии), так и в древних известняках.

Известковые водоросли отсутствуют на большей части банки из-за ее значительной глубины (нижняя граница фотической зоны — 91 м); усоногие раки, столь обильные на примыкающем материке, также отсутствуют, так как их планктонные личинки выносятся системой северо-атлантических течений.

В общем фациальные ассоциации атоллоподобные: осадки со скелетными остатками бентоса располагаются в центре, кораллы — в краевой зоне и в периферической зоне — пелагические отложения [2158]. Однако центральная зона крайне мелководная и более всего подвержена действию турбулентных потоков. Перемешивание вод на глубинах до 100 м приводит к формированию хорошо окатанных и отполированных частиц, на которых отсутствуют следы сверлений; на глубинах ниже 150 м зерна неподвижны и интенсивно рассверлены. Подвижность осадка предохраняет материал от биогенной деградации, которая обычно имеет большее значение, чем чисто механическое разрушение. В сверлениях нет цементного заполнения, потому что уровень пересыщения карбонатами не достигается, и фрагменты *Lophelia*, по-видимому, подвергаются морскому измельчению вплоть до образования известкового ила. Фации, распространенные на плато Три-Кингс, севернее Новой Зеландии, сопоставимы в общем с фациями Роколла, вклю-

чая образование глауконита ниже 200 м, но имеют более обширную мелководную фотическую зону, где формируются мостовые из родолитов *Lithothamnium* [1776].

**10.6.3. Древние краевые шельфовые фации умеренных широт и ассоциации каменистой береговой линии.** Плиоценовые и плейстоценовые песчанистые мергели (Craggs — Крэгс) восточной Англии представлены в основном скелетным гравием, который откладывался и местами был литифицирован в условиях умеренной температуры в шельфовом море с преобладанием приливов и отливов [78, 635, 133]. Плиоценовая формация Кораллин-Крэг изменяется по литологии от скелетных вакстонов до грубых гравелистых пакстонов с содержанием карбоната от 45 до 95%, некарбонатная фракция состоит в основном из кварца и глауконита. Преобладают скелетный детрит мшанок, усоногих раков, иглокожих, моллюсков и фораминифер, что соответствует форамольной ассоциации. Сравнительная экология мшанок позволяет сделать вывод о том, что температура воды была примерно 14° С. Троговая крупномасштабная косая слоистость и крупные песчаные волны сопоставимы с теми, которые формируются в настоящее время в Северном море (разд. 9.5.1).

Калькарениты с *Lithothamnium* играют значительную роль в позднемiocеновых осадках южной окраины Свентокшиских гор [1964, 1965, 1966]. Позднемiocеновая трансгрессия привела к образованию на западе этого региона берегов «далматского типа» со скальными утесами мезозойских известняков на западе и пологим побережьем с преобладанием терригенно-кластических осадков на востоке. В последнем районе выше кварцевых песков и отложений с агерматипными кораллами залегает серия родолитовых известняков, в то время как на западе такие известняки залегают на глинах и мергелях. Фации кораллиново-водорослевых песков состоят из местного материала и косослоистых пачек, сложенных детритом водорослевых родолитов.

В фауне преобладают двустворки и гастроподы со мшанками, усоногими раками и разнообразными другими группами. В целом комплекс фауны и осадков, вероятно, сравним с комплексом залива Маннин (разд. 10.6.1). Колониальные кораллы отсутствуют, и это фаунистическое общество соответствует форамольной ассоциации, которая характерна для палеошироты 40° [2513].

Известняк Уэйтакир эоцен-олигоценного возраста на Южном острове Новой Зеландии представлен форамольной ассоциацией, в кото-

рой доминируют красные водоросли *Lithothamnium* и *Lithophyllum* в ассоциации с мшанками, морскими ежами, фораминиферами и моллюсками [1551]. Глауконит присутствует повсеместно и иногда составляет до 10% осадка, который сильно биотурбирован многочисленными ходами ракообразных *Thalassinoides*.

Верхнемеловые кампанские породы, выходящие на поверхность у Ивё-Клак в южной Швеции [2384], представляют собой трансгрессивные карбонаты, лежащие на сильно выветрелых докембрийских коренных породах, бывших архипелагом низких островов. На одном из этих островов развилась фауна каменистого побережья, среди которой, несмотря на преобладание двустворок (особенно, устриц), присутствуют самые северные из известных меловые рифовые кораллы и рудисты. Присутствуют также ветвящиеся родолиты красных водорослей, сходные с таковыми из наиболее открытых частей залива Маннин, хотя здесь им сопутствуют зеленые водоросли. Присутствие семи видов предположительно герматипных кораллов позволяет предположить существование здесь субтропического климата. Однако кораллы играют подчиненную роль в этой в целом форамольной ассоциации усонюгих раков, моллюсков, известковых водорослей и мшанок. Этот комплекс представляет, по-видимому, необычное смешение хлорозойного и форамольного сообществ, что заставляет помещать данный район у границы ареалов этих двух ассоциаций (Lees, личное сообщение, 1977). По палеомагнитным данным Ивё-Клак должен был располагаться [2513] в поздне меловое время на северной широте 30—40°, однако сходство с карбонатами западной Ирландии позволяет провести лишь общее сравнение. Эти районы идентичны по высокой органической продуктивности и низкому привносу терригенного материала, но точные климатические сравнения более сомнительны.

**10.6.4. Карбонатно-тиллитовые ассоциации.** В течение позднего палеозоя различные участки суперконтинента Гондваны последовательно испытывали оледенение в течение более 90 млн. лет. В пермское время Тасмания лежала примерно на 80° ю.ш. и периодически покрывалась обширным ледовым щитом, достигавшим уровня моря [1974]. Однако терригенные тиллиты переходят латерально в морские карбонаты (известняк Берридейл), которые по направлению к бассейну переслаиваются с морскими глинистыми сланцами. Известняки, в которых последовательно встречаются прослои с друпстоном (рис. 10.69), состоят главным образом из биоспаритов с преобладанием мшанок и биомикритов,

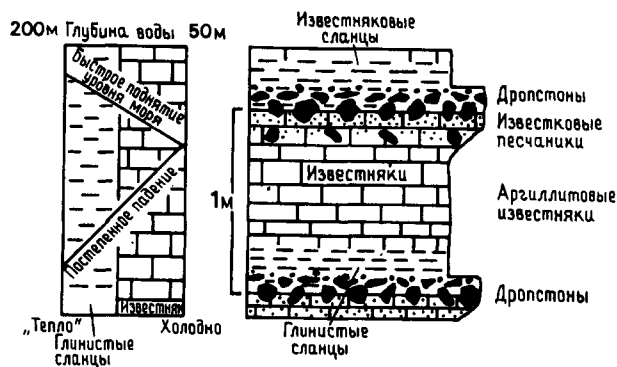


Рис. 10.69. Ритмицы известняка и глинистого сланца в пачке известняков Берридейл, Тасмания, показывающие распределение друпстонов [1974].

местами с большим количеством двустворок и брахиопод [1974] и напоминают современные форамольные ассоциации еще и тем, что в них преобладают биокласты низкомагнезиального кальцита. Карбонаты местами испытали раннюю цементацию низкомагнезиальным кальцитом при температурах ниже 3° С, следовательно, в зоне смешения морских и талых вод.

Присутствуют климатически контролируемые известняково-сланцевые ритмы; кровля известняков четко маркируется слоем натеков, переход вверх от сланцев к известнякам обычно постепенный. Карбонаты накапливались в течение фаз оледенения при сокращении количества терригенного материала и при низком стоянии уровня моря. Эпизоды потепления отмечались началом образования айсбергов и отложением друпстонов. Продолжительное улучшение климата привело к возрастанию привноса терригенного материала и отложению ила, что ограничивало карбонатное осадконакопление [1974].

Широко распространенные в позднем докембрии ледниковые породы часто ассоциируются со строматолитовыми, оолитовыми и пелоидными доломититами, которые местами содержат псевдоморфозы ангидрита, что представляет собой палеоклиматический парадокс [2304, 1019]. Доломититы могут встречаться в ледниковых диамититах как в виде обломков, так и в виде матрикса, но проведенное недавно исследование показало, что этот матрикс (особенно фракция 3 мкм) представляет собой детритовую горную муку [767]. Карбонатные разрезы, заключенные между крупными тиллитами, тем не менее все еще объясняются как следствие сильных климатических колебаний и являются увлекательным объектом для седиментологических исследований.



**ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА**

*Bathurst R.G.C.* (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis, 658 pp, Elsevier, Amsterdam.  
*Scholle P.A* (1978) A Color Illustrated Guide to Carbonate

Rock Constituents, Textures, Cements, and Porosities, 241 pp. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 27.  
*Scholle P.A., Bebout D.G. and Moore C.H.* (1983) Carbonate Depositional Environments, 708 pp. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 33.  
*Wilson J.L.* (1975) Carbonate Facies in Geologic History, 471 pp. Springer-Verlag, Berlin.

# ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ

Х.К. Дженкинс

## 11.1. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

11.1.1. Пелагические осадки в океанах. Исследование пелагических осадков началось с экспедиции «Челленджера», которая провела в период с 1872 по 1876 г. первое систематическое изучение природы осадочного покрова океанского дна. На борту «Челленджера» был океанограф по имени Джон Меррей, канадец по происхождению, получивший образование в Шотландии. Именно его неустанным усилиям и энтузиазму мы обязаны тем, что выполненные тогда пионерные описания глубоководных осадков стали трудами непреходящей научной ценности (например, [2556]).

Предварительные результаты экспедиции были опубликованы в 1870-е гг., но окончательный всесторонний отчет об океанических осадках появился лишь десятью годами позже. Эта книга, самая первая в области геологической океанографии, носит простое название «Глубоководные отложения». Она написана Джоном Мерреем в соавторстве с бельгийским священником, аббатом Ренаром, и опубликована английским издательством Королевской канцелярии в 1891 г. В книге детально описаны все главные типы глубоководных осадков.

Влияние на науку экспедиции «Челленджера» было огромно. По словам самого Меррея: «Результаты экспедиции «Челленджера»... стали стартовой площадкой для всех последующих наблюдений» [1740]. За пионерной экспедицией «Челленджера» последовал ряд других рейсов европейских и американских ученых. С 1877 по 1880 г. пароход Береговой службы США «Блейк» под руководством Александра Агассиса исследовал Карибское море, Мексиканский залив и побережье Флориды. С 1890 по 1898 г. австрийский пароход «Пола» изучал дно Средиземного и

Красного морей. Германская глубоководная экспедиция (1898—1899 гг.), используя пароход «Вальдивия», собирала материалы по Индийскому и Атлантическому океанам и Антарктике. Но отчеты этих экспедиций лишь повторили результаты «Челленджера».

На рубеже столетий судно США «Альбатрос» под руководством Александра Агассиса проводило научные исследования в Тихом океане. В 1910 г. сэр Джон Меррей совершил на норвежском судне свое последнее крупное морское путешествие в Северную Атлантику; результаты этой экспедиции, которой он руководил совместно с Йоханом Хьёртом, были опубликованы в 1912 г.

После первой мировой войны германское судно «Метеор» проводило исследования в Атлантике (1925—1927 гг.); собранные пробы описаны Корренсом [520]. Примерно в это же время американское судно «Карнеги» собирало материалы со дна Тихого океана, описание которых не было опубликовано почти до конца второй мировой войны [2009]. В обоих исследованиях большую пользу в изучении минералогии тонкозернистых осадков принесло применение нового прибора — рентгеновского дифрактометра. Сама война служила стимулом подводных исследований, так, например, и немцы и американцы составляли карты донных осадков [2226]. В 1947—1948 гг. состоялась шведская глубоководная экспедиция, в ходе которой применялась сравнительно новая техника отбора проб с помощью поршневого трубок, давшая большое количество проб, описанных затем Аррениусом [91].

В последующие годы наблюдался явный сдвиг океанографических исследований в США<sup>1</sup>. Работы проводились в основном Вудс-Холским

*H.C. Jenkyns.* Department of Earth Sciences, Parks Road, Oxford, U.K.

<sup>1</sup> Здесь следует также упомянуть о достижениях советских океанологов и морских геологов, проводивших обширные исследования в Тихом океане на научно-исследовательском судне «Витязь» начиная с 1949 г. — *Прим. перев.*

океанографическим институтом, Геологической обсерваторией Ламонт-Доэрти и Скриппсовским институтом океанографии. Кроме того, значительное количество проб поверхностного слоя осадков было собрано учеными, работавшими вне этих институтов. По мере того как техника океанологических исследований становилась более совершенной, все более постоянным становился и поток публикаций по глубоководным осадкам.

Развитие техники глубоководного бурения путем применения бортовой системы динамического позиционирования, управляемой ЭВМ, открыло новую эпоху в морских геологических исследованиях. Американское буровое судно «Гломар Челленджер», которое отправилось в свой первый рейс в июле 1968 г., открыло нам поразительную картину океанской стратиграфии вплоть до юры. С 1969 г. всевозрастающее число увесистых голубых томов Первичных отчетов Проекта глубоководного бурения (DSDP) занимает полки многих библиотек. Эти богато иллюстрированные тома свидетельствуют, в частности, о значении мощного нового инструмента — сканирующего электронного микроскопа в изучении микро- и ультрамикроструктур пелагических осадков. В последнее десятилетие все более очевидной стала также ценность стабильных изотопов для раскрытия палеоокеанологической и диагенетической истории. После включения в число участников Проекта глубоководного бурения (DSDP) Франции, ФРГ, Японии, Великобритании и СССР он превратился в Международную фазу океанского бурения (IPOD). Ныне этот проект завершен, но уже планируется новый — Программа океанского бурения, которая будет дальше раскрывать секреты океанов.

**11.1.2. Пелагические осадки на суше.** Интерес к пелагическим осадочным породам в разрезах на суше восходит к нам со времен экспедиции «Челленджера» (например, [1263]). Геологи, работавшие в Шотландии, Карибском регионе, Альпах и других районах, опубликовали в конце XIX в. по-разному обоснованные заявки на находки глубоководных отложений на суше. По просьбе Джона Мэррея многие образцы таких пород были направлены ему для изучения. Неймайр [1782], например, отмечает, что Мэррей считал определенные мезозойские породы Альп более похожими на глубоководные отложения, чем любые другие из изученных им материалов. Сам Мэррей заявил, что третичные глобигериновые известняки на острове Мальта «образовались в глубоководных условиях (на глубине от 555 до 1850 м) на некотором удалении от континенталь-

ного побережья, но все же в пределах влияния терригенного материала, выносимого реками» [1739]. Однако в самом отчете экспедиции «Челленджера» Мэррей и Ренар [1742] писали, что существуют лишь немногие «сомнительные исключения» из правила, согласно которому пелагические отложения океанов не могут быть найдены нигде на континентах. Вальтер [2538] отмечает, что Мэррей считал настоящими глубоководными отложениями только мальтийские известняки. Очевидно, Мэррей изменил свою точку зрения под давлением господствовавших среди англоамериканских геологов взглядов о перманентности континентов и океанских бассейнов. Эта доктрина, которую можно найти в работе Луи Агассиса [7], полностью подавила многих ученых конца XIX в. Однако утверждения о некоторых находках глубоководных отложений с необычным упорством повторялись на страницах геологической литературы. Среди них упоминались третичные отложения острова Барбадос, описанные Джюкс-Брауном и Харрисоном [1294], а также красные радиоляриевые глины островов Тимор, Калимантан и Роти [1689, 1690]. Последние содержат зубы акул и марганцевые конкреции, и Моленграф сопоставлял их с вполне определенными пробами экспедиции «Челленджера». Штейманн [2327, 2328], оспаривая взгляды Мэррея, отстаивал точку зрения, что мезозойские радиоляриты являются аналогами современных кремнистых илов. Он же заметил частую ассоциацию кремнистых пород с основными и ультраосновными изверженными породами.

Реакция на эти идеи в Северной Америке была в лучшем случае уклончивой. Грабау [976], рассматривая радиоляриевые илы Барбадоса, а также определенные триасовые и юрские породы Альп, высказался так: «Имеют ли эти породы на самом деле такое (абиссальное) происхождение, или они могут также оказаться мелководными, остается в настоящее время неустановленным». Твенхофел [2478] отметил, что «Мальта, Барбадос и остров Рождества несут в себе, по словам Вальтера, настоящие глубоководные илы третичного возраста» (см. [2539]). Твенхофел, однако, рассматривал мезозойские глины Калимантана, Тимора и Роти как подлиннее глубоководные осадки и считал их наиболее важными из известных находок. Он ссылаясь также на радиоляриевые силициты Францисканской формации, но, следуя Дэвису [583], считал условия их накопления мелководными. Детально разработанная точка зрения Дэвиса базировалась в большей степени на близкой стратиграфической ассоциации силицитов с Францисканскими песчаниками, которые рассматривались как мелководные

отложения. Такая интерпретация еще, конечно, не использовала гипотезу турбидных потоков и принадлежала эре неправильного понимания критериев глубины бассейна.

В Великобритании авторы учебников, изданных между двумя мировыми войнами, занимали, возможно, несколько более четкую позицию. Марр [1575] писал, например, что «эта барбадосская земля по характеру более близка к современным абиссальным илам, чем любые из древних отложений, до сих пор описанных». Хэтч, Растолл и Блэк [1062] высказали мнение, что «немногочисленные примеры, такие, как на Барбадосе и Тиморе, оказались настоящими абиссальными отложениями, сравнимыми с современными радиоляриевыми илами».

Ситуация, когда батиметрическая интерпретация ископаемых красных глин и радиоляритов оставалась неопределенной, продлилась до 60-х годов нашего века. В целом континентальные геологи предпочитали интерпретировать определенные мезозойские породы Альп как глубоководные, но не обязательно океанские (например, [922, 2463]). Геохимическое и минералогическое изучение как «барбадосской земли», так и красных глин Тимора подтвердило их сходство с современными океаническими осадками [2518, 2519], хотя тектонический смысл этих находок не был в то время еще полностью выяснен.

Наконец, с появлением тектоники плит и интерпретацией офиолитовых серий старые идеи о присутствии океанских осадков на континентах были узаконены. Отделение истинно океанских отложений, первоначально накопившихся на океанической коре, от сходных, если не идентичных пелагических осадков, отложившихся на краях или внутри континентов, также помогло прояснить картину. Палеоокеанология теперь уже не исключается из сферы внимания полевых геологов.

## 11.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИИ

Термину «пелагические осадки» давались разные определения, обсуждение которых можно найти в первом издании данной книги [1259]. В табл. 11.1 и 11.2 сопоставлены классификации Меррея и Ренара [1742] и Бергера [199]. Термин *пелагические* применяется здесь в качественном и описательном смысле, в основном как синоним «открытого моря», за исключением рифов и их обрамления. В данной главе рассмотрены разные фациальные обстановки открытого моря, разделенные на основании тектоники, рельефа и географического положения; обрисованы особенности их осадков. Такие отложения, найден-

**Таблица 11.1.** Классификация глубоководных пелагических и терригенных осадков по Меррею и Ренару [1741] (эта классификация привлекает своей крайней простотой)

Терригенные отложения	Береговые формации Синий ил Зеленый ил и песок Красный ил	Встречаются во внутренних морях и у побережий континентов
	Коралловый ил и песок Кораллиновый ил и песок Вулканический ил и песок	Встречаются около океанических остров и у побережий континентов
Пелагические отложения	Красная глина Глобигериновый ил Птероподовый ил Диатомовый ил Радиоляриевый ил	Встречаются в абиссальных областях океанических бассейнов

ные в древних разрезах, могут при надлежащей оценке палеотектонического положения и палеоокеанографических условий быть интерпретированы как пелагические.

## 11.3. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ В ОКЕАНАХ

**11.3.1. Введение к пелагической седиментации.** Пелагические осадки сложены главным образом микроскопическими скелетными остатками планктонных животных и растительных организмов, в разной степени разбавленных абиогенными компонентами (табл. 11.1 и 11.2). Такие осадки могут быть богаты карбонатами, кремнеземом или глинистым веществом; их фаации сменяют друг друга латерально по площади океана и по вертикали через определенные батиметрические уровни. Фациальная изменчивость контролируется в первую очередь двумя факторами: глубиной карбонатной компенсации (ГКК)<sup>1</sup> и продуктивностью поверхностных вод.

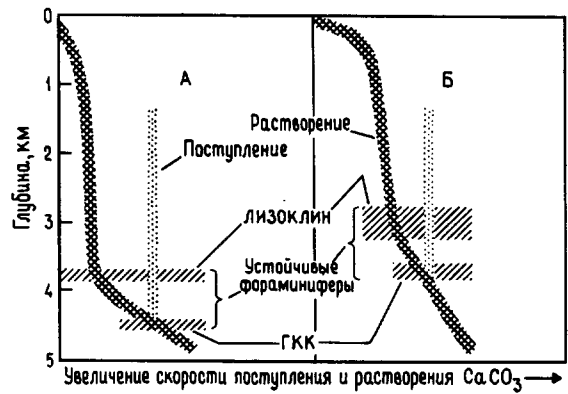
Ниже ГКК кальцит на дне не накапливается. ГКК представляет собой просто глубину, на кото-

<sup>1</sup> В отечественной морской геологии вместо ГКК пользуются чаще понятием «критическая глубина карбонатакопления» (КГК), которая определяется по содержанию в осадках 10% CaCO<sub>3</sub>.—Прим. перев.

**Таблица 11.2.** Классификация глубоководных пелагических осадков по Бергеру [199] (на этой классификации сказалось влияние Проекта глубоководного бурения, особенно в том, что включены различные литифицированные отложения)

<p>I. Пелагические отложения (биогенные илы и глины)                  &lt;25% фракции &gt;5 мкм — частицы терригенного, вулканогенного или неритического происхождения                  Медианный диаметр частиц &lt;5 мкм, исключая аутигенные минералы и пелагические организмы</p>	
<p>A. Пелагические глины: CaCO<sub>3</sub> и биогенный кремнезем &lt;30%</p>	
1)	CaCO <sub>3</sub> 1—10% — (слабо) известковистые глины
2)	CaCO <sub>3</sub> 10—30% — (сильно) известковистые (мергелистые) глины
3)	Биогенный кремнезем 1—10% — (слабо) кремнистые глины
4)	Биогенный кремнезем 10—30% — (сильно) кремнистые глины
<p>B. Биогенные илы: CaCO<sub>3</sub> или биогенный кремнезем &gt;30%</p>	
1)	CaCO <sub>3</sub> > 30% — мергельные илы, если CaCO <sub>3</sub> < 2/3, и меловые илы, если CaCO <sub>3</sub> > 2/3
2)	CaCO <sub>3</sub> < 30%, биогенный кремнезем >30% — диатомовые или радиоляриевые илы
<p>II. Гемипелагические отложения (илы)                  &gt;25% фракции &gt;5 мкм — частицы терригенного, вулканогенного и/или неритического происхождения                  Медианный диаметр частиц &gt;5 мкм, исключая аутигенные минералы и пелагические организмы</p>	
<p>A. Известковые илы: CaCO<sub>3</sub> &gt; 30%</p>	
1)	CaCO <sub>3</sub> < 2/3 — мергельные илы; CaCO <sub>3</sub> > 2/3 — меловые илы
2)	Скелетный CaCO <sub>3</sub> > 30% — форам-, нано-, ракушечник
<p>B. Терригенные илы: CaCO<sub>3</sub> &lt; 30%. Доминируют кварц, полевой шпат, слюда (прилагательные: кварцевый, аркозовый, слюдистый)</p>	
<p>B. Вулканогенные илы — CaCO<sub>3</sub> &lt; 30%. Доминирующий пепел, палагонит и т. д.</p>	
<p>III. Пелагические или гемипелагические отложения</p>	
1)	Доломит-сапропелитовые циклы
2)	Черные (углеродистые) глины и илы — сапропелиты
3)	Окремненные аргиллиты и алевроаргиллиты—кремни
4)	Известняки

рой скорость поступления биогенного карбонатного материала (главным образом планктонных фораминифер и кокколитов, осаждающихся через толщу вод) и скорости его растворения равны. Уровень увеличения скорости растворения, или лизоклин [195], находится обычно на мень-



**Рис. 11.1.** Модель взаимоотношений между пелагическим осаждением биогенных карбонатных частиц (фораминифер, кокколитов) и растворением CaCO<sub>3</sub> в юго-восточной части Тихого океана. Лизоклин отражает резкое возрастание скорости растворения; глубина карбонатной компенсации (ГКК) — это уровень, на котором скорость поступления на дно планктонного карбоната равна скорости его растворения. Причины различий в форме кривых растворения для пелагического района низких широт (А) и приконтинентального района (Б) объяснены в работах Бергера и Уинтерера [198, 205].

шей глубине, чем ГКК (рис. 11.1). Глубже нескольких сотен метров морская вода недосыщена по отношению ко всем формам карбоната кальция, но наибольшее растворение происходит, как правило, на глубинах несколько километров. Отсутствие реакции растворения на верхних уровнях водной толщи океана связано, вероятно, с наличием тонких плёнок, или монослоёв, органического вещества на поверхности любых природных карбонатных частиц, которые препятствуют прямой реакции растворения в морской воде [442]. Как показано на рис. 11.1, лизоклин на графике представляет собой на самом деле химически значимую точку, где, по-видимому, достигается некий критический уровень недосыщения, обуславливающий увеличение скорости растворения карбоната кальция. Этот критический уровень недосыщения может соответствовать верхней границе распространения холодных агрессивных придонных водных масс [2262].

То, что накопление кальцита и арагонита зависит от глубины, было известно уже Меррею по опыту работы на судне «Челленджер» (рис. 11.2). Следовательно, выше ГКК накапливаются известковые осадки, состоящие в основном из низкомагнезиального кальцита раковин фораминифер и нанофоссилий, в более мелководных условиях содержащие примесь арагонитовых раковин птеропод. Глубина, ниже которой арагонит



Рис. 11.2. Распространение пелагических осадков в зависимости от глубины [1740]. 1 — красные глины; 2 — глобигериновые илы; 3 — птероподовые илы.

не сохраняется, известна под названием глубины арагонитовой компенсации (ГАК).

Ниже ГКК формируются диатомовые и радиоляриевые илы или красные (коричневые) глины, скорости накопления которых, как правило, ниже скоростей карбонатонакопления (табл. 11.3). Биогенные осадки накапливаются быстро под областями высокой биологической продуктивности вод, где вертикальные движения в верхней части водной толщи (апвеллинги) поставляют к поверхности океана богатые питательными веществами подповерхностные воды, что создает условия для цветения микроскопических планктонных растительных организмов (фитопланктона). В таких условиях кремнезём становится существенным компонентом осадков вблизи или ниже ГКК. Кремнистые илы распространены в приэкваториальных зонах, в Субарктике и Субантарктике, а также в определенных районах у побережий континентов. Все эти районы характеризуются апвеллингами и высокой биологической продуктивностью (рис. 11.3).

Перенос на дно таких мелких биогенных частиц, как диатомеи и кокколиты, осуществляется путем осаднения в составе фекальных комочков (пеллет), выделяемых хищными планктонными организмами; однако на пути в толще вод и на поверхности дна растворимые части скелетов могут растворяться, оставляя в осадке только самые грубые формы. Растворяется не только твердый скелетный материал, вследствие бактериального окисления разрушается также органическое вещество планктона. Как правило, на глубинах между 300 и 1500 м, где процесс окисления особенно интенсивен, развивается слой минимума кислорода. Этот слой характеризуется обычно максимальным содержанием двуокиси углерода и питательных солей (фосфатов и нитратов). Подъем таких вод приводит к повышению биологической продуктивности, усиленному развитию кислородного минимума и обильному оседанию биогенных скелетных частиц (рис. 11.4). Подобные океанические условия могут способствовать также формированию осадочных фосфатов.

Таблица 11.3. Скорости аккумуляции современных и досовременных пелагических фаций [199]

Фации	Район	мм/1000 лет
Известковых илов	Северная Атлантика (40—50° с.ш.)	35—50
	Северная Атлантика (5—20° с.ш.)	40—14
	Экваториальная Атлантика	20—40
	Карибское море	~28
	Экваториальная часть Тихого океана	5—18
	То же, восточная часть	~30
Кремнистых илов	Восточно-Тихоокеанское поднятие (0—20° ю.ш.)	20—40
	То же около 30° ю.ш.	3—10
	То же (40—50° ю.ш.)	10—60
	Экваториальная часть Тихого океана	2—5
Красных глин	Антарктика (Индийский океан)	2—10
	Северная и Экваториальная Атлантика	2—7
	Южная Атлантика	2—3
	Северная часть Тихого океана (север)	10—15
	То же (центр)	1—2
То же (юг)	0—1	

В непродуктивных регионах океанов глубже ГКК за счет осаднения золотого, вулканогенного и космогенного материала медленно образуются красные глины. В субполярных районах существенным дополнительным компонентом осадков становится материал ледового разноса. Все типы пелагических осадков при приближении к континентальным окраинам включают все возрастающее количество терригенного материала, переотложенного турбидными потоками (рис. 11.3). Обзоры процессов, протекающих в пелагических условиях, имеются в работах Свердруп, Джонсона и Флеминга [2385], Бергера [200], Девиса и Горслийна [580], Дистер-Хаасс [628]. Аутигенные минералы, встречающиеся в пелагических фациях, изучались Кроунаном [536]. Ископаемые остатки организмов на дне и в толще осадков описаны в работе Хизена, Холлестера и Нейфа [1146] и Экдейла [708].

Приведенные выше заметки дают представление о статической картине седиментации. Однако глубоководное бурение выявило временную изменчивость палеоокеанологических обстановок, их существенное отличие от современных. Экваториальные зоны в океанах, исключая Атлантический, характеризуются высокой биопродуктивностью и интенсивным поступлением био-

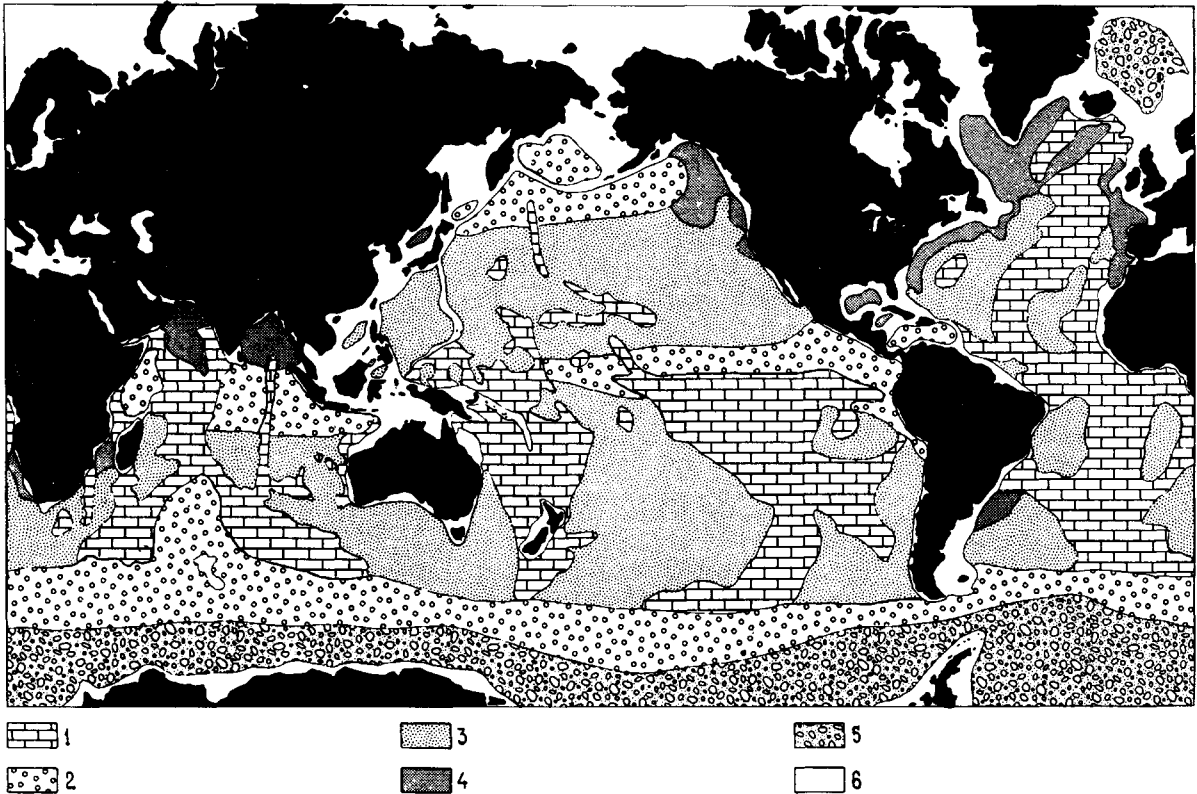


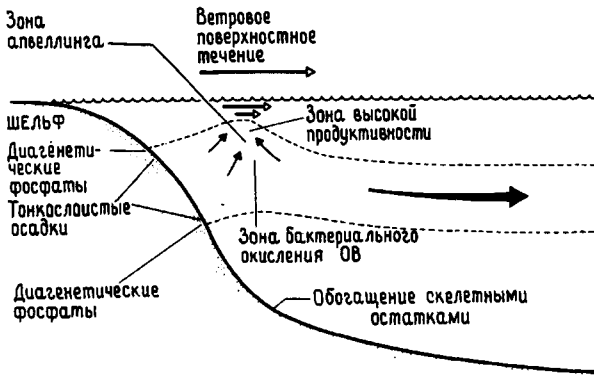
Рис. 11.3. Распространение основных типов пелагических и других осадков на дне Мирового океана [580]. 1 — известковые осадки; 2 — кремнистые осадки; 3 —

пелагические глины; 4 — терригенные осадки; 5 — ледниково-морские осадки; 6 — осадки континентальных окраин.

генного карбоната (а также кремнезема), что приводит к понижению уровня ГКК в этих зонах (рис. 11.5). В результате интенсивной аккумуляции карбонатов в этой зоне формируются мощные приэкваториальные осадочные тела. Сопоставление этого эффекта с движением литосферных плит приводит к концепции «стратиграфии плит», которая лучше всего иллюстрируется на примере Тихого океана [205, 1442]. Северная составляющая движения Тихоокеанской плиты смещает осадочное тело, которое прослеживается по данным глубоководного бурения далеко на север от современного положения экватора (рис. 11.6). Чем больше возраст толщи, тем дальше на север от экватора она залегает. Таким образом возраст и положение осадочного тела можно использовать как меру скорости спрединга океанского дна.

Как показывает реконструкция древних поясов кремнистых осадков (рис. 11.7), зоны высокой продуктивности менялись в пространстве и

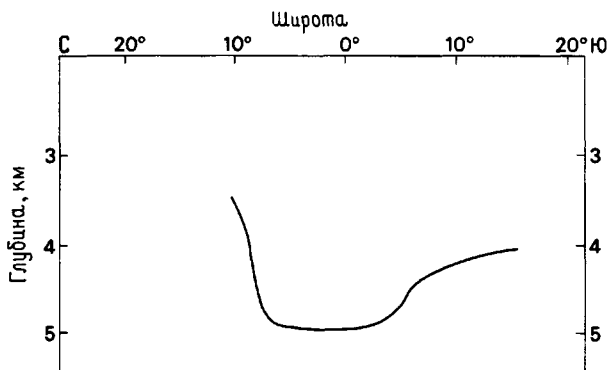
времени. Например, в эоцене экваториальная зона высокой продуктивности, очевидно, охватывала Атлантический океан и, возможно, была связана с тихоокеанской через Центральную Америку [1973]. Выявлены также изменения во времени положения ГКК (рис. 11.8). Интерпретация этих вариаций спорна, но наиболее красивое объяснение дает гипотеза о том, что они являются частью «уравновешивающего механизма», действующего в океане как отклик на потерю или прибавку карбоната кальция при стремлении системы к стационарному состоянию. Так, например, расселение особо удачливых карбонатных планктонных организмов может вызвать беспрецедентное по масштабам извлечение из морской воды  $\text{CaCO}_3$ . Трансгрессии, увеличивая ареалы шельфового карбоната накопления, также приводят к усиленному извлечению  $\text{CaCO}_3$  из океана. Это обеднение может затем балансироваться подъемом уровня ГКК, вызывающим растворение большего количества пелагических



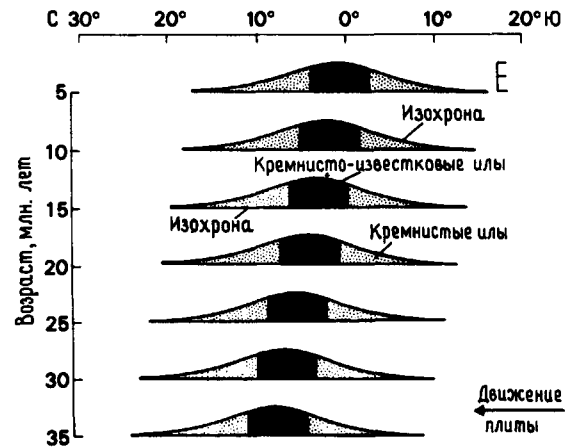
**Рис. 11.4.** Внемасштабная схема вероятных процессов на континентальной окраине в районе действия сгонно-ветрового апвеллинга. В апвеллинг вовлекаются обычно только верхние несколько сот метров водной толщи. В зоне кислородного минимума планктонное органическое вещество (представлен среднестатистический состав) реагирует с растворенным в воде кислородом [2019]:  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4) + 138\text{O}_2 \rightarrow 106\text{CO}_2 + 122\text{H}_2\text{O} + 16\text{HNO}_3 + \text{H}_3\text{PO}_4$ . Осадки, накапливающиеся на дне в этих условиях, богаты биогенным карбонатом выше ГКК и кремнеземом ниже этого уровня. Жирной стрелкой показано вероятное движение слоя минимума кислорода, максимума  $\text{CO}_2$  и питательных солей.

карбонатов. Поэтому следует искать корреляцию между эволюционными и эвстатическими «событиями», с одной стороны, и глобальными изменениями ГКК — с другой.

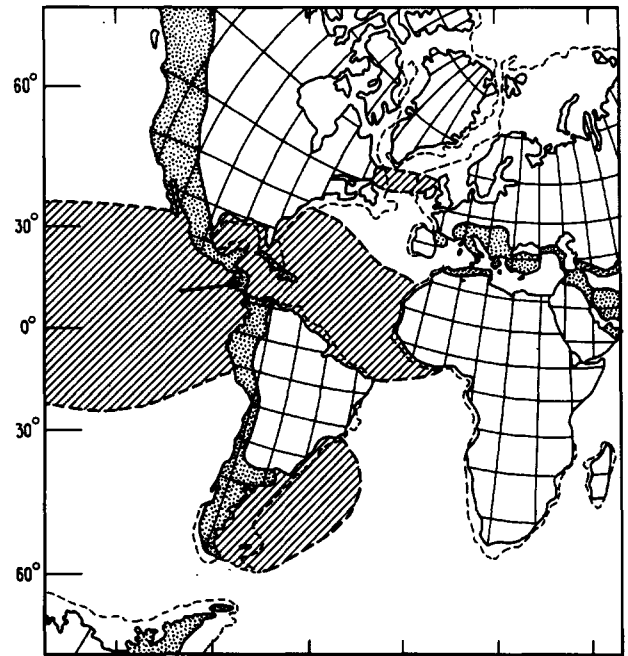
Изменения характера растворения бывают циклическими, например в разрезах океанских четвертичных осадков известны случаи переслаивания светлоокрашенных высококарбонатных и



**Рис. 11.5.** Современное положение ГКК в восточной тропической части Тихого океана между  $100$  и  $150^\circ$  з.д. [205].



**Рис. 11.6.** Диаграмма, показывающая современное положение мощного осадочного тела на экваторе (верхний график) и постепенное перемещение на север более древних его разрезов по мере движения Тихоокеанской плиты. Смешанные кремнисто-известковые илы характеризуются, как правило, циклическостью [205].



**Рис. 11.7.** Предполагаемые пояса высокой биопродуктивности в эоцене, хорошо развитые в приэкваториальной зоне Тихого и Атлантического океанов. Покрытые точками части континентов представляют третичные орогенные пояса [1910, 1973]. Вероятный морской проход через Центральную Америку показан стрелкой.



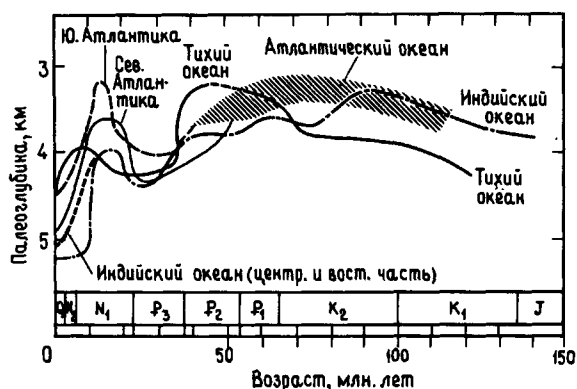


Рис. 11.8. Предполагаемые вариации во времени положения ГКК в главных океанах [55]. Данные глубоководного бурения в Атлантике дают на графике диффузную зону для мела и эоцена. Методика построения кривых палео-ГКК описана в работе Бергера и Уинтерера [205].

более темных коричневых богатых глинистым материалом пачек. Такие циклы, впервые описанные Аррениусом [91], могут коррелировать не только с изменениями интенсивности растворения, но также с вариациями биологической продуктивности и количества поступающего терригенного глинистого материала. Эти факторы подвержены региональным изменениям. В Индийском и Тихом океанах богатые карбонатом плейстоценовые слои явно коррелируют с ледниковыми периодами, хотя в Атлантике наблюдается обратная картина [199, 900]. Бывают также диахронные циклы [603, 1080]. Определенно установлено, что циклический характер седиментации распространяется в прошлое по крайней мере до мезозойской эры. Более подробно это явление рассмотрено в разд. 11.4.6.

Стратиграфические разрезы океанских отложений считались прежде полными, но теперь мы знаем, что это не так. Придонные течения классифицировались ранее как эпизодические, и только с началом глубоководного бурения стало возможным в полной мере оценить значение эрозии дна: пелагические разрезы во всех океанах на разнообразных формах рельефа буквально исчерчены несогласиями и перерывами разной временной продолжительности (например, [59, 582, 1143, 1339]).

В ледниковые периоды несогласия могут возникать за счет эрозионной деятельности потоков плотных придонных вод, поступающих с покрытых льдами полярных областей, и сопутствующего этому усилению циркуляции на мелководьях (например, [1264, 1524]). В периоды геоло-

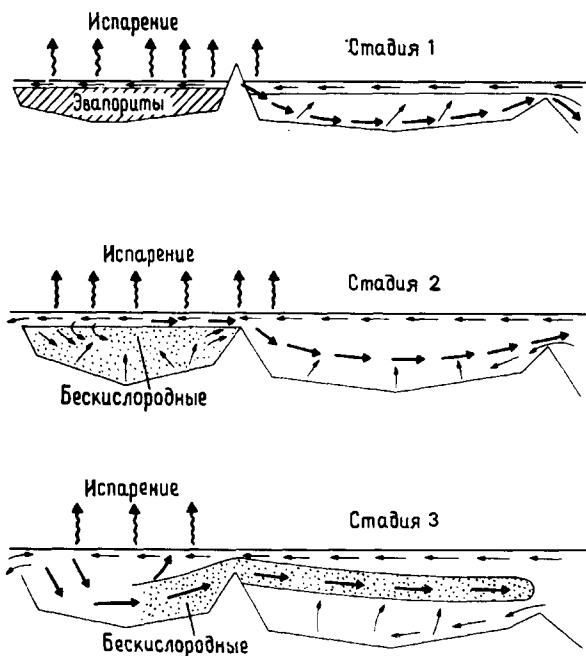


Рис. 11.9. Предполагаемая циркуляция вод в низких широтах молодого океанического бассейна, смоделированная на примере Южной Атлантики. Кульминацией улучшения связи между бассейнами является перетекание масс соленых бескислородных вод из одного в другой [97].

гической истории с более ровным климатом глубинную циркуляцию и эрозию дна могли вызвать вытекающие из эвапоритовых бассейнов и стекающие по склонам потоки тяжелых соленых вод [2085]. Вариациями на эту же тему являются «события впрыскивания» Тирстейна и Бергера [2441] и Артура и Натланда [97], при которых перетекание соленых и солоноватых вод из бассейна в бассейн увязывается с крупными океаническими седиментационными и фаунистическими изменениями (рис. 11.9).

Конфигурация этих течений зависит не только от рельефа дна океана, но также и от расположения континентов, поэтому дрейф континентов оказывает влияние на распространение несогласий (например, [207, 1337]). Когда такие течения ослабевают, как это случается при определенной конфигурации континентов и благоприятных климатических условиях, процессы перемешивания вод океана могут столь сильно сокращаться, что появляется стагнация придонных вод, а местами устанавливаются бескислородные условия (разд. 11.4.6).

Современные пелагические осадки являются продуктами не только обстановки их накопления, но и преобладающих океанических, а в некоторой степени и тектонических условий. Выше было показано, что эти условия меняются в пространстве и времени. На последующих страницах пелагические обстановки и фации рассмотрены с должным учетом изменений характера осадков в разрезе, вызванных эволюцией палеоокеанических условий. Главные формы рельефа

дна, на которые имеются ссылки в тексте, показаны на рис. 11.10 и 11.11.

**11.3.2. Спрединговые хребты.** Спрединговые хребты представляют собой места сейсмической активности, вулканизма и высокого теплового потока. Некоторые из них, как, например, Срединно-Атлантический хребет, рассечены рифтом и характеризуются расчлененным рельефом километровой амплитуды, обнажениями

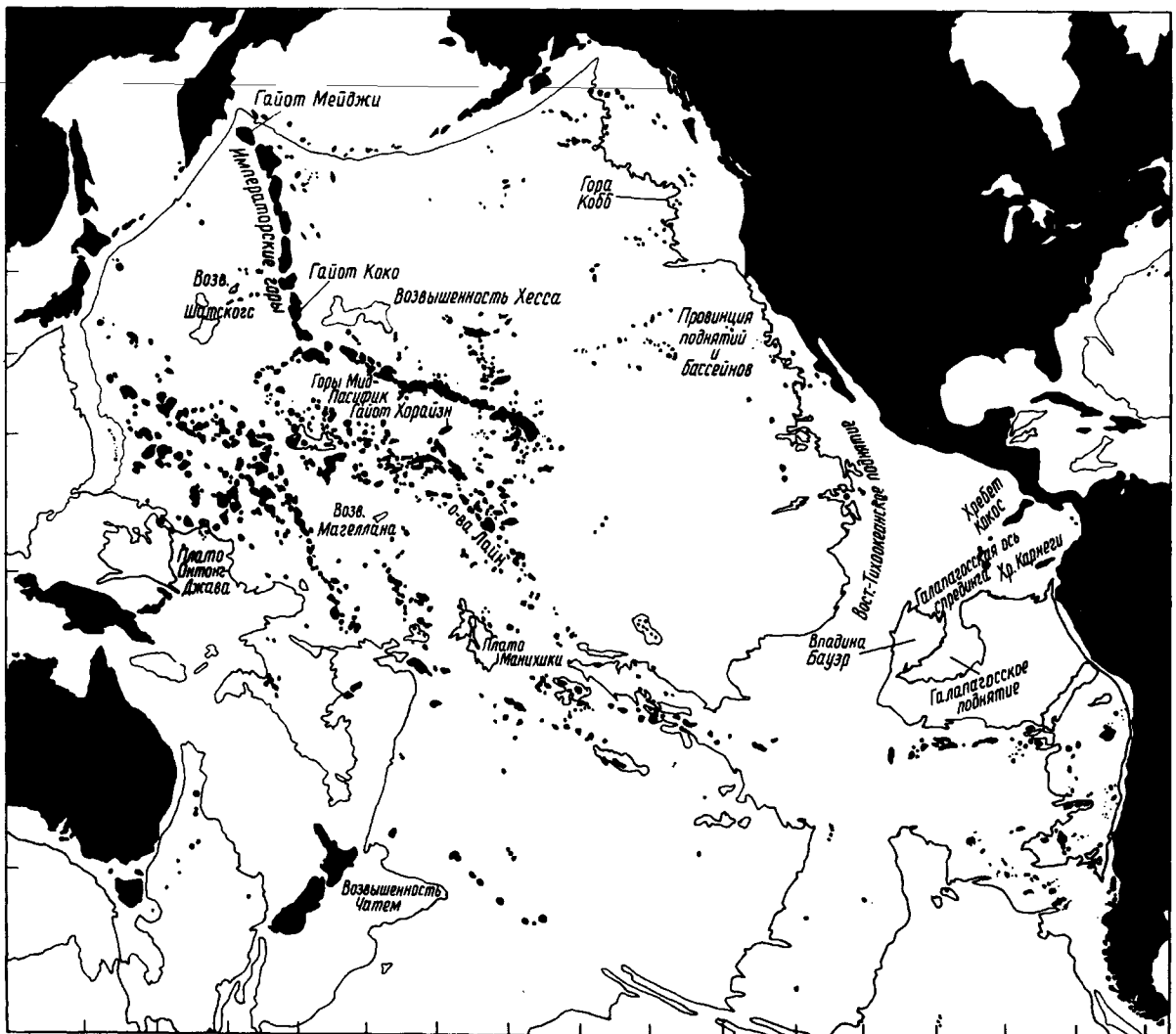


Рис. 11.10. Карта Тихого океана с указанием названий упомянутых в тексте форм рельефа. Подводные поднятия выделены черным. Проведена изобата 4 км (по карте [440]).

разнообразных основных и ультраосновных пород, частично в виде брекчий и базальтовых песков; другие, подобно Восточно-Тихоокеанскому поднятию, имеют более пологий рельеф с обширными поверхностями, занятыми эффузивами [56] (рис. 11.12).

Спрединговые хребты, как правило, покрыты пятнами темно-коричневых осадков своеобразного химического состава. Это так называемые металлоносные осадки, которые по сравнению со средним составом океанских глин аномально обеднены алюминием и титаном, но обогащены железом, марганцем и сопутствующими им металлами (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Cd, U, Mg), а также As и В. Эти металлоносные осадки, состоящие преимущественно из микронного размера глобуль гидроксидов железа и марганца и железистого смектита, являются, однако, лишь одним из членов целого спектра отложений, включающего разнообразные сульфиды и сульфаты, обособленные корки гидроксидов железа и марган-

ца, обычно покрывающие базальтовые брекчии. Скорости накопления этих металлоносных образований явно связаны со скоростями спрединга океанского дна. Так Восточно-Тихоокеанское поднятие, где на 9—12° ю.ш. скорость спрединга достигает 16 см в год [1979], характеризуется особенно мощным развитием этих фаций по сравнению с другими срединно-океанскими хребтами [297].

Проникнуть в сущность осадочных процессов, протекающих на молодом океанском дне, позволили прямые наблюдения с обитаемых подводных аппаратов. В разных точках Восточно-Тихоокеанского поднятия обнаружены источники горячих флюидов с температурой до 350°C и рН до 4, отлагающие вокруг себя колонноподобные сооружения, которые получили название дымоходов, сложенные различными сульфидными и сульфатными минералами. Известны два основных типа таких образований: высокотемпературные быстро растущие (8 см в день) «черные

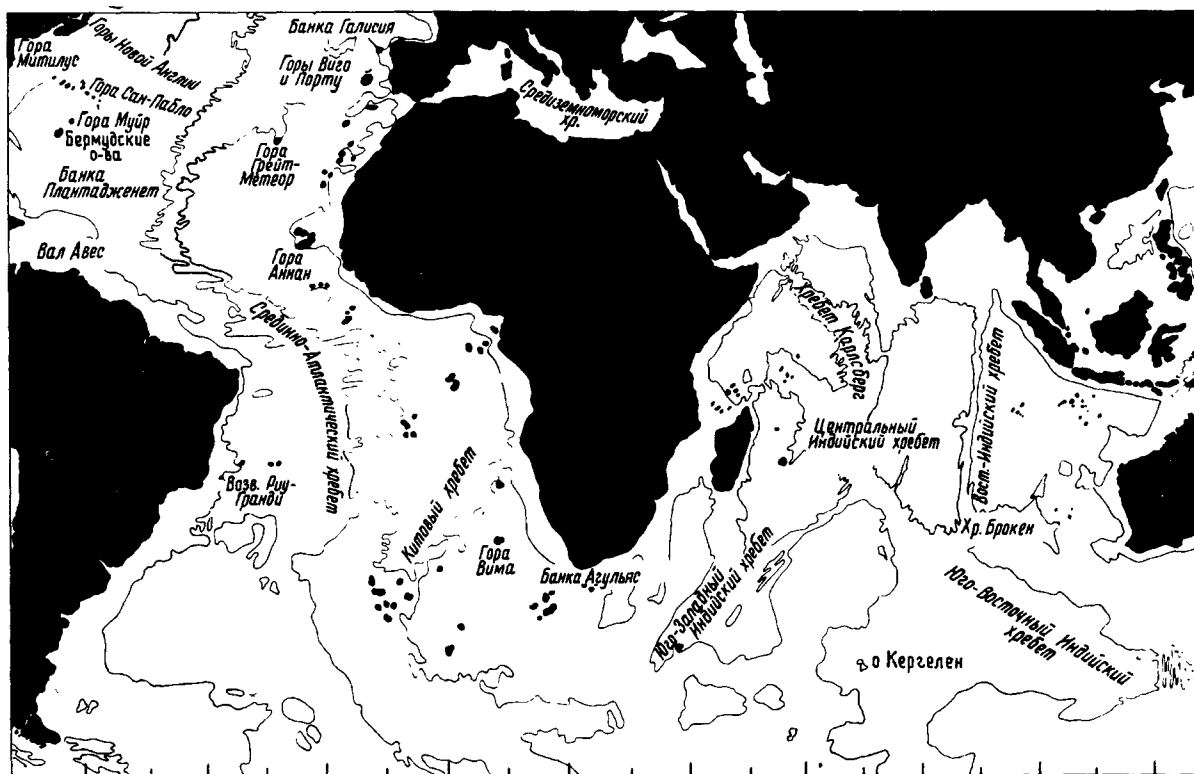
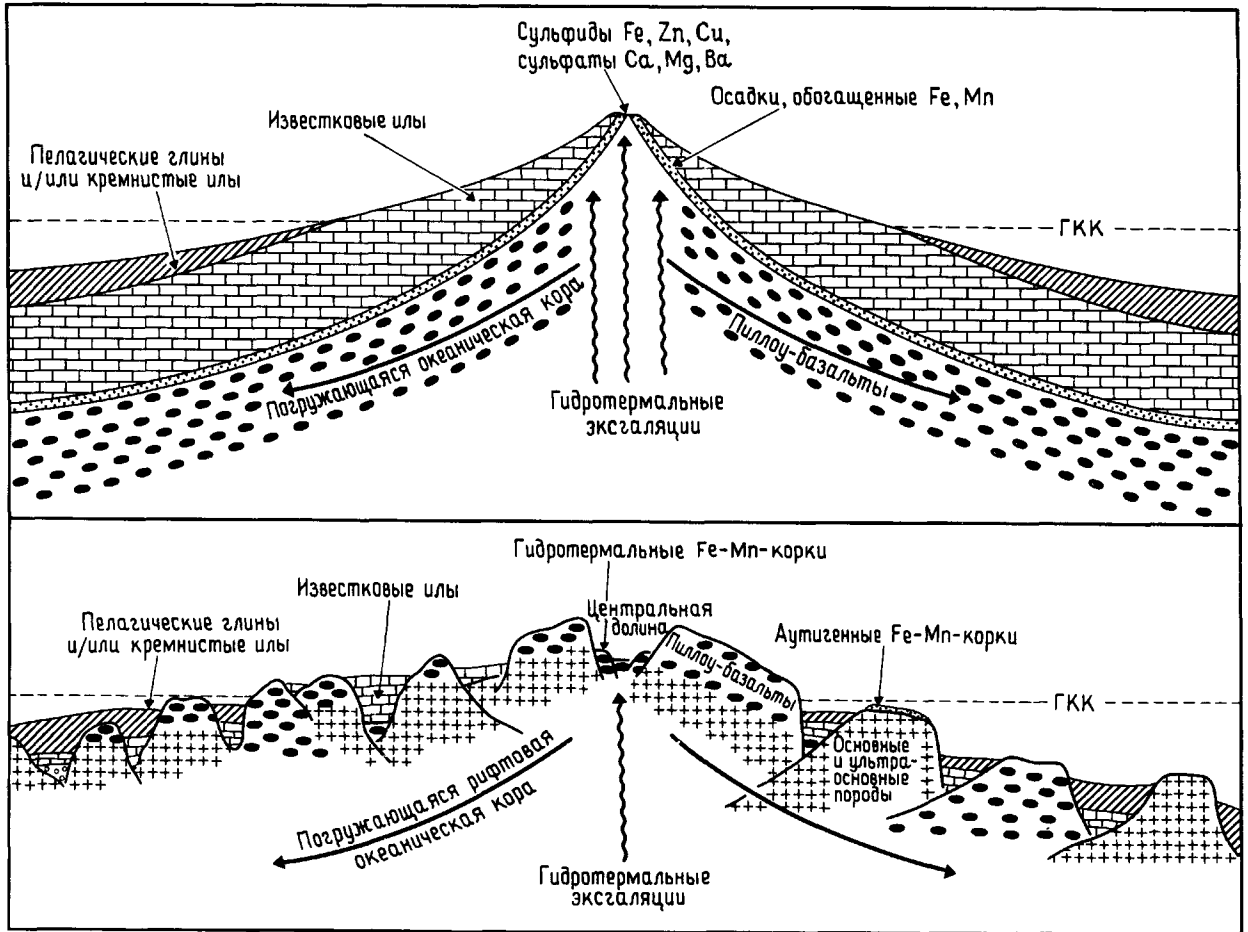


Рис. 11.11. Карта Атлантического и Индийского океанов с указанием названий упомянутых в тексте форм рельефа. Подводные поднятия выделены черным. Проведена изобата 4 км (по карте [440]).



**Рис. 11.12.** Распределение осадков на хребте с быстрым спредингом типа Восточно-Тихоокеанского поднятия — вверху. Внизу — распределение осадков на рифтованном хребте с медленным спредингом атлантического типа. Обратите внимание на усиленное развитие базального слоя обогащенных Fe и Mn осадков, частично образованных за счет окисления сульфидов на быстроспрединговом хребте. Литифицированные корки на рифтовом хребте меняются от гидротермальных до

аутигенных в ходе удаления от источников, действующих в осевой долине. Отмечается также отличие между двумя типами хребтов во взаимоотношениях изверженных пород с осадками и в распределении осадков: на хребте атлантического типа осадки залегают линзами на разных типах основных и ультраосновных пород. Смена фаций вниз по склонам хребтов контролирует ГКК. Масштаб не выдержан (с изменениями по [580, 905]).

курильщики», выбрасывающие облака тонкодисперсного пирротина вместе со сфалеритом и пиритом, и менее горячие (до 100°C) «белые курильщики», извергающие взвешенный аморфный кремнезем, барит и пирит [1076, 1077, 1101]. Эти трубы стоят на холмиках, состоящих из выпавших из гидротерм сфалерита, пирита, халькопирита и ряда более сложных минералов. Активные трубы, сложенные этими фазами, содержат также большое количество ангидрита и других сульфатов. Большой интерес вызывает местная

фауна этих районов, включающая крабов, двустворчатых моллюсков, трубчатых червей и так называемых помпейских червей, которые облепляют трубы белых курильщиков (рис. 11.13)<sup>1</sup>. Морфологической разновидностью дымоходов

<sup>1</sup> По-видимому, автор описывает здесь вестминтифер — новый класс животных, относящийся к типу погонофор — характерных представителей фауны подводных гидротермальных источников. — Прим. перев.

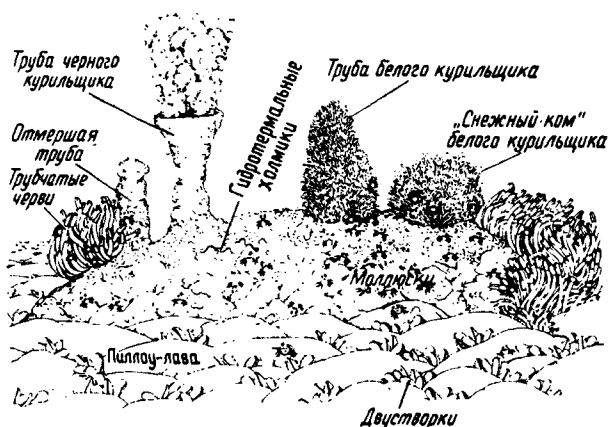


Рис. 11.13. Идеализированная схема гидротермального поля на глубине Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с.ш. Обращает на себя внимание тесная связь между выходами гидротерм и распределением фауны. Флюиды белых курильщиков имеют на выходе температуру до 300 °С, а флюиды черных курильщиков — более 350 °С. Трубы могут расти очень быстро (около 8 см/день), и в конце концов они распадаются, превращаясь в обогащенные Fe и Mn металлоносные осадки [1550].

являются «снежные комья», которые сбросили плотной массой червей, живущих в трубках из кремнезема, барита и различных сульфидов.

Со временем черные курильщики могут, очевидно, превратиться в белых курильщиков, тогда как ангидрит растворяется, а метастабильные сульфиды окисляются до образования гидроксидов и, частично реагируя с кремнеземом, дают железистые смектиты. Гидроксиды марганца осаждаются за пределами мест формирования сульфидных холмов, вероятно, в результате прямого выпадения из горячих источников. В конечном счете таким образом формируются холмики типичных металлоносных осадков, которые локализируются вокруг бывших активных жерл.

Холмики металлоносных осадков известны также на южном фланге Галапагосского рифта, но здесь не обнаружено никаких сульфидов; отложения представлены железистыми силикатами и железо-марганцевыми гидроксидами. Температуры внутри холмов до 15°С [2613]. Сами холмы имеют высоту от долей метра до ступенчатых сооружений 20-метровой высоты; некоторые несут шишкоподобные наросты. Такие образования покрывают площадь по меньшей мере 200 км<sup>2</sup>, а возраст этого поля холмов, как пред-

полагают, не превышает 300 000 лет. Донное население этого района не имеет особых отличительных черт. Однако во внутренней долине Галапагосского рифта, где также обнаружены источники теплых вод и металлоносные осадки, обитает причудливая популяция мидиевых двустворчатых моллюсков, гастропод, трубчатых червей и других проблематичных форм [518, 529]: Эта фауна, сходная с обнаруженной на Восточно-Тихоокеанском поднятии, имеет в основании своей пищевой цепи сероокисляющих бактерий, в изобилии обитающих в изливающихся флюидах. После смерти эта известковая фауна, очевидно, растворяется, следовательно, потенциал ее сохранности должен быть очень низким.

Корки гидроксидов железа и марганца, которые, так же как сульфиды, сульфаты и металлоносные осадки, относятся к продуктам гидротермальных источников, развиты вокруг жерл вулканов и на поверхности базальтовых осыпей на склонах срединговых хребтов. Богатые железом и бедные марганцем отложения встречаются на Восточно-Тихоокеанском поднятии [276, 278]; богатые марганцем, но бедные железом разности были собраны вблизи Галапагосского рифта и на центральной долине Срединно-Атлантического хребта [1709, 2055]. Гипс, галит и аутигенный кварц (все, очевидно, гидротермального происхождения) отмечены на Срединно-Атлантическом хребте [666, 2056].

Поскольку океаническая кора движется вниз и в сторону от оси спрединга и постепенно покрывается плащом пелагических осадков, то древние осадки спредингового хребта должны слагать базальный слой, перекрывающий базальты в скважинах глубоководного бурения (рис. 11.12). Такие осадки, называемые по-разному: «базальные железистые» или «обогащенные железом базальные», получены в кернах бурения из Атлантического, Тихого и Индийского океанов на разном удалении от спрединговых хребтов; вероятно, они покрывают толетовые базальты в большей части Мирового океана [536].

Объяснение происхождения этих отложений, которое предложил Корлисс [517] и затем развили Даймонд, Корлисс и др. [688] и Бонатти [272], связывает его с взаимодействием морской воды и базальтов. Предполагается, что морская вода проникает во вновь изливавшиеся в рифтовой зоне базальты и циркулирует в них, выщелачивая элементы и превращаясь в разбавленный раствор металлов, который в конечном счете выходит на поверхность в виде гидротермальных источников, в свою очередь реагирующих с холодной морской водой и отлагающих гидротермальные

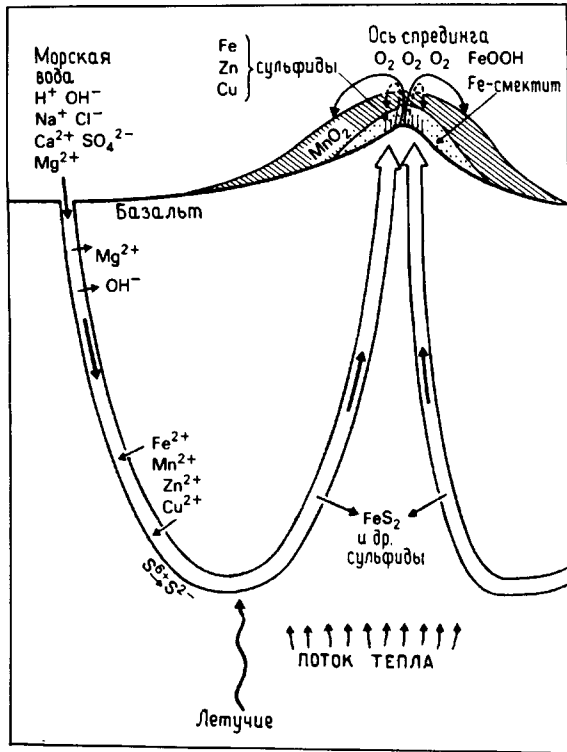


Рис. 11.14. Модель, иллюстрирующая взаимодействие базальтов с морской водой, гидротермальную циркуляцию и металлогению в океанических центрах спрединга. Фиксация  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{OH}^-$  в составе смектитов делает циркулирующие растворы кислыми и способными к интенсивному выщелачиванию [1727]. Предполагается, что в недрах магматического фундамента происходит в крупных масштабах осаждение сульфидов. Выделяющиеся флюиды превращаются либо непосредственно, либо через сульфидную фазу в гидроксиды и глинистые минералы. Легко окисляющиеся железистые фазы могут встречаться вблизи гидротермальных источников; марганцевые фазы имеют тенденцию осаждаться на некотором удалении от них (по [272] с изменениями).

осадки (рис. 11.14). Одни микроэлементы определенно выщелачиваются из лавы, другие добавляются после осаждения в результате сорбции из окружающей морской воды на гидроксидах железа и марганца [950, 1401].

Корлисс [517] показал, что медленно охлаждающиеся внутренние части базальтовых потоков относительно обеднены по сравнению с корками закалывания марганцем, железом, кобальтом, редкими землями и рядом других элементов. Более того, геохимическая специфика осадков спрединговых хребтов в отношении содержания редких земель и изотопов стронция ясно указывает на образование из морской воды. В лабора-

торных экспериментах разогретые базальты и морская вода реагируют так, что железо, марганец, медь, цинк, барий и другие металлы уходят в раствор, а ангидрит, глинистые минералы и кварц выпадают в осадок [1003, 1727, 2199].

Химический состав гидротермальных растворов контролируется главным образом соотношением количеств морской воды и пород. Эксперименты показывают, что в так называемых системах с преобладанием морской воды, где существуют многочисленные открытые трещины, а отношение объема воды к породе  $\geq 50$ , гидротермальные растворы кислые, процессы выщелачивания протекают активно и обогащение металлами существенно. В системах с преобладанием пород, наоборот, горячие растворы нейтральные или слабощелочные, бедные металлами [1727]. Все гидротермальные системы, опробованные до сих пор, явно относятся к типу с преобладанием пород, хотя локально в определенных центрах спрединга, вероятно, существуют системы с преобладанием морской воды. Более того, возможно, что опробованные гидротермальные растворы не являются первичными, а отражают различную степень перемешивания кислых, восстановительных металлонесных высокотемпературных растворов в подповерхностных горизонтах с более низкотемпературными щелочными окислительными растворами, по составу приближающимися к окружающей придонной воде [694]. Дифференциальное перемешивание такого рода может контролировать тип гидротермальных отложений (сульфиды — сульфаты, железо-марганцевые осадки, корки гидроксидов железа и марганца), образующихся вдоль гребня хребта.

Вдали от гидротермальных полей действуют низкотемпературные процессы. В железо-марганцевых корках наблюдается изменение химического состава по мере удаления от активной зоны хребта, отражающее уменьшение роли поставляемых гидротермами металлов и увеличение компонентов гидрогенного и аутигенного происхождения [2169]. Толщина этих корок также возрастает с удалением от оси спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии, хребте Карлсберг и Срединно-Атлантическом хребте около  $45^\circ$  с.ш. [110, 1459, 1647]. Этот эффект связан, по-видимому, с длительностью контакта поверхности базальтов, на которой растут корки, с морской водой. Среди других низкотемпературных реакций важен переход базальтов в глинистые минералы, особенно по трещинам и в миндалинах. Химизм этих процессов резко отличается от гидротермальных преобразований [1102, 1646, 2198].

В удалении от осевой зоны хребтов важное значение приобретают биогенные осадки, осо-

бенно в депрессиях. На Срединно-Атлантическом хребте в составе биогенных осадков преобладает карбонат планктонных фораминифер, птеропод и известковых нанофоссилий [729]. Местами эти осадки сцементированы высокомагнетизальным кальцитом [154]. В трещинах и небольших карманах базальтов этих же районов встречаются литифицированные известковые илы с цементом из низкомагнетизального кальцита и арагонита [909, 1102]. Глинистый компонент этих осадков представлен преимущественно иллитом; отмечены также пресноводные диатомеи, свидетельствующие об эоловом источнике тонкозернистого материала [831].

На гребне Срединно-Атлантического хребта между 22 и 23° с.ш. имеется район, где осадочный покров распространен лишь пятнами, в то время как долины и запруженные впадины на расстоянии 75—100 км от оси хребта отличаются мощным осадочным заполнением (рис. 11.12, 14.26); на соседних с ними холмах также развит осадочный покров [61]. В запруженных впадинах осадки карбонатные и представлены бежевыми биогенными илами, переслаивающимися с градационными, косослоистыми фораминиферовыми песками. Среди фораминифер встречаются как четвертичные, так и позднетретичные виды. Эти пески переотложены турбидными потоками, которые, очевидно, отталкивались от бортов впадин и поворачивали обратно на собственные хвосты. В составе переотложенного материала встречаются железомagnetизальные минералы и обломки серпентинизированных перидотитов, сцементированные низкомагнетизальным кальцитом и арагонитом. Эти магматические компоненты явно поступают с обнажений ультраосновных пород, выведенных на поверхность в зонах разломов [273, 274].

В другом районе Срединно-Атлантического хребта было показано [62], что интенсивность переотложения уменьшается с удалением от гребня хребта, пока скорости осадконакопления не достигают фоновых значений пелагической седиментации. В конечном итоге, когда фланг хребта с покрывающими его осадками погружается ниже ГКК, происходит фациальная смена карбонатных осадков красными глинами или кремнистыми илами (рис. 11.12). Эта смена бывает очень резкой: на Восточно-Тихоокеанском поднятии наблюдается, например, стократное увеличение скорости растворения карбоната в интервале глубин от 3870 до 3950 м [354].

**11.3.3. Асейсмичные вулканические сооружения.** В океанах имеются разнообразные положительные формы рельефа, не связанные с современным спредингом океанского дна. Сюда отно-

сятся асейсмичные хребты, подводные горы и плато. Все они построены из аномально мощных тел вулканических пород. Разделение этих структур носит в некоторой степени условный характер, ибо цепь подводных гор можно назвать «хребтом», а хребет постепенно переходит в плато. Хотя происхождение этих структур до конца не выяснено, возможно, что они связаны с существовавшими в мантии тепловыми аномалиями, которые вызывали обильные излияния базальтов в течение ограниченного промежутка времени (например, [457]). Как и все протяженные структуры океанского ложа, они перемежаются в ходе движения плит через пояса с разной биопродуктивностью и различными скоростями осадконакопления, что в определенной степени контролирует характер фаций (разд. 11.3.1). Последовательное погружение этих структур, если оно не прерывается тектоническими или термическими поднятиями, должно в конечном счете привести к развитию бескарбонатных фаций. В современном океане, однако, большинство таких структур возвышается над уровнем ГКК и несет на своей поверхности покровы, или (как в ряде случаев на плато) мощный купол пелагических карбонатных осадков, базальные слои которых нередко представлены мелководными фациями.

*Асейсмичные хребты* представляют собой протяженные линейно вытянутые структуры, возвышающиеся на 1—2 км над ложем океана. Они имеются во всех океанах. Вершины некоторых из этих хребтов находились когда-то выше уровня океана [2115]. На вершине Восточно-Индийского хребта в Индийском океане действительно встречаются бурые угли и, возможно, лагунные или шельфовые вторичные доломиты; другие, преимущественно вулканические осадки содержат в большом количестве двустворчатые моллюски, гастроподы, мшанки, фрагменты иглокожих, одиночные кораллы и даже брахиоподы из группы теребратулид, что указывает на мелководные условия осадконакопления. Местами обильны раковины *Inoceramus*. В нижних горизонтах этих осадочных разрезов встречены также фораминиферы шельфового облика.

Ранние мелководные стадии геологической истории установлены также на возвышенности Риу-Гранди и на Китовом хребте в Южной Атлантике, где в базальных горизонтах осадочного разреза развиты фации биоспаритов, местами с обильными остатками двустворок, бентосных фораминифер, иглокожих и багряных водорослей. Часть склонов возвышенности Риу-Гранде изрезана подводными каньонами, очевидно заложившимися в то время, когда вулканические сооружения находились вблизи уровня моря или выше его [1272]. На других асейсмичных хребтах

(например, на хребтах Карнеги и Кокос в восточной приэкваториальной части Тихого океана) вся история осадконакопления протекала в пелагических условиях [58]. Однако и все те хребты, где имеются базальные мелководные отложения, несут на себе вышележащие толщи пелагического типа, как правило представленные наифораминиферовыми мелоподобными известняками и известковыми илами, местами содержащими кремнистые биогенные остатки и включения кремней. Такие осадочные толщи, мощностью порядка нескольких сотен метров, обычно расчленены перерывами. В среднемиловых отложениях Китового хребта отмечены слои, обогащенные органическим веществом [97].

Рельеф поверхности асейсмичных хребтов часто неровный, и осадки накапливаются преимущественно в локальных запруженных депрессиях. В седловине и на южном фланге хребта Карнеги на обнаженных твердых мелоподобных известняках развита современная океаническая корка цементации (твердое дно — хардграунд). Поверхность ее имеет местами рифленую карстоподобную морфологию [1565]. На северном фланге этого хребта отмечены дюны фораминиферового песка поперечного и барханного типов, которые лежат на субстрате из железомарганцевых корок, обнажившемся в результате эрозии известковых илов [1527]. Эрозионные борозды, свидетельствующие о сильных придонных течениях, наблюдаются также в осадочном покрове хребта Кокос [1096].

Хотя некоторые пелагические отложения, образующиеся на спрединговых и асейсмичных хребтах, сходны между собой, характер их разрезов существенно различен. На спрединговых хребтах отсутствуют какие-либо признаки мелководной седиментации; пелагические осадки накапливались здесь (в случае крупных океанов) преимущественно на глубинах 2600—2700 м [2155]. Асейсмичные же хребты «вырастали» местами до таких малых глубин, что на их поверхности перед погружением в результате прекращения вулканической деятельности могли развиваться мелководные карбонатные фации. Вулканический «тепловой двигатель» таких хребтов, действуя относительно короткое время, не был способен вызывать продолжительную гидротермальную разгрузку, свойственную спрединговым хребтам.

*Вулканические подводные горы и гайоты*, в большинстве случаев конические по форме, возвышаются над абиссальными глубинами во всех океанических бассейнах, но особенно широко распространены в Тихом океане, меньше — в Атлантическом. Мощность осадочного покрова на

некоторых гайотах горной системы Мид-Пасифик превышает 100 м [1305]. Во многих случаях, однако, обнажающиеся на поверхности подводных гор породы содержат вулканогенный материал и реликтовые осадки, что указывает на действие эрозии или на неотложение в течение миллионов лет. Пески со знаками ряби и другими морфоскульптурами, рассмотренными ниже, также свидетельствуют об активном воздействии придонных течений [1271, 1528]. Вокруг этих форм рельефа развиваются аккумулятивные шлейфы из смытого осадочного материала (разд. 11.3.4).

Древнейшие осадки на подводных горах, которые нередко переслаиваются с лавовыми потоками, сложены преимущественно вулканогенными компонентами и продуктами их вторичных изменений. С тихоокеанских подводных гор и гайотов, например, драгированы смектитовые и цеолитовые глины, гидроксиды железа [1528, 1561, 1908]. При глубоководном бурении на Императорских горах и в цепи Лайн (рис.11.10) были получены образцы базальных вулканокластических песчаников, обычно с градационной структурой и косою слоистостью, а также глин, ярко окрашенных в красные (скважина в цепи Лайн), голубые и зеленые цвета [1262, 1757]. В минеральном составе этих отложений, кроме смектита и иллита, наблюдаются следы пироксена, полевого шпата и очень редко — анатаза. По химическому составу такие глинистые осадки отличаются как от описанных выше металлоносных илов спрединговых хребтов, так и от нормальных глубоководных глин Тихого океана. Базальные осадки подводных гор обогащены по сравнению со средним составом глин Тихого океана только железом и титаном; уровень концентрации микроэлементов в них обычно понижен. По отношению к осадкам спрединговых хребтов базальные отложения подводных гор обогащены только титаном. Специфика химизма разноцветных глин и связанных с ними песчаников, по видимому, обусловлена в основном выветриванием базальтов на месте; гидротермальные расторы играли сугубо подчиненную роль.

То, что вершины многих гайотов западной части Тихого океана, ныне находящиеся на глубине 1—2 км, прежде поднимались почти до уровня моря, доказываются их поствулканическим покровом мелководных известняков, содержащих рудисты, кораллы, мшанки, кораллиновые водоросли, морские ежи, двустворчатые моллюски и агглютинирующие фораминиферы, т.е. типичную рифовую фауну [1589]. Эта фауна датируется как среднемиловая. Рифовые отложения перекрыты пелагическими мелями и известковы-



ми илами. Такую смену фаций связывают с эвстатическим подъемом уровня моря в середине мелового периода, приведшим к затоплению гайотов. Более поздняя смена рифовых фаций пелагическими карбонатными проявилась на гайоте Коко в цепи Императорских гор [1588]. На подводной горе Митилус в Атлантическом океане встречены фораминиферы и моллюски, вероятно, позднемелового возраста и известковые водоросли эоцена (?) (статья Циглера, см. [729]). В настоящее время этот гайот находится на глубине около 2 км от поверхности моря, покрыт грубообломочным материалом ледового разноса и фораминиферово-кокколитовыми илами и оmyвается приливно-отливными течениями [1271, 1927]. Базальные рифовые и вулканокластические осадки переходят кверху, как правило, в кальцитовые или как в цоколе Бермудской возвышенности — в кальциново-аргонитовые пелагические илы [444]. На склонах подводных гор, однако, могут сохраниться разрезы поствулканических глин или известковых илов.

В разрезах третичных отложений многих подводных гор доминируют фораминиферово-нанофоссилиевые илы. Если в какой-то момент времени подводная гора оказалась под особенно высокопродуктивной частью океана, то отражение этого в отложениях соответствующего возраста может иметь существенное значение (например, [1528]). В какой-то степени неясными остаются несогласия в осадках некоторых подводных гор, особенно на их склонах. Возможно, что они связаны либо с эвстатическим понижением уровня моря, в результате которого вершины гор попали под воздействие приповерхностных течений, либо с изменением характера глубинных океанских течений, либо с оползневыми процессами на склонах гор. В плейстоценовых разрезах подводных гор можно обнаружить вариации содержания карбоната, обусловленные колебаниями уровней лизоклина и ГКК в ходе ледниковых — межледниковых циклов (разд. 11.3.1) [131].

В условиях отсутствия отложения осадков на флангах, а временами и на вершинах подводных гор проявляются химические реакции, протекающие вблизи границы вода — осадок. В результате таких реакций путем цементации осадков обычно высокомагнезиальным кальцитом формируется твердый литифицированный субстрат [154, 795, 1671], происходит замещение известкового материала фосфатом [167] и образуются железо-марганцевые конкреции и корки (например, [111, 536]), а вблизи континентов к этим процессам может добавляться глауконитообразование [1852].

Зоны литификации, изученные Бартлеттом и Греггсом [154], на подводных горах Атлантики образуют пары литифицированных и нелитифицированных горизонтов и переслаиваются с железо-марганцевыми корками. Литификация осуществляется обычно путем выпадения высокомагнезиального кальцита как в виде каемочного цемента внутри скелетных форм, так и в виде микритового матрикса, который может иметь пеллетную текстуру, наблюдаемую в образцах с горы Грейт-Метвор [1962]. Эти известняки находятся в изотопном равновесии с окружающей морской водой, так же как некоторые более древние известняки, сложенные низкомагнезиальным кальцитом, которые добыты драгированием с больших глубин того же района. Представляется поэтому, что первичный высокомагнезиальный цемент может в глубоководных морских условиях переходить в низкомагнезиальную разновидность. Все эти процессы немного загадочны, если учесть, что вода на таких глубинах явно недосыщена любыми формами карбоната кальция [1671].

Фосфатизированные известняки на подводных горах, очевидно, реликтовые, хотя определить время замещения бывает обычно трудно. В фосфатизированных породах с подводной горы вала Авес в Карибском регионе различаются две фазы замещения — миоценовая и голоценовая: более древние породы со склонов первично пелагические, а более молодые, добытые около вершин, имеют мелководный облик [1574]. С горы Аннан в восточной части экваториальной Атлантики добыты образцы фосфатизированных известняков мелководных фаций палеоэоценового возраста [1290]. Имеется также несколько примеров из Индийского океана; однако гайоты западной части Тихого океана дают наиболее полное представление об этом явлении (рис. 11.15) [167]. Тихоокеанские фосфориты представляют собой, как правило, фосфатизированные фораминиферово-нанофоссилиевые меллы и рудистовые известняки, возраст которых варьирует от мелового (пелагические и рифовые фации) до эоценового (только пелагические фации). В обоих случаях фосфатное вещество поразному заместило стенки макрофоссилий, микрофоссилии и кокколитовую основную массу. С фосфатизированным материалом тесно ассоциируются гидроксиды железа и марганца. Происхождение пелагических фосфатов, вероятно, связано с расположением западнотихоокеанских гайотов в эоценовое время в приэкваториальном поясе, где проявились влияние апвеллинга богатых питательными веществами вод, высокая биопродуктивность и усиленное поступление в

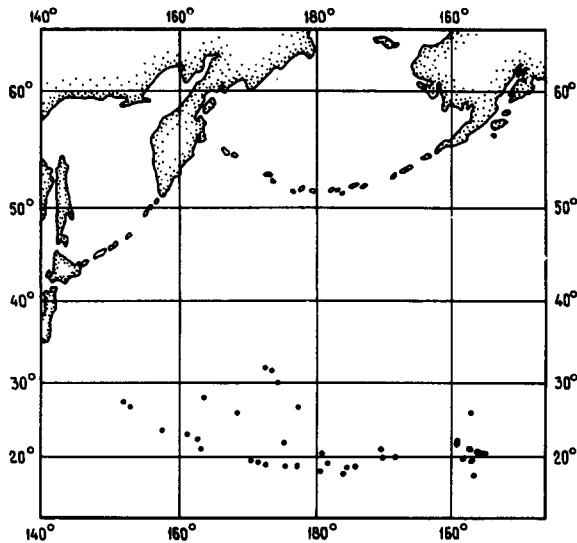


Рис. 11.15. Распространение фосфатов на подводных горах и гайотах северной части Тихого океана [167]. Точки обозначают станции, где были драгированы образцы фосфоритов; затенены районы широкого распространения фосфатов. Фосфатизированные известняки распадаются на две возрастные группы — меловую и эоценовую, отражающие фосфатизацию в мелководных и глубоководных условиях соответственно. В течение эоцена часть Тихоокеанской плиты, на которой размещены эти горы и гайоты, занимала приэкваториальное положение и находилась под благоприятным для отложения фосфатов и богатых кремнеземом осадков воздействием апвеллинга и высокой продуктивности (см. рис. 11.7).

осадки фосфора в составе фито- и зоопланктона (разд. 11.3.1) [2223]. Кажется, существуют некая пространственная и временная корреляции между находками третичных фосфатов и кремней [96]. Эоценовая фаза высокой продукции кремнезема (рис. 11.7) отмечена находками кремней в разрезах подводных гор как Тихого, так и Атлантического океана [1528, 2118, 2464].

Железо-марганцевые корки и конкреции встречаются на многих подводных горах [536]. Например, на склоне и вершине горы Сан-Пабло, входящей в горную цепь Новой Англии, наблюдаются толстые железо-марганцевые «мостовые» [111]. Фаунистические остатки в этих конкрециях и корках представлены бентосными фораминиферами; серпулиды, кораллы, мшанки и губки встречаются как наросты на поверхности [2585].

Внутреннее строение отдельной конкреции бывает различным — от тонкослоистого до более массивного с многочисленными фораминиферами, включенными в рудное вещество; эти различия связаны соответственно с медленным

и быстрым ростом [1035]. Конкреции являются чувствительным индикатором фациальной обстановки, ибо они формируются только в условиях низких скоростей осадконакопления. Конкреции растут путем выпадения гидроксидов железа и марганца из разбавленного раствора морской воды, хотя остается неясной природа агента, инициирующего начало их формирования. Однако по генезису они, несомненно, резко отличаются от гидротермальных образований центров спрединга.

Железо-марганцевые отложения подводных гор обладают специфическими геохимическими признаками (например, [536, 1907]). Высокое содержание Co и нередко Ba, Pb, V, редких земель Yb и Lu отличает обычно конкреции подводных гор от более глубоководных конкреций, более богатых Ni и Cu. Эти отличия могут быть связаны с разным содержанием кислорода в воде, со скоростями роста рудной оболочки, наличием или отсутствием поблизости базальтовых лав, с диагенетической ремобилизацией некоторых элементов и с другими факторами.

Поскольку подводные горы обычно омываются придонными течениями, тонкие нанофоссилиевые илы могут быть смыты с их поверхности, так что на месте остаются грубозернистые калькарениты, сложенные раковинами фораминифер, а если глубины не слишком большие, то и арагонитовыми раковинами птеропод. Так, птероподово-фораминиферовые пески со знаками ряби обнаружены на горе Муир в Атлантическом океане [1927]. Подводные «фораминиферовые дюны», образованные усиленными приливо-отливными течениями, описаны на гайоте Хорайзн; эти аккумулятивные формы с извилистыми гребнями высотой около 1 м резко асимметричны и имеют длину волны порядка 30 м [1528].

Гайот Хорайзн находится сейчас на глубине около 2 км. Более мелководные гайоты, однако, могут подниматься до фотической зоны и тем самым быть благоприятным местом обитания для зависящих от солнечного света организмов. Примерами фотических подводных гор могут служить: гора Кобб — вулканическое сооружение в Тихом океане с минимальной глубиной над вершиной 34 м; банка Плантадженет — подводная гора в Атлантическом океане с вершиной на 55 м ниже уровня моря; подводная гора Вима у побережья Южной Африки, глубина над поверхностью вершины около 120 м [373, 991, 2257]. Флора и фауна самых мелководных частей горы Кобб включают инкрустацию водорослями базальтовой гальки, двустворчатые моллюски, гастроподы, брахиоподы и полихеты, особенно много моллюсков рода *Mytilus*. На банке План-

тадженет донные осадки сложены фрагментами и нодулями известковых водорослей, фораминиферами, кораллами, морскими ежами, зелеными водорослями и мшанками. На глубине 20 м от дна в разрезе осадков присутствует доломит. Подводная гора Вима, которая, так же как горы Кобб и Плантадженет, находится в пределах досягаемости аквалангистами, покрыта нодулями красных водорослей. В составе фауны встречаются глубоководные кораллы, губки, гидроиды, иглокожие, двустворчатые моллюски, гастроподы, асцидии и лангусты [217]. Во всех названных выше случаях осадки, вероятно, содержат в значительном количестве нанофоссилии.

Океанические плато представляют собой обширные (сотни тысяч квадратных километров) приподнятые участки относительно мощной океанической земной коры, обычно находящиеся на глубине 2—3 км от поверхности моря и на несколько километров возвышающиеся над абиссальным ложем океана. В Тихом океане такие структуры (например, плато Онтонг-Джава и Манихики, возвышенности Шатского, Хесса и Магеллана) составляют около 2% площади бассейна [1687]. В Индийском океане подобными примерами являются плато Кергелен и хребет Брокен. Приблизительными современными аналогами таких структур можно считать Исландию, Галапагосскую и Азорскую вулканические платформы.

Плато Тихого океана покрыты исключительно мощным осадочным чехлом (рис. 11.16). На возвышенности Магеллана осадочная толща мощностью 1170 м и возрастом от юры до современности сложена почти целиком карбонатом кальция нанофоссилий и фораминифер. Осадки залегают на измененных брекчированных базальтах [2643]. Самые молодые осадки представляют собой илы, в более древних налицо тенденция литификации, но прямая зависимость между степенью литификации и глубиной захоронения отсутствует [2117]. В разрезе встречены два угловых несогласия: одно в основании третичных отложений, другое в миоцене. В меловых и эоценовых слоях местами содержатся кварцевые и кристобалит-тридимитовые (опал-СТ) желваковые кремни, вероятно свидетельствующие о периодах интенсивного биогенного кремнеаккумуляции. В этих кремнях часто встречаются фораминиферы либо в виде первичных кальцитовых раковин, либо замещенные кремнеземом [1441]. В базальных слоях разреза плато Магеллана найдены два аптиха, ясно указывающие, что в поздней юре и раннем мелу над плато обитали аммониты [2004].

Стратиграфия отложений на других плато в целом сходная, хотя в деталях отличается. На-

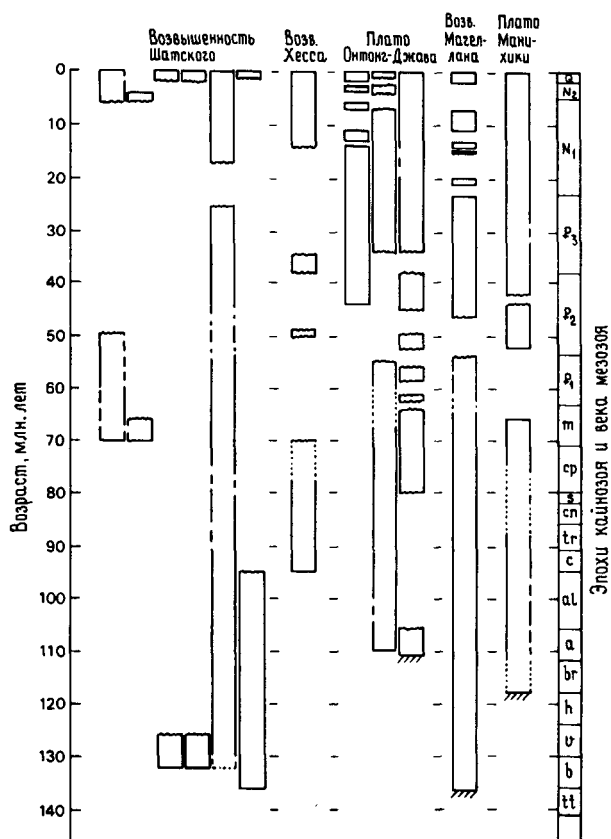


Рис. 11.16. Имеющиеся стратиграфические данные по океаническим плато центральной и западной частей Тихого океана. Волнистыми линиями отмечены интервалы неполноты отбора кернa, в пределах которых могут быть, а могут и не быть перерывы. Пунктиром показаны части колонок со стратиграфическими неопределенностями. Фундамент, где он достигнут, представлен базальтами. Максимальные измеренные мощности осадков составляют 650 м (возвышенность Шатского, неполный разрез); 350 м (возвышенность Хесса, неполный разрез); 1260 м (плато Онтонг-Джава); 1170 м (возвышенность Магеллана); 910 м (плато Манихики) ([1688], материалы глубоководного бурения). Стратиграфические единицы: Q — четвертичный, N<sub>2</sub> — плиоцен, N<sub>1</sub> — миоцен, P<sub>3</sub> — олигоцен, P<sub>2</sub> — эоцен, P<sub>1</sub> — палеоцен, m — маастрихт, cp — кампан, s — сантон, sp — коньяк, tr — турон, c — сеноман, al — альб, a — апт, br — баррем, h — готерив, v — валанжин, b — берриас, tt — титон.

пример, на возвышенности Хесса и плато Онтонг-Джава выявлено, по предварительным данным, шесть несогласий [1687]. В меловых разрезах некоторых плато Тихого океана встречаются горизонты черных тонкослойчатых богатых органическим веществом осадков [2439], указывающие на появление в это время относительно

анаэробных придонных условий (разд. 11.4.6). Осадочная толща мощностью 1260 м на плато Онтонг-Джава содержит в основании туффитовые известняки и кремни, вулканогенная составляющая в которых, вероятно, привнесена турбидными потоками и переработана придонными течениями, возможно приливными [1370]. Современный поверхностный слой осадков в мягком состоянии подвергся значительным деформациям, которые были вызваны растворением карбоната в более глубоких горизонтах толщи [203]. На плато Манихики имеется (по крайней мере местами), особенно мощная базальная толща, сложенная продуктами вулканизма. Сильно пузыристые базальты перекрыты здесь 250-метровым слоем зеленовато-черных брекчий и вулканокластитов с градационной текстурой, переходящих сверху в известняки, мелы и аргиллиты, местами содержащие кремни, а выше в известковые илы. Общая мощность разреза около 910 м [1257]. Самородная медь, которая встречается в виде округлых и нитевидных выделений в вулканокластитах, образовалась, вероятно, под действием постседиментационного пропитывания осадков медьсодержащими флюидами; такие флюиды имеют, возможно, сходное с гидротермами спрединговых хребтов происхождение. В слоях, переходных от вулканокластитов к вышележащим карбонатным отложениям, присутствуют в большом количестве раковины моллюсков [1316]. Среди них имеются более древняя шельфовая фауна двустворок и гастропод и более молодая ассоциация с преобладанием двустворчатых моллюсков относительно глубоководного батального характера, в составе которой обычны иноцерамы. Моллюски, таким образом, свидетельствуют о постэруптивном погружении плато.

На всех плато прослеживается общий процесс погружения, в некоторой степени компенсированного накоплением мощных осадочных толщ. Однако осадки и фауна некоторых плато указывают на фазы подъема, перемежающиеся с общим увеличением глубинности осадкообразования [581, 2120]. Мы можем задать вопрос, почему подобные повышения рельефа поддерживали накопление самой мощной толщи пелагических осадков в южной части Тихого океана, как это имеет место в случае плато Манихики [2644]. Объяснением может быть просто то, что это плато расположено под экваториальной зоной высокой биопродуктивности, выше ГКК. Следовательно, поступление на дно карбоната нанофоссилий и фораминифер интенсивное и осадконакопление происходит быстро. На других плато, таких, как возвышенность Хесса, ныне находящихся севернее экватора, имеются мощные

толщи верхнемеловых отложений, которые накопились во время нахождения плато в пределах экваториальной зоны, перед тем как движение Тихоокеанской плиты переместило их в менее продуктивные районы (разд. 11.3.1) [1687].

#### 11.3.4. Глубоководные океанские котловины.

В наиболее глубоководных частях открытого океана имеются абиссальные равнины и районы абиссальных холмов. Осадки накапливаются здесь, как правило, ниже ГКК и представлены глинами, радиоляриевыми и диатомовыми илами. Обычными включениями в них являются железо-марганцевые конкреции, а также слуховые косточки китообразных и зубы акул [1742]. Вокруг возвышенностей образуются аккумулятивные шлейфы из вулканогенного, мелководного или пелагического осадочного материала (например, [1523, 1648]). Вблизи континентов турбидные потоки отлагают терригенный материал, образуя плоские абиссальные равнины (гл. 12).

Красные глины непродуктивных районов океана состоят из различных глинистых минералов, главным образом иллита и монтмориллонита с подчиненным количеством локально распределенных каолинита и хлорита, а также рентгеноаморфных железо-марганцевых гидроксидов, аутигенных цеолитов (филлипсита и клиноптилолита), местами палыгорскита, примеси космических сферул (например, [92, 199, 990]). Примесь обломочного материала представлена полевыми шпатами, пироксенами и кварцем. Полевой шпат, пироксены и монтмориллонит поступают из внутриокеанических источников, и в частности последний — в результате подводного разложения базальтов. Хлорит терригенный поступает из районов с развитием пород низких ступеней метаморфизма. Кварц, иллит и в меньшей мере каолинит выносятся в океан, как предполагают, высотными атмосферными струйными потоками; вклад золотого материала в состав пелагических глин, вероятно, от 10 до 30%. Хорошо изученным поставщиком глинистого вещества в глубоководные котловины Атлантики является пустыня Сахара — материал пыльных бурь Африки можно проследить вплоть до Карибского моря. Золотые глины Индийского и северной части Тихого океана образованы, вероятно, за счет выноса пыли с материка Азии; источником золотого материала в южной части Тихого океана служит Австралия [2635].

В состав космогенного компонента красных глин, выявленного Мерреем и Ренаром [1744], входят не только черные магнитные шарики никелистого железа, но также хондрулы оливина и пироксена [92]. Поступление металлических ша-

риков существенно менялось в течение кайнозоя.

Железо-марганцевые конкреции встречаются обычно в красных глинах; и те и другие — на больших площадях дна глубоководных котловин северной части Тихого океана. Популяции конкреций, отличающиеся друг от друга морфологией, химическим и минеральным составом, распространены в разных районах океанов [536]. Особенно поразительна их тесная связь с признаками современной эрозии, такими, как знаки ряби, промоины, линейная струйчатость и несогласия [1338, 1879]. Так как конкреции растут очень медленно, для потенциального их развития благоприятны условия нулевой или даже отрицательной седиментации. В юго-восточной части Индийского океана, где имеют место интенсивные движения придонных вод, мостовая из конкреций занимает площадь порядка нескольких миллионов квадратных километров.

Кремнистые биогенные илы, сложенные радиоляриями, диатомовыми, силикофлагеллятами и спикулами губок, распространены в современном океане в трех регионах: в глобальном южном поясе, в Северо-Тихоокеанской зоне, включающей задуговые бассейны, и в экваториальном поясе, более развитом в Тихом и Индийском океанах, чем в Атлантическом (рис. 11.3). В северном и южном поясах первостепенную роль играют диатомовые, а в экваториальном преобладают радиолярии [1509].

Более древние осадки отличаются от лежащих на поверхности дна. Кремнистые скелетные остатки обычно растворяются в толще осадков; только около 2% их первичной биомассы переходит в ископаемое состояние как компонент осадочных толщ [1084]. В толще осадков наблюдается погрубение гранулометрического состава<sup>1</sup> за счет низкотемпературного растворения опаловых скелетных остатков микроорганизмов и выпадения агрегатов кристобалит-тридимита (опала-СТ) в виде «леписфер» (сферул микронного размера), которые в конечном счете преобразуются в кварцевые кремни. Катализирующее действие на этот процесс оказывает присутствие карбоната кальция [1311].

Небиогенная минералогия осадков экваториального пояса Тихого океана в течение последних 50 млн. лет менялась [1063]. Со среднего эоцена до позднего миоцена в составе осадков

преобладал материал, богатый монтмориллонитом, бедный кварцем и пироксенами, сформировавшийся путем подводного разложения толеитовых базальтов. Затем в течение позднего миоцена или раннего плиоцена в осадки западной части Тихого океана стали поступать в большом количестве хлорит, каолинит и пироксены. Это отражает, вероятно, развитие островодужного вулканизма на окраинах Тихого океана, а возможно, изменения в характере спрединга океанского дна. Наконец, с конца плиоцена до настоящего времени доминирует богатый кварцем и иллитом материал, имеющий преимущественно эоловое происхождение.

Если принять, что кора глубоководных океанских котловин образовалась на хребтах с меньшими глубинами, обычно выше ГКК, то в сводной стратиграфической колонке ложа океана красные глины или кремнистые илы будут подстилаться известковыми илами, мелями или известняками, в свою очередь залегающими на металлоносных осадках спрединговых хребтов (рис. 11.12). Избирательное заполнение депрессий и карманов на флангах хребтов переотложенными фораминиферовыми песками (разд. 11.3.2) в конечном счете приводит к сглаживанию первичных неровностей рельефа. Тем не менее абиссальные холмы могут нарушать пологий рельеф плоских равнин, как это наблюдается на большей части ложа Тихого океана и частично в Атлантике (например, [729, 1648]). Абиссальные холмы, высотой обычно в пределах 50—250 м, характеризуются, по крайней мере в Тихом океане, сложным сочетанием процессов осадконакопления и эрозии [1270, 1708]. Хотя мощность осадков больше в депрессиях, поверхностный слой их имеет здесь часто третичный возраст, тогда как четвертичные отложения распространены на вершинах и частично на склонах холмов, где они ассоциируются с железо-марганцевыми конкрециями. Такие соотношения могут быть результатом либо неравномерной эрозии, либо позднетретичных ступенчатых сбросов на склонах абиссальных холмов.

Особый интерес представляет так называемая впадина Бауэр в Тихом океане. Этот район, расположенный между активным Восточно-Тихоокеанским поднятием и неактивным ныне Галапагосским поднятием, отличается высоким тепловым потоком и характеризуется глубинами более 4 км, близкими к ГКК. Поверхностные осадки очень бедны карбонатом, но обогащены железом, марганцем и рядом других элементов [1642, 2100]. Эти металлоносные отложения встречаются по всему разрезу, большую часть которого слагают нанофоссилийные илы [2673].

<sup>1</sup> Растворение биогенных кремнистых частиц и формирование аутигенного кристобалит-тридимита в виде леписфер микронного размера приводит к литификации осадка. — *Прим. перев.*

Впадина Бауэр представляет собой наиболее обширный район распространения металлоносных осадков, не связанных со спрединговым хребтом, хотя известны и другие примеры такого рода, связанные с зонами разломов [236]. Металлоносные осадки впадины Бауэр, сложенные главным образом железистыми смектитами и гидроксидами железа и марганца, по химическому составу очень близки к подобным осадкам Восточно-Тихоокеанского поднятия, но содержат местами повышенные концентрации  $\text{SiO}_2$ , Ni, Co и Cu. Макроэлементы, изотопные отношения и содержание редкоземельных элементов указывают на отложение их из морской воды. Следовательно, эти осадки, очевидно, формируются таким же путем, как металлоносные отложения спрединговых хребтов. На самом деле, согласно Лонсдейлу [1524], обогащенные металлами осадки впадины Бауэр не образовались на месте, а принесены с Восточно-Тихоокеанского поднятия придонными течениями.

**11.3.5. Малые океанические бассейны.** Такие районы, как Красное море, Калифорнийский залив, Средиземное море или задуговые бассейны Тихого океана отличаются по своим океанологическим характеристикам и обстановкам седиментации от крупных океанов [2058]; здесь они рассматриваются вместе как различные примеры «малых океанических бассейнов». Влияние терригенного обломочного материала может в них быть значительным, особенно если бассейны обрамлены сушей с молодыми горными хребтами. В бассейнах, отгороженных активными островными дугами, существенное значение приобретает продукт вулканизма. Распространение пелагических фацй ограничено обстановками, защищенными от влияния подобного обломочного материала.

Особое значение имеет природа циркуляции вод в бассейне. Если господствует циркуляция эстуарного типа по Бергеру [196], при которой вытекают поверхностные воды, а втекают глубинные (см. рис. 11.4), то подъем последних к поверхности (апвеллинг) возбуждает высокую биологическую продуктивность и интенсивное накопление биогенных скелетных остатков. Если наоборот, как в бассейнах умеренного выпаривания, то продуктивность будет очень низкой. При наличии любых преград на входе в бассейн (как это имеет место в случае Средиземного и Красного морей) эвстатическое понижение уровня моря или тектоническая компенсация могли вызвать резкое сокращение водообмена и стагнацию, способствующую накоплению богатых органическим веществом осадков, а в наиболее экс-

тремальных проявлениях — выпадение эвапоритов. Другая возможность — это формирование пресноводных бассейнов, подобных плейстоценовому Черному морю. Отлагающиеся в «малых океанических бассейнах» пелагические осадки могут, следовательно, стратиграфически сочетаться с весьма различными по характеру фацциями.

Так, в Красном море толща ранних эвапоритов перекрыта послезэвапоритовыми отложениями, от миоценовых до плейстоценовых, которые в основном представлены темно-серыми доломитсодержащими алевритистыми аргиллитами, выше переходящими в серые аргиллиты с нанофоссилиями, в свою очередь перекрытыми серыми алевритистыми глинами и наноилами. Только самые верхние слои мощностью 100—200 м можно назвать настоящими пелагическими: местами фораминиферы и птероподы составляют в них более 50%, тогда как кремнистые микрофоссилии редки [2342]. Повышенная соленость вод Красного моря, вероятно, препятствует развитию радиолярий, и появление этих микроорганизмов в разрезе четвертичных отложений соответствует межледниковым эпохам высокого стояния уровня моря, когда ограничение водообмена с океаном было минимальным [961]. Кокколиты могут выдерживать более суровые условия, однако во время максимума последнего оледенения соленость была столь высока, что даже наиболее толерантные формы в конце концов исчезли [2002].

В плейстоценовых отложениях Красного моря имеются литифицированные слои, в которых осадки сцементированы либо арагонитом, обычно в виде радиально-лучистых агрегатов в перекристаллизованных раковинах птеропод, либо магнезиальным кальцитом [920, 1671]. Птероподы встречаются также в виде отпечатков, оставшихся от растворения в подповерхностных слоях осадков. Сцементированные микритовые магнезиально-кальцитовые комки, содержащие фораминиферы и птероподы, по-видимому, частично образованы в результате преобразования сложенных низкомагнезиальным кальцитом нанофоссилий. В поверхностных осадках явно присутствует также некоторое количество первичного хемогенного пелитоморфного магнезиального кальцита. Формирование литифицированных карбонатных корок, по-видимому, связано с существовавшими в прошлом условиями повышенной солености. В Красном море имеются также эффективные металлоносные осадки гидротермального происхождения, представленные в значительной мере сульфидами, отлагавшимися из бескислородных рассолов в глубоких впадинах [597].

Средиземное море, как и Красное, характеризуется в настоящее время антиэстуарным типом циркуляции (приток поверхностных и сток глубинных вод), имеет слегка повышенную по сравнению с открытым океаном соленость и относительно низкую биологическую продуктивность. Однако в тех его районах, которые не подвержены влиянию поступления терригенного материала, широко распространены известковые осадки. Это преимущественно глобигериново-нанофоссилиевые илы с различным содержанием птеропод. Значительную часть карбоната в глубоководных осадках Средиземного моря составляет не биогенный, а хемогенный высокомагнезиальный кальцит, вероятно формировавшийся в периоды повышения температуры и солености [1675, 2093]. На Средиземноморском хребте, между Критом и Африкой, на глубине 2—3 км обнаружены магнезиально-кальцитовые конкреции сантиметровой размера, которые бывают твердыми или мягкими, сложены микритовой основной массой, цементирующей раковины глобигеринид, птеропод и гетеропод. Как и в случае «литифицированных корок» Красного моря, кокколиты местами замещены хемогенным магнезиальным кальцитом [1733].

В течение плиоцен-четвертичной истории в этом регионе господствовала «нормальная» седиментация нанофораминиферовых мергельных илов, прерывавшаяся в восточной части Средиземного моря эпизодами стагнации, отмеченными появлением черных сапропелевых слоев [456]. Происхождение таких сапропелевых осадков не совсем понятно, но, очевидно, они связаны с климатическими изменениями. Согласно одной из гипотез, талые воды ледников, входя в полуизолированное Средиземное море, вызвали стратификацию водной толщи по солености и обусловленную этим стагнацию, анаэробные придонные условия и, следовательно, накопление обогащенных органическим веществом осадков. Под плиоценовыми отложениями, нижняя часть разреза которых представлена высококарбонатными фораминиферово-нанофоссилиевыми илами, залегают эвапориты, свидетельствующие о высыхании Средиземного моря в позднем миоцене (гл. 8).

В подчиненном количестве среди осадков Средиземного моря присутствуют вулканокластиты и обогащенные микроэлементами отложения гидроксидов железа, распространенные вблизи центров вулканизма; на некоторых подводных вулканических горах развиты железомарганцевые корки, ассоциирующиеся с карбонатными песками, в которых содержится много космических шариков [275, 1693]. Местами обна-

жено необычное сочетание тонкослойчатых корок гидроксидов железа, манганосидеритовых конкреций, радиоляриевых глин, радиоляриевых опаловых кремней, гипсосодержащих алевроит-глинистых илов и птероподово-фораминиферовых осадков четвертичного возраста [434]. Эти осадки встречаются на глубине около 1 км и не приурочены к какому-либо вулканическому аппарату. Радиолярии очень редки во всем Средиземном море и их появление здесь объясняется локальным расцветом кремнистого планктона, вызванным поступлением кислых богатых кремнеземом гидротермальных растворов. Очевидно, эти же растворы выщелачивали на месте биогенный карбонат, отлагая металлоносные осадки.

В Калифорнийском заливе циркуляция вод происходит по эстуарному типу: приток глубинных вод и вынос поверхностных вод за счет ветрового сгона вызывают сильный сезонный апвеллинг и высокую продуктивность планктона [1509].

В осадках центральной части залива преобладают диатомеи, в меньшей степени радиолярии (рис. 11.17); глинистые осадки распространены в его восточной половине, куда впадают реки, дренирующие континентальную Мексику [408]. На многих участках неотложения осадков встречается глауконит [53]. Фации тонкослоистых обогащенных органическим веществом диатомовых илов, представленных чередованием диатомовых и глинистых слоев, приурочены к тем частям склона бассейна, которые омываются водами зон кислородного минимума и где поэтому не развита биотурбация. В данном районе это глубины от 300 до 1200 м. Поскольку можно считать, что продукция диатомового фитопланктона остается в течение года постоянной, слоистость объясняется сезонно переменным поступлением терригенного материала. Современные скорости осадконакопления достигают 5,4 мм/год, но для плейстоценовых ленточных отложений они по подсчетам на порядок ниже [409, 1329]. В толще этих осадков на глубине нескольких десятков метров от дна развиты доломитовые прослои. Их формированию способствует, вероятно, удаление из морской воды сульфидов [125]. Центры спрединга Калифорнийского залива, локализованные в трогах, а не на хребтах, осложняют стратиграфию залегающих над ними осадков [1698], однако и здесь имеются гидротермальные металлоносные отложения, сходные с теми, какие развиты на гребнях спрединговых хребтов [1526].

В задуговых бассейнах северной части Тихо-

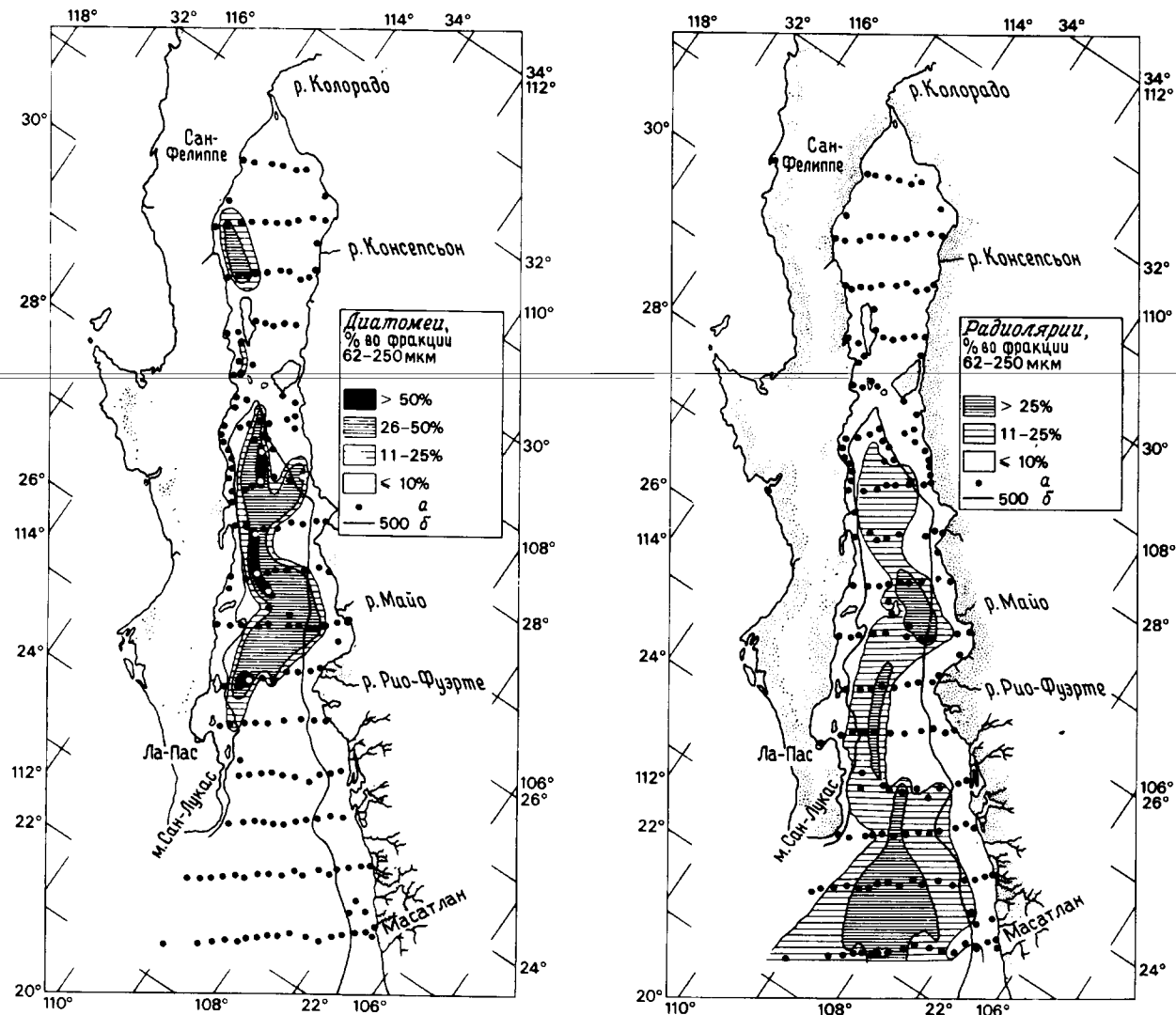


Рис. 11.17. Распределение диатомовых и радиоларий в современных осадках Калифорнийского залива [408]. а — станции опробования; б — изобата 500 м.

го океана, особенно в Беринговом и Охотском морях и в меньшей степени в Японском море, также интенсивно продуцируется биогенный кремнезем [1509]. Большинство из этих окраинных бассейнов, очевидно, образовалось в позднем олигоцене и раннем миоцене [650]. Во многих из них диатомовые осадки накапливались с этого времени. В Японском и Беринговом морях описаны миоцен-плиоценовые массивные и тонкослоистые диатомовые осадки, ассоциирующиеся местами с небольшими количествами нанофоссилиевого и фораминиферового карбоната, а также с прослоями терригенных или вулка-

нокластических турбидитов [1302, 2126]. Особенно любопытна находка в Японском море 3-метрового слоя верхнемиоценовых пресноводных диатомитов, указывающего, возможно, на то, что хотя бы короткое время этот малый океанский бассейн представлял собой либо частично, либо целиком пресноводное озеро [382]. В позднем миоцене, в течение которого Средиземное море было отрезано от Мирового океана, имело, вероятно, место значительное понижение уровня моря, вызвавшее изоляцию также Японского моря. В ряде задуговых бассейнов северной части Тихого океана отмечены гидротермальная дея-



тельность и связанные с ней металлоносные отложения [277, 537, 776].

Отложения древних малых океанских бассейнов можно наблюдать в осадочных разрезах прото-Атлантики. Глубоководным бурением здесь вскрыты базальные верхнеюрские отложения, представленные неявно желваковыми красными пелагическими мергелистыми известняками, обычно со следами оползания, содержащими турбидиты, целиком сложенные пелагическим материалом: радиоляриями, планктонными криноидеями, тонкораквинными двустворчатыми моллюсками и нанофосилиями [1143, 1443]. Эти красные мергелистые известняки перекрыты толщей серых и белых известняков возраста от верхнеюрского до нижнемелового, базальные слои которой несут следы оползания; в некоторых горизонтах встречены кремневые конкреции. Сходные с этими отложениями породы встречаются в районе Тетиса [213] (разд. 11.4.4). Большое место среди меловых фаций Атлантики занимают обогащенные органическим веществом черные сланцы. Хотя появление таких осадков может быть отчасти связано с полузамкнутым характером молодого океанского бассейна, определенную роль играли здесь также глобальные океанологические факторы (разд. 11.4.6).

**11.3.6. Подводные горы, банки, плато и бассейны континентальных окраин. Пелагические обстановки.** На многих континентальных окраинах имеются такие формы рельефа, как мелководные подводные горы, банки и плато, чередующиеся с более глубоководными бассейнами. Это обычно невулканические структуры, расположенные на утоненной континентальной коре, сочлененной некоторым перекрытием с океаническим фундаментом. Развитие в таких обстановках пелагических осадков зависит от практически полного отсутствия терригенного материала, либо из-за первичной ограниченности его поступления, либо в результате перехвата промежуточными ловушками. Поскольку такие континентальные окраины перед формированием соседнего океанского бассейна однажды находились вблизи уровня моря, на многих из них развиты предпелагические мелководные фации, причем особенно типичны отложения карбонатных платформ. В одном районе мира, а именно на Багамских банках, формирование подобных карбонатных осадков продолжается и в настоящее время (разд. 10.3.4).

К северу от Багамских островов находится плато Блейк (рис. 11.18) площадью 228 000 км<sup>2</sup> и средней глубиной около 850 м [1929]. Скважина глубоководного бурения, пробуренная на высту-

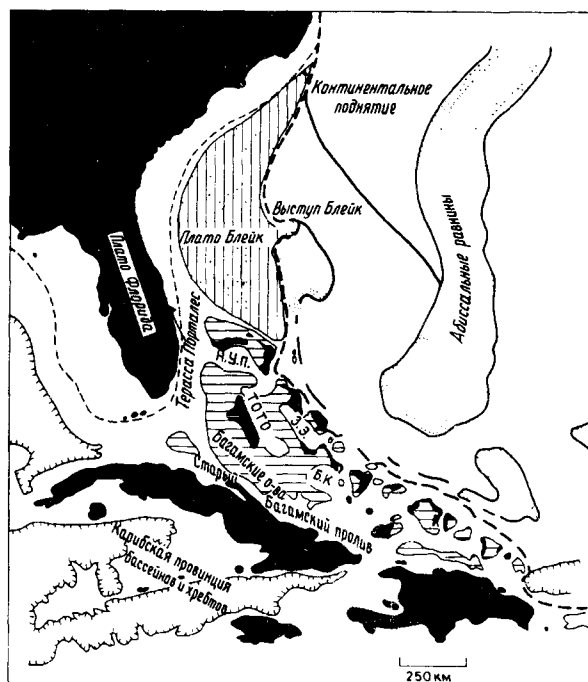


Рис. 11.18. Физико-географическая карта континентальной окраины на западе Центральной Атлантики [729]. НУП — пролив Норт-Уэст-Провиденс, Т.О.Т.О. — залив Тонг-оф-те-Ошен, Э.К. — бассейн Колумбус. Плато Блейк является отражением в рельефе карбонатной платформы (подобной Багамским банкам), погрузившейся в мелу и с тех пор покрытой слоем пелагических осадков.

пе плато Блейк показала, что эта часть плато находилась вблизи среднего уровня моря (т.е. представляла собой карбонатную платформу типа Багамской) до раннемелового времени, когда произошло ее внезапное погружение: известняки фаций приливных равнин с текстурой «птичий глаз» перекрыты здесь красными пелагическими карбонатными осадками, содержащими гетитовые пизолиты и корки. Основная часть плато погрузилась, по-видимому, позже (рис. 11.19). Пелагические известняки выступа Блейк содержат фрагменты кораллов, водорослей, губок, мшанок и белемнитов, а также донные фораминиферы, скелеты иглокожих, остракоды, спикулы, радиолярии и обильные кокколлиты [2238]. Кокколлиты встречаются даже внутри железистых корок пизолитов. Драгирование на северной оконечности плато обнаружило верхнемеловую фауну аммонитов, двустворчатых моллюсков и гастропод на подводном обнажении [1928]. Верхние горизонты разреза плато Блейк характеризуются региональ-

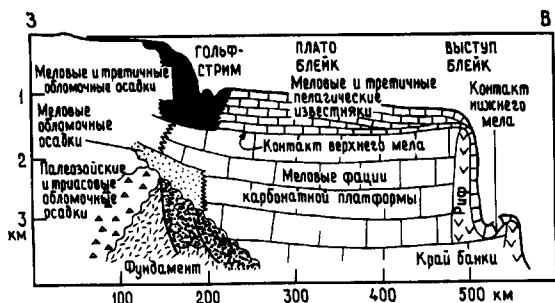


Рис. 11.19. Схематический разрез через плато Блейк [2238]. На выступе Блейк нижнемеловые мелководные карбонатные осадки «платформы» перекрыты пелагическими фациями; на основной части плато Блейк смена фаций произошла в позднемеловое время.

ным несогласием, охватывающим большую часть позднего мела. В палеоценовых и верхнеэоценовых слоях развиты горизонты кремней. В остальном разрез представлен нанофоссилиевыми илами. Из-за эрозионного воздействия Гольфстрима аккумуляция осадков в позднетретичное время была замедленной и осадки уплотнены.

Фации, в настоящее время обнажающиеся на поверхности плато Блейк, близко напоминают обнаруженные путем дражирования на асейсмичных хребтах, подводных горах и плато (разд. 11.3.3). Значительная часть карбонатных илов фосфатизирована, вероятно, в течение раннего и среднего миоцена, но последующая эрозия отпрепарировала в качестве остаточных образований фосфатные пеллеты, желваки, корки, валуны и сплошные «мостовые» [1568]. Хорошо выражены признаки замещения, причем многие желваки подвергались нескольким фазам фосфатизации. В некоторых конкрециях присутствует глауконит, который встречается также в виде отдельных зерен на западной части плато, где он, возможно, реликтовый [1928].

Значительная часть фосфатов покрыта сплошной железо-марганцевой «мостовой», занимающей площадь около 5000 км<sup>2</sup>, которая переходит на юге и на востоке в залежи железо-марганцевых конкреций (рис. 11.20), а на западе — в скопление фосфоритовых конкреций. Эта железо-марганцевая мостовая залегает на севере на глубине около 400 м, а на юге на глубине 800 м. Сама минерализованная корка имеет толщину около 7 см и содержит остатки таких организмов, как фораминиферы, которые вросли в рудное вещество, а также серпулиды, губки, мшанки и мелководные кораллы на наружной поверхности. Остатки организмов имеются также на

нижней поверхности корок и свидетельствуют о захвате осадков при росте. Сходные следы фауны, а также ходы камнеточцев обнаружены внутри и на поверхности железо-марганцевых конкреций плато Блейк отличаются от глубоководных океанских тем, что они богаты карбонатом, местами в виде арагонитовых прожилков, бедны кремнеземом, содержат меньше марганца и малых элементов. Они сложены слабо окристаллизованными гидроксидами железа и марганца. Конкреции образованы как путем первичного стягивания гидроксилов, так и за счет частичного замещения ранее выпавших фосфатов. Встречающиеся местами гранитные валуны (размером до 15 × 25 × 20 см) считаются продуктами транспортировки на плаву деревьями с Гвианского шита [1928].

Осадки на плато представлены глобигериново-нанофоссилиевыми илами, которые в районах действия интенсивных придонных течений перебиты и превращены в фораминиферовые пески со знаками ряби, местами содержащие раковины птеропод и гетеропод (рис. 11.20). В южной части плато наблюдается примесь тонкозернистого пелитоморфного кальцита, вероятно поступающего с Багамских банок. Под осью Гольфстрима развиты банки негерматипных кораллов высотой до 20 м и коралловый детрит. В некоторых районах наблюдаются намытые из глобигериново-птероподовых песков подводные дюны или песчаные волны, на которых лежат железо-марганцевые плитки [1068]. В условиях эрозии развивалась подводная литификация осадков, выраженная в цементации магниезальным кальцитом фораминиферо-моллюсково-коралловых калькаренинов, обычно окрашенных гидроксидами марганца [1671, 1928]; сами песчаные волны местами также литифицированы.

Мористее Багамских банок, где развиты переходные от мелководных к пелагическим осадки, фации карбонатной платформы латерально замещаются осадками с хорошо развитой коркой цементации на поверхности (твердое дно), а затем желваковыми карбонатными осадками, где цементом служит магниезальный кальцит, и, наконец, несцементированными илами (рис. 11.21). [1735]. Эти осадки краевых частей банки, сложенные птероподами, глобигеринидовыми фораминиферами, нанофоссилиями и арагонитовыми иглолками, а также более крупными мелководными фрагментами, именуется «периплатформенные илы». В холодных глубинных водах они местами сцементированы низкомагниезальным кальцитом [2112]. Еще на расстоянии 50 км от Багамских банок осадки наполовину состоят

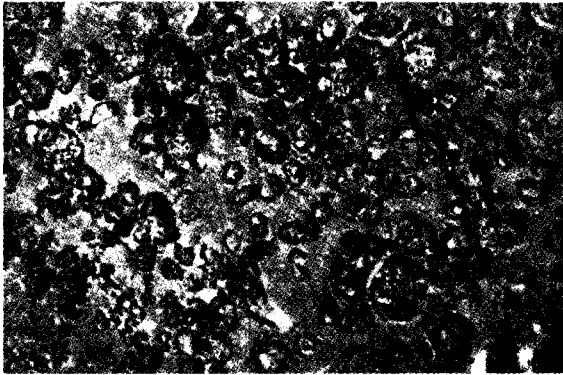
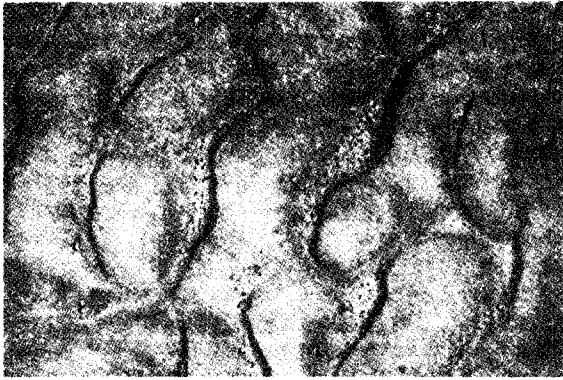


Рис. 11.20. Фотографии дна в двух участках плато Блейк. На верхнем снимке: глобигериново-птероподовые пески намыты в асимметричную рябь (30°51' с.ш., 78°55' з.д., глубина 805 м). На нижнем снимке: железомарганцевые конкреции, частично покрытые глобигериново-птероподовым песком (30°58' с.ш., 78°17' з.д., глубина 883 м). Фотографии любезно предоставлены Д. А. Джонсоном.

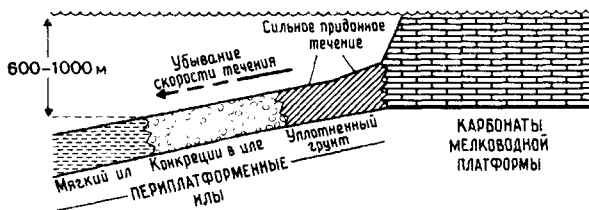


Рис. 11.21. Идеализированная схема соотношений фаций, обусловленных убыванием воздействия на осадки придонных течений в сторону океана и вниз по склону карбонатной платформы. Модель построена по материалам, полученным с северного склона Большой Багамской банки (по [1735] с изменениями).

из компонентов, поступивших с банки, и даже на расстоянии 120 км и более этот материал не исчезает полностью [1086]. Циклические вариации содержания арагонита в разрезах четвертичных периплатформенных илов коррелируются с периодичностью смены ледниковых и межледниковых эпох и представляют собой, скорее всего, циклы растворения, подобные обнаруженным в глубоком океане [671] (разд. 11.4.6).

На дне бассейнов региона Блейк-Багама фоновыми осадками также являются периплатформенные известковые илы — эти пелагические отложения накапливаются в заливах и проливах, прорезающих Багамские банки (залив Тонг-оф-те-Ошен, проливы Норт-Ист-Провиденс, Норт-Уэст-Провиденс, залив Эксума, бассейн Колумбус; рис. 11.18). У основания Малой Багамской банки и, вероятно, на его продолжении в проливах Норт-Ист-Провиденс и Норт-Уэст-Провиденс имеется ряд так называемых литогермов, или холмиков, с крутыми склонами высотой до 50 м, сложенных последовательно чередующимися слоями мягких и литифицированных пелагических карбонатных осадков, содержащих зерна мелководного происхождения. Эти неясного генезиса структуры встречаются на глубинах 600—800 м [1779]. Пелагическую стратификацию нарушают на дне глубоководных каналов отдельные прослойки скелетных биоспаритов, содержащих в разных сочетаниях оолиты, пеллеты, фрагменты кораллов, мшанок, известковых водорослей, остракод, моллюсков, иглокожих и раковины фораминифер, которые имеют явно мелководное происхождение [290, 729]. Эти слои, обычно имеющие градиационную текстуру, интерпретируются как турбидиты, вынесенные с кромки соседних Багамских банок; высокое содержание в них магнезиального кальцита и арагонита еще более отличает их от сложенных низкомагнезиальным кальцитом пелагических илов. Такая глубоководная фациальная обстановка, в которую периодически вторгался переотложенный мелководный материал с карбонатной платформы, существовала здесь по меньшей мере с позднего мела [1873].

К югу от плато Блейк, мористее островов Флорида-Кис, находится терраса Порталес (рис. 11.18). Эоцен-плиоценовые мелководные карбонатные осадки перекрыты здесь изрытым камнеточцами железисто-марганцевистым горизонтом твердого дна, в состав которого входят конгломераты, брекчии и пелагические карбонатные осадки, заполняющие каверны. Выше залегают остаточные отложения миоцен-плиоценового возраста, содержащие окатанные и отполированные кости морских коров, зубы акул, копролиты

и неправильной формы обломки фосфатизированных известняков [968]. Весь разрез отражает историю погружения части карбонатной платформы Флориды и формирования конденсированного слоя под влиянием мощного Флоридского течения [968].

На восточной окраине Атлантики, у побережья Пиренейского полуострова, расположены три невулканические подводные горы [243, 1686]. На всех трех развиты верхнеюрские отложения карбонатных платформ. Однако на горе Виго самые верхи юры представлены пелагическими биомикритами, содержащими калпионеллиды; подобные же фации были драгированы на подводной горе Порту, где они датированы началом раннего мела. Вероятно, обстановка багамского типа существовала здесь до конца юры, когда раскол и погружение карбонатной платформы привели к установлению пелагических условий. Нижнемеловые рудистовые известняки на банке Галисия свидетельствуют, что мелководные условия продолжались на этом самом северном форпосте дольше; пелагическое осадконакопление началось здесь, вероятно, лишь в конце мела. Третичные разрезы на всех трех горах представлены преимущественно фораминиферово-нанофоссилиевыми илами и мелами. На горе Виго эти осадки местами пропитаны гидроксидами железа. Среди современных осадков доминируют фораминиферовые пески со знаками ряби; на банке Галисия они слагают небольшие дюны. Эта банка служит излюбленным местом обитания морских лилий. На вершинах двух из подводных гор встречен грубообломочный материал ледового разноса.

*Гемипелагические обстановки.* Близость береговой линии создает в гемипелагических областях фации, несколько отличающиеся от фаций полностью открытого океана. Эта находка отражена в обилии бентосных фораминифер, в наличии примеси терригенного материала и определенных минеральных компонентов, чей генезис зависит от высокого содержания в осадках органического вещества, а также специфических обломочных минералов континентального происхождения. Например, глауконит формируется обычно при взаимодействии между глинистым веществом каолинитового типа, преимущественно приуроченным к континентальным массивам суши, и ионами двухвалентного железа, которые также поступают в значительной мере с континентов (в виде  $Fe^{3+}$ ) [1823]. Распространение фосфоритов, за исключением эоценовых фосфоритов подводных гор экваториальной зоны (разд. 11.3.3), также связано с гемипелагическими обстановками континентальных

окраин. *Метасоматические и первичные фосфаты* выпадают из анаэробных иловых вод, содержащих фосфор, высвобождающийся при растворении зоо- и (особенно) фитопланктона, где фосфор входит в состав протоплазмы. Решающим фактором фосфатообразования считают апвеллинг богатых питательными веществами вод, вызывающий продуктивность планктона и развитие интенсивного слоя кислородного минимума, хотя в последнее время появились сомнения в универсальном значении этих явлений для генезиса фосфатов [190, 392, 1239, 1817]. Формирование фосфатов происходит явно преимущественно на верхней и нижней границах слоя кислородного минимума (рис. 11.4). Все современные фосфаты, известные в настоящее время, формируются в приконтинентальных гемипелагических обстановках.

Одним из мелководных районов, где частично развита гемипелагическая седиментация, является мористая сторона банки Агульяс у побережья Южной Африки; с миоцена до настоящего времени здесь накапливаются нанофоссилиевые илы с фораминиферово-мшанковым материалом [2252]. Местами эти известковые осадки ассоциируются с глауконитом и фосфатами, которые, очевидно, образовались путем замещения пелагических карбонатов [631, 1864]. Кроме фосфатизированных осадков встречаются конгломераты, состоящие из гальки фосфатизированных известняков, сцементированной глауконитом, кварцевого песка, микрофоссилий и фосфата [1863].

Сходной фациальной обстановкой характеризуется возвышенность Чатем — поднятие, вероятно, с континентальной корой, большей частью с глубинами менее 500 м, расположенное примерно в 800 км к востоку от острова Южный Новой Зеландии [1811]. Здесь часто встречаются фосфоритовые конкреции, образовавшиеся за счет замещения фораминиферовых известняков, возраст которых датируется средним и верхним миоценом [546]. Такие конкреции обычно покрыты патиной (пленкой) глауконита, который встречается также в виде продукта замещения фекальных комков, заполнения полостей раковин фораминифер, в том числе глобигерин, образует зерна неопределенной формы. Глауконит датируется поздним миоценом — ранним плиоценом.

Еще один сходный по фациальной обстановке район банок и бассейнов находится к западу от побережья Мексики и южной Калифорнии [724]. Осадки на этих банках, где скорости терригенного осадконакопления сравнительно небольшие, содержат глауконит и фосфат; они сложены в целом фораминиферовыми (бентосными и

планктонными) и ракушечными песками с остатками иглокожих и мшанок. Глауконит образован за счет замещения глин, вулканогенных частиц, биогенного карбоната и фекальных пеллет, а также путем заполнения пустот и нарастания; некоторое количество этого минерала является реликтовым миоценовым [1926]. Значительная часть фосфата имеет также миоценовый возраст, но есть и более молодые фосфаты [83]. В более глубоководных условиях, как в бассейне Санта-Барбара, заполненном водами слоя кислородного минимума, ниже порога устанавливаются местами анаэробная обстановка, в которой формируются темно-окрашенные ленточные диатомово-силтовые осадки. Эти отложения содержат в большом количестве планктонные фораминиферы, арагонитовые раковины птеропод и кости рыб [204, 1202]. В более мелководной кислородной зоне (глубина менее 480 м) осадки биотурбированы и окрашены в однородный зеленый цвет; часто встречаются бентосные фораминиферы и двусторончатые моллюски, такие как *Cardita*, *Lucina*, *Lucinoma*, а также гастроподы и морские ежи. Птероподы отсутствуют. В более кислородной среде начинает явно сказываться растворение карбонатов.

#### 11.4. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ НА СУШЕ

**11.4.1. Введение.** Пелагические осадки встречаются на всех континентах по всему разрезу фанерозоя и представлены разнообразными фашиями. Одни из них легко сопоставимы с современными аналогами, другие явно формировались в условиях, которых нет в настоящее время. Отнесение древних осадков к пелагическим основывается в первую очередь на распознании в их составе остатков планктонных организмов в сочетании с определенными характерными признаками, к которым относятся геохимически отличимые железо-марганцевые корки и конкреции. Определить планктоногенные компоненты в третичных и верхнемезозойских осадках сравнительно легко, поскольку сравнимые группы фауны и флоры живут до настоящего времени, а на дне океанов имеются разрезы глубоководных отложений вплоть до юрских, с которыми можно проводить прямое сопоставление. Что же касается триасовых и более древних отложений, то интерпретация их должна быть более осторожной, так как образ жизни предполагаемых планктонных организмов не может быть достоверно установлен.

Решающее значение для изучения пелагических осадков на суше имеет выяснение природы

фундамента, на котором они отлагались. Если осадки залегают с достоверным стратиграфическим контактом на офиолитах, то они имеют явно океаническое происхождение и могут либо непосредственно лежать на пиллоу-лавах, долеритах, габбро или серии ультраосновных пород, либо сменять их фашиально.

Распознавание «малых океанических бассейнов» в геологических разрезах основывается на палеогеографических реконструкциях и на ассоциации пелагических фаший с такими отложениями, как эвапориты или солоноватоводные известняки, которые развиты обычно в относительно изолированных, а значит, «малых» водоемах. Отнесение пелагических отложений к обстановке континентальной окраины также базируется главным образом на региональных палеотектонических и палеогеографических реконструкциях, особенно если последние вытекают из пространственной ассоциации с офиолитами, представляющими собой фрагменты ложа океана, прежде находившегося где-то рядом.

Древние пелагические фашии, образовавшиеся в океанах, в большинстве либо уже поглощены, либо будут в конечном счете поглощены субдукцией. Те, которые избежали этой участи, подверглись сильнейшим деформациям и даже метаморфизму в ходе орогенеза — их находят обычно в тектонических покровах или меланжах. Отложения, формировавшиеся на континентальных окраинах уже на континентальной коре, могут быть деформированы подобным же образом. Эпиконтинентальные пелагические фашии, поскольку они отложились на стабильных кратонах при сравнительно высоком стоянии уровня моря, могут, однако, оставаться в значительной мере недеформированными, если они не оказываются вовлеченными в последующие процессы рифтогенеза и сжатия. С тектонической точки зрения они обладают наибольшим потенциалом сохранности среди всех пелагических осадков.

Изучение палеозойских пелагических фаший, обнажающихся только на континентах, дает представление о глубоководных отложениях, формировавшихся в условиях отсутствия планктоногенного карбоната. В период с юры до настоящего времени в пелагических разрезах преобладают фораминиферово-кокколитовые остатки, а в палеозое единственными осадкообразующими планктонными микроорганизмами были радиолярии. Поэтому радиоляриевые кремни, следовательно, представляют собой типичные для палеозоя пелагические фашии, сочетающиеся в разрезах с черными сланцами, органическое вещество которых свидетельствует, вероятно, о присутствии каких-то иных планктонных орга-

низмов, лишенных минеральных скелетов, сохраняющихся в ископаемом состоянии.

Ряд примеров древних пелагических осадков описали и богато проиллюстрировали в своих работах Кук и Маллинз [507], Шолле, Артур и Экдейл [2132].

**11.4.2. Пелагические осадки на предполагаемом океаническом фундаменте.** *Кембрийско-ордовикские черные сланцы, вулканокластиты и пестроцветные кремнистые породы океана Япетус: Ньюфаундленд и Шотландия.* Одной из древнейших известных находок пелагических фаций являются отложения, перекрывающие кембрийско-ордовикские офиолиты в Ньюфаундленде и Шотландии. В Ньюфаундленде на кембрийских пиллоу-лавах и гиалокластитах, частично переслаиваясь с ними, залегают черные сланцы и силициты; ордовикские вулканические породы перекрыты красными аргиллитами, красными и желтыми силицитами, марганцовистыми аргиллитами с линзовидной текстурой, которые сверху переходят в вулканогенные осадки [610, 2331].

В западной Шотландии, в Баллантрей, обнаружены спилиты и вулканогенные осадки мощностью несколько километров, в которых содержатся слои известняков, кремнистых аргиллитов и черных сланцев. В одном из разрезов бросаются в глаза литокластические арениты с укрупнением зерен сверху, туфы, брекчии и конгломераты с хорошо окатанными обломками вулканических пород [260]; из осадочных текстур наблюдаются прямая и обратная градационность, косая слоистость. Эта вулканогенная толща покрыта местами черными сланцами, на которых залегают красные и зеленые слоистые силициты [257, 1875]. В черных сланцах обнаружена нижнеордовикская фауна граптолитов; силициты, обычно с ленточной слоистостью, местами и оползневыми текстурами (рис. 11.22), содержат большое количество радиолярий.

На Южно-Шотландской возвышенности ордовикские океанические пиллоу-лавы перекрыты железистыми металлоносными осадками, сверху переходящими в радиоляриевые кремни, а затем в черные граптолитовые сланцы или вулканогенные граувакки [1478].

Пелагические осадки Ньюфаундленда и Баллантрея интерпретируются как отложения малых океанов разного типа; причем разрезы Южно-Шотландской возвышенности считаются принадлежащими самому океану Япетус [260, 1488, 1593]. Детальное геохимическое исследование базальных железистых осадков Южно-Шотландской возвышенности подтвердило их



Рис. 11.22. Складка оползания в радиоляриевых кремнях с ленточной слоистостью; ордовик; разрез океанических отложений в Баллантрей, Шотландия [257].

сходство с современными гидротермальными образованиями [1482]. Смена радиоляриевых кремней черными сланцами (и наоборот) должна отражать некие палеоокеанологические события (разд. 11.4.6). Существует единое мнение, что разрез Баллантрей не является фрагментом нормальной океанической коры и ее осадочного чехла, но остается спорным вопрос, представляет ли он собой часть островодужной системы или чешую асейсмического хребта, подводной горы, плато (разд. 11.3.3) [151]. Судя по совокупности признаков [260], особенно по наличию окатанных волнами обломков, на ранних стадиях осадконакопления вулканическое сооружение находилось близко к уровню моря, хотя явно не настолько близко, чтобы на нем могли образовываться мелководные карбонаты. Мощные толщи вулканокластических отложений, очевидно, образуют косослоистые «дельты» с погребением осадков сверху, продвигающиеся в периоды быстрой экструзии лавы и в конечном счете покрывающиеся вулканическими породами. В периоды затишья вулканизма происходила существенная переработка этих отложений и возникли более тонкозернистые осадки. После прекращения вулканической деятельности вулканическое сооружение было перекрыто сначала тонким слоем обогащенных органическим веществом сланцев, а затем радиоляриевым илом.

Сходные нижнепалеозойские отложения, которые также интерпретируются как океанские, описаны на Урале, в Тасманской «геосинклинали» и во внутренней зоне складчатого пояса Кордильер на Востоке США [954, 1021, 1845, 2333].

*Пермские океанские отложения Новой Зеландии: вулканокластиты и моллюсковые карбонатные породы.* Хотя обычно с офиолитами ассоциируются кремнистые породы, которые известны

также в обнажениях Новой Зеландии [1707], пермский комплекс горы Дан представляет особый интерес, поскольку его пелагический покров содержит карбонатные породы, состоящие из раковин моллюсков. Толетовые пиллоу-лавы перекрыты местами с ненарушенным контактом толщей красных и зеленых вулканических брекчий и песчаников мощностью до 500 м, на которых залегают более молодые черные аргиллиты, зеленые кремни и нечистые известняки [511, 1448, 2551]. Некоторые из слоев вулканокластиков несут следы оползания, в других наблюдается градационная текстура, выраженная в скоплении гальки изверженных пород в основании, которая кверху сменяется сначала грубозернистым, а затем более мелкочернистым песчаником и наконец известняком. Вулканокластические слои, которые иногда рассечены кластическими дайками, содержат обломки спилита, долерита, гранофира в смеси с аргиллитом, кремнями, грауваккой и минералами изверженных пород. Вышележащие известняки, обычно серые или розовые, имеют местами градационную текстуру и косую слоистость; они состоят из микрита и раковин двустворчатых моллюсков *Atomodesma* с некоторым количеством их призматических фрагментов. Эта смешанная в целом карбонатно-вулканокластическая толща резко меняет свою мощность в пределах обнажения (30—1170 м).

Градационные вулканогенные конгломераты можно интерпретировать как продукт переотложения, возможно сноса со сбросовых уступов; градационные известняки с *Atomodesma* представляют, вероятно, те части пелагического покрова, которые смыты со склона турбидными потоками. Предполагается также, что имело место переотложение в водоемы с вулканическим основанием, о чем свидетельствуют резкие латеральные изменения мощности вулканогенно-карбонатной формации (см., например, рис. 11.12). Такая интерпретация подразумевает, что вид *Atomodesma*, из карбоната раковин которого сложен весь известняк, процветал в обстановке открытого моря. В какой-то мере это подтверждается фактом, что эта двустворка является, вероятно, родственной формой иноцерамов [1319], чьи меловые представители нередко встречаются в кернах глубоководного бурения.

*Мезозойский разрез океанического ложа в Лигурийских Апеннинах Италии: красные марганцовистые силициты, белые наноизвестняки и черные сланцы.* В Лигурийских Апеннинах на северо-востоке Италии (рис. 11.23) хорошо сохранившиеся слабо метаморфизованные офиолиты юрского возраста перекрыты мощным осадоч-

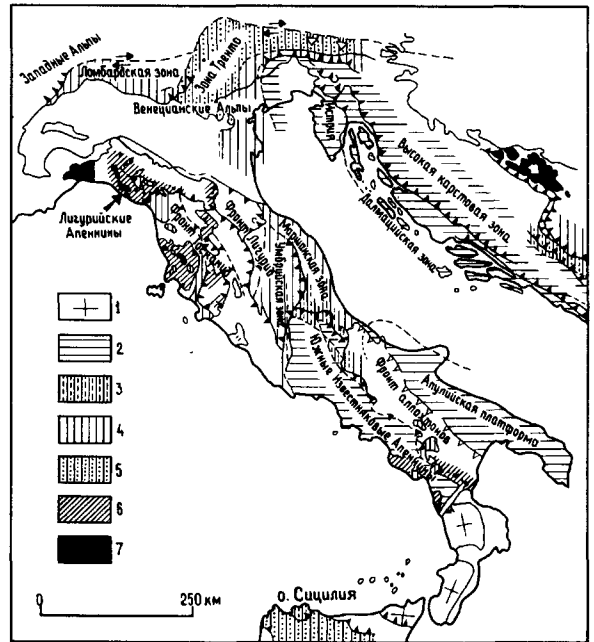


Рис. 11.23. Карта распространения основных фациальных областей среднего — позднего мезозоя в Альпах и в Италии. Офиолиты Лигурийских Апеннин представляют собой фрагменты дна океана Тетис с его осадками. Карбонатные платформы, подводные плато, горы и бассейны являются частями континентальных окраин с континентальной корой. Континентальные окраины (1—5): 1 — герцинский фундамент; 2 — карбонатные платформы; 3 — края платформ (рифты, отложения склонов); 4 — более глубоководные морские трогги; 5 — подводные плато и горы. Океан (6—7): 6 — океанские осадки; 7 — офиолиты. (По [213, 291] с изменениями и дополнениями.)

ным чехлом. Особенно показателен контакт между изверженными и осадочными породами, поскольку на магматическом фундаменте залегают разные типы пелагических осадков, а состав пород самого фундамента меняется латерально от лав через габбро до серпентинизированных гипербазитов [152]. В некоторых местах серпентиниты и габбро рассечены системой жил, заполненных белым радиально-лучистым волокнистым или изометрическим шпатовидным кальцитом, тальком, красными и зелеными известковыми осадками [143, 838]. Такие обогащенные кальцитом брекчированные породы, называемые *офикальцитами*, могут перекрываться как изверженными, так и осадочными породами. Местами с пиллоу-лавами ассоциируются брекчии и конгломераты из обломков изверженных пород. Вы-

явленные соотношения изверженных и осадочных пород иллюстрируются рис. 11.24.

Базальные осадки представлены красными, зелеными и коричневыми радиоляриевыми силицитами (кремнистыми породами?) мощностью в обнажениях от 0 до 200 м [150, 592]. Красные кремни залегают чаще в основании, где они переслаиваются иногда с потоками лав и содержат обломочный материал основных пород, либо рассеянный в кремнистой массе, либо обособленный в виде градационных слоев вулканогенных песчаников и аркозов [2]. Встречаются также градационные пачки с текстурами нагрузки и смыва, косой, волнистой и параллельной слоистостью, базальные слои которых переполнены радиоляриями. Иногда в силицитах попадаются окремненные обломки древесины. Спорадически вблизи контакта радиоляритов с базальтами развиты марганцовистые отложения [279]. Мощность их несколько метров, протяженность по простиранию составляет несколько сотен метров; залегание согласное с радиоляриями. В минеральном составе этих отложений преобладает браунит; содержание Mn высокое (максимально до 47,62%), а Fe низкое (менее 1%). Породы относительно обогащены также микроэлементами, особенно Ba, в меньшей степени Ni, Co, Cu, Cr, Zn. Над базальными горизонтами радиоляриты приобретают свой обычный ленточно-слоистый облик чередования сантиметровых слоев кварцевых кремней с тончайшими про-

слоями темно-красных аргиллитов или более толстыми — кремнистых аргиллитов. Численность и сохранность радиолярий варьируют в широких пределах.

К кровле толщи радиоляриты становятся менее окремненными и переслаиваются с белыми тонкослоистыми нанофоссилиевыми микритами, содержащими калпионеллиды. Наконец вверх по разрезу радиоляриты полностью сменяются микритами. Там, где радиоляриты отсутствуют, эти известковые осадки залегают непосредственно на офиолитовом фундаменте. Мощность нанофоссилиевых известняков, включающих прослойки серых мергелей, зеленых туффовых пород и спорадические голубовато-черные желваковые кремни, колеблется от 0 до 230 м. На подошве некоторых параллельно-слоистых пластов наблюдаются отпечатки выемок и желобков течений; редкие градационные пласты содержат переотложенные оолиты, фрагменты оолитовых и криноидных известняков [82, 592]. Остальная фауна известняков представлена радиоляриями и редкими спикулами губок, рассеянными в массе сильно перекристаллизованных нанофоссилий. Возраст формации, определенный по калпионеллидам, меловой.

Нанофоссилиевые известняки перекрыты несколько более мощной толщей ритмично переслаивающихся темно-серых аргиллитов, мергелей и частично окремненных известняков, которые имеют местами градационную текстуру и не-

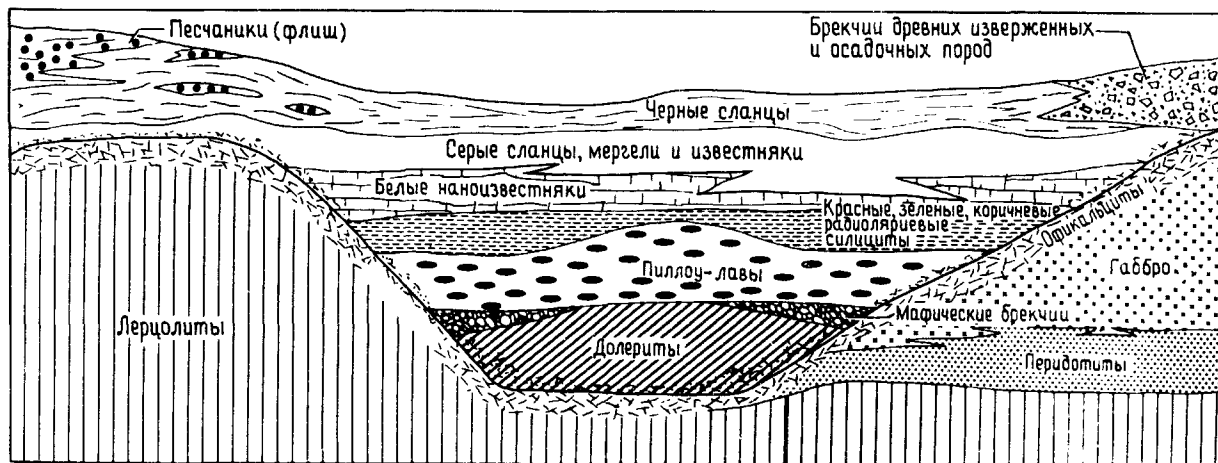


Рис. 11.24. Схематический разрез, демонстрирующий взаимоотношения пелагических осадочных и изверженных пород в Лигурийских Апеннинах, Италия. Точный масштаб не соблюден, но расстояние по горизонтали составляет километры; мощности осадочных слоев — порядка первых сотен метров. Для этого комплекса (бло-

ка) характерны резкая фациальная изменчивость осадков, а также неоднородность магматического фундамента. *Офикальцит* — сеть кальцитовых прожилков, рассекающих лерцолиты, перидотиты и габбро (с изменениями из [718]).



сут подошвенные отпечатки. Иногда эта формация залегает непосредственно на радиоляритах. Фауна включает радиолярии и фораминиферы; последние указывают на средне меловой возраст верхней части формации. Выше следует серия циклично-слоистых черных мергелей и пелитоморфных известняков (кальциолитов) мощностью 100—1000 м, в верхних горизонтах содержащих терригенный обломочный материал. Изредка встречаются мелкие фораминиферы группы глобигеринид. Возраст формации определен как средне-поздне меловой.

Разнообразие контактов между изверженными и осадочными породами (рис. 11.24) указывает на значительные сингенетичные осадконакопленению тектонические движения по разломам, в результате которых ультраосновные породы местами обнажились на морском дне. Резкие латеральные изменения мощностей осадков также свидетельствуют о накоплении пелагических осадков в локальных депрессиях. В Срединно-Атлантическом хребте имеются современные аналоги *офикальцитов*, а также вулканогенных песчаников и брекчий и явно гидротермальных марганцеворудных залежей в радиоляритах (разд. 11.3.2) [152, 273, 279, 905]. Эти особенности указывают на условия медленного спрединга рифтованного срединного хребта атлантического типа (рис. 11.12) или на преимущественно трансформный бассейн со спрединговыми трогами типа Калифорнийского залива. Обогащение кремнистых пород микроэлементами, наличие марганцеворудных отложений и характер пород самого офиолитового комплекса наводят на мысль, что в этом древнем центре спрединга имела место гидротермальная циркуляция [149, 2308].

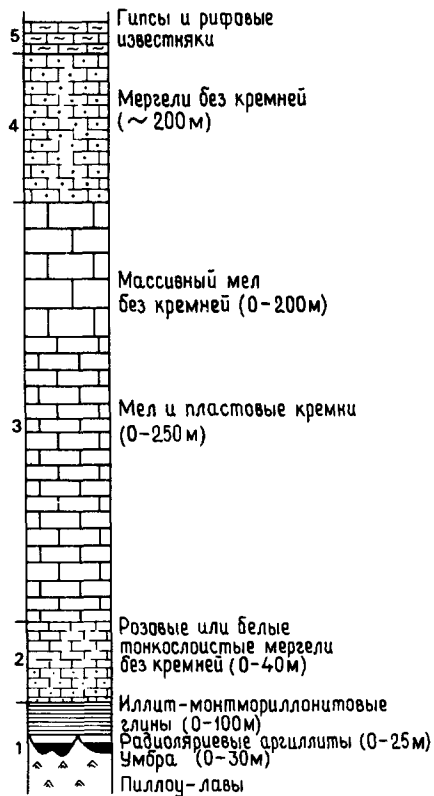
После того как режим осадконакопления сменился с кремнистого на карбонатный, т.е. произошла весьма необычная смена фаций (разд. 11.4.6), процессы переотложения на флангах хребта явно продолжали действовать: малочисленность нанофоссилий в известняках объясняется их разрушением в ходе транспортировки, хотя она может быть и результатом гидротермальных или тектонических процессов. Переотложенные оолиты свидетельствуют о том, что части океанической пластины переместились в раннемеловое время в такое положение, при котором они оказались досягаемыми для материала, сносимого с окраинной карбонатной платформы. Серые аргиллиты, мергели и известняки также интерпретируются как переотложенная формация, в которой мергелистые интервалы представляют фоновую седиментацию, а более высококарбонатные слои образованы, вероятно,

в результате переноса с более высоких уровней флангов хребта [82]. Более правдоподобно, однако, что они представляют собой первичные осадочные циклы (разд. 11.4.6). То же может быть справедливо и для вышележащих черных сланцев, которые, возможно, свидетельствуют о наибольшей глубине, достигнутой ими в океане. Они отлагались, вероятно, вблизи ГКК в период регионального дефицита кислорода в океанских водах (разд. 11.4.6).

Для всех вышеназванных осадков, кроме радиоляритов, можно найти аналоги среди разновозрастных отложений, вскрытых бурением в Центральной Атлантике (разд. 11.3.5), что указывает на связь между Лигурийским океаном и прото-Атлантикой. Сходные разрезы, описанные в офиолитах Вуринос в Греции [1892], в французских Западных Альпах [1485] и в южной Италии [1452], представляют собой, вероятно, реликты этого же океана или подобных ему бассейнов.

*Массив Троодос на Кипре: ложе мелового океана и металлоносные осадки.* Массив Троодос на Кипре и его осадочный чехол теперь превосходно описаны (рис. 11.25, а также, например, [2035, 2038, 2039]). В отличие от лигурийских офиолитов верхняя поверхность магматического комплекса Троодос всюду представлена пиллоу-базальтами, а конседиментационные брекчи отсутствуют. Непосредственно на пиллоу-базальтах, местами переслаиваясь с ними, залегают небольшие тела каштанового цвета тонкозернистых бескарбонатных аргиллитов, называемых *умброй*. Они богаты Fe, Mn и многими другим металлами, в том числе редкоземельными. Эти осадки заполняют углубления, карманы и грабены на поверхности лав и их мощность резко изменчива; в сбросовых депрессиях в сравнительно мощных (10—15 м) толщах обнаруживаются признаки постседиментационного оползания. Подстилающие лавы, местами сильно пузыристые, пронизаны прожилками, брекчированы, содержат окислы железа, смектит и кальцит. Другие типы базальных осадков, так называемые охры, как правило богаты железом и бедные марганцем, обычно ассоциируются с массивными сульфидами офиолитового комплекса. В главной зоне разломов (поясе сбросов Аракапас), рассекающей комплекс Троодос, также встречаются железистые металлоносные осадки [2037].

*Умбры*, местами сами окремненные, переходят вверх по разрезу в верхнемеловые бескарбонатные радиоляриевые кремни и аргиллиты. Подобно умбре, эти осадки заполняют углубления на поверхности лав, местами наблюдаются непосредственные контакты радиоляритов с лавами. Радиоляриты, от розовых до светло-серых, от-



**Рис. 11.25.** Сводный разрез верхнемеловых и третичных океанских отложений Кипра, перекрытых миоценовыми гипсами. Умбра — это шоколадно-коричневая металлоносная уплотненная алевритистая глина. Магматический фундамент представлен всюду пиллоу-базальтами [2040]. Стратиграфические единицы: 1 — кампан; 2 — маастрихт; 3 — эоцен и палеоцен; 4 — олигоцен; 5 — миоцен.

четливо слоистые и тонкослоистые; мощность их достигает 35 м, но обычно меньше. В минеральном составе этих пород отмечены как кварц, так и опал-СТ (кristобалит-тридимит). Локально радиоляриевые породы перекрыты бентонитовыми (иллит-монтмориллонитовыми) глинами самых верхов мела мощностью от 0 до 100 м, залегающими на подстилке из умбры и радиоляритов и заполняющими верхние части углублений.

Выше разрезы в разных местах различны. В одних случаях присутствуют аллохтонные массы. В других — пелагические мелоподобные известняки, состоящие из нанофоссилий и планктонных фораминифер, залегают на радиоляритах или прямо на верхних пиллоу-лавах. Нижние горизонты мелоподобных известняков, возраст

которых также датируется концом мела, залегают прерывисто, но верхние горизонты (палеоцен—миоцен) более выдержаны. Мелоподобные известняки верхов мела содержат микронного размера и пластинчатого строения сферолиты опала-СТ, так называемые леписферы. Палеоценовая — нижнеэоценовая толща содержит большое количество желваков и пропластков кремней. Пластовые кремни образуют с вышележащими мелями закономерные пары, с обычным характерным туффитовым базальным слоем, выше сменяющимся тонкослойчатым мелом; при этом базальные зернистые слои более сильно окремненные. Над олигоценовыми и нижнемиоценовыми слабо литифицированными мелями и мергелями лежат рифовые известняки и гипсы.

Пелагические осадки массива Троодос легко сопоставимы с современными океанскими отложениями. Наиболее показательной является умбра, которая близко соответствует наименее карбонатным разностям металлоносных осадков спрединговых хребтов (разд. 11.3.1) и имеет с ними, как полагают, сходное происхождение [2039] (сравните рис. 11.14). Распределение редкоземельных элементов в межлавовых осадках подтверждает такую интерпретацию, поскольку в них выявлена четкая, свойственная морской воде отрицательная цериевая аномалия [2038]. Охры могли отчасти образоваться за счет того же источника, но подводное окисление *in situ*, размыв дна и отложение массивных сульфидов также участвовали в их формировании [2037]. Присутствие умбры наряду с экструзивной природой магматического фундамента дает основание полагать, что массив Троодос лучше всего сравним с Восточно-Тихоокеанским поднятием, отличающимся быстрым спредингом, слабым развитием рифта и интенсивной гидротермальной деятельностью (рис. 11.12). Интерес представляют металлоносные осадки пояса разломов Акрапас, поскольку интерпретация этой структуры как древней океанической зоны разломов предполагает, что в подобных зонах могут происходить процессы гидротермального рудообразования, как это установлено для современного океана (разд. 11.3.4).

Радиоляриевые породы отражают, вероятно, условия высокой продуктивности в океане Троодос, с пышным расцветом фауны кремнистых микроорганизмов; частично они представляют, по-видимому, остаток от растворения карбонатов. Сменяющая их глинистая толща интерпретируется как гемипелагический продукт сноса с континентов и островных дуг [2038, 2039]. Вышележащие меля свидетельствуют, возможно, о менее продуктивных поверхностных водах, в кото-

рых кокколитофориды и планктонные фораминиферы вытеснили радиолярии. Смена кремнистых фаций карбонатными, подобная наблюдаемой в Лигурийских Апеннинах, может быть вызвана подъемом выше ГКК или разнообразными палеоокеанологическими факторами (разд. 11.4.6). Палеоцен-нижнеэоценовые мелы отлагались, очевидно, вокруг подвижных поднятий и были впоследствии переотложены. Более пористые базальные горизонты турбидитов представляли при этом благоприятные условия для окремнения. Во время накопления нижнемиоценовых мелов рельеф дна был явно более сглаженный. Последующая история массива заключалась в его воздымании, приведем в конечном счете к выходу на поверхность.

Похожие офиолиты и умбры, вероятно принадлежащие к тому же океану, что и Троодос, обнажаются на северо-западе Сирии [1865]. Сходная ассоциация описана в Омане, где холмики обогащенных Fe и Mn кремнистых образований встречены внутри пиллоу-лав [812]. Как в Омане, так и на Кипре найдены фрагменты сульфидных труб и приуроченных к ним ископаемых трубок червей [1078, 1844] — по структуре и минеральному составу они поразительно похожи на современные гидротермальные образования Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 11.13).

*Тимор: меловые красные глины, зубы акул и марганцевые конкреции.* Ископаемые красные глины западной части Тимора являются классическим примером океанических осадков, обнажающихся на суше (разд. 11.1.2) [108, 1572, 1689, 1690, 2519]. В состав этих отложений входят желтые, красные и коричневые глины с рассеянными железо-марганцевыми конкрециями и микроконкрециями, зубами верхнемеловых акул-элазмобранхов и костями рыб. Структурные соотношения свидетельствуют, что глины входят в состав миоценовой олистостромы [106]. Сейчас они находятся на высоте 480 м над уровнем моря. Красные глины содержат обильные трудноопределимые остатки радиолярий и обломки вулканических пород и серпентинитов, полевые шпаты и кварц; глинистая фракция содержит иллит, хлорит и монтмориллонит. Черные или коричневаточерные железо-марганцевые конкреции, обычно эллипсоидальной или сфероидальной формы, сантиметрового размера, имеют концентрически-слоистое строение и бугорчатую, тонко гранулированную наружную поверхность. Как глины, так и железо-марганцевые конкреции химически сходны с их аналогами в современном океане; более точно они соответствуют по своим характеристикам конкрециям, ныне распространенным на глубинах 3,5—5 км. Они

интерпретируются как отложения абиссальной равнины в позднемеловое время, расположенной к северу от Тимора, который тогда представлял собой континентальную окраину Австралии [106]. В течение позднего мела Австралия была присоединена к Антарктиде и циркумполярное течение, по-видимому, проходило к северу от нее. Созданная им обстановка эрозии должна была способствовать росту конкреций (рис. 11.26), как это установлено для современных условий южной части Тасманова моря, омываемого придонными течениями, и для конкреционных «мостовых» Индийского океана (разд. 11.3.4) [946].

Сходные красные глины и железо-марганцевые конкреции обнаружены на близких к Тимору островах Роти и Серам [107, 1258, 1689]. Для них применима та же модель фациальной обстановки.

*Францисканский комплекс: пестроцветные радиоляриты, известняки и аргиллиты.* В западной Калифорнии известен Францисканский комплекс, включающий в себя офиолиты. Описанный по-разному как «серия, формация, группа, ассоциация, меланж, или комплекс», он содержит блоки основных и ультраосновных пород, голубые сланцы, пиллоу-лавы и разнообразные осадочные породы (например, [123]). Наиболее выразительными пелагическими осадками в его составе являются красные и коричневатокрасные параллельно-сланцеватые ленточно-полосчатые радиоляриты средне-позднеюрского возраста, залегающие непосредственно на базальтах или переслаивающиеся с ними [1153]. Эти кремни и тонкоплитчатые аргиллиты очень похожи на лигурийские, даже по наличию базальных марганцеворудных тел [533, 1264].

Неотъемлемой частью меланжа являются обычно ассоциирующиеся с радиоляритами рассланцованные, местами метаморфизованные темные аргиллиты и граувакки. Двусторчатые моллюски *Buchia* и *Inoceramus* и аммониты указывают на позднеюрский — раннемеловой возраст этих пород. В некоторых участках радиоляриевые кремни переслаиваются с граувакками [583, 1100].

Известняки играют в объеме комплекса меньшую роль. Они представлены двумя основными типами: известняками Лейтонвилл, представляющими собой красные микритовые породы средне- и позднемелового возраста [51], и известняками Калера, представленными белыми и черными разностями, возможно несколько более молодыми [123, 2514, 2515]. Известняки Лейтонвилл, обнаруженные к северу от Сан-Франциско, встречаются в виде тектонических включений в

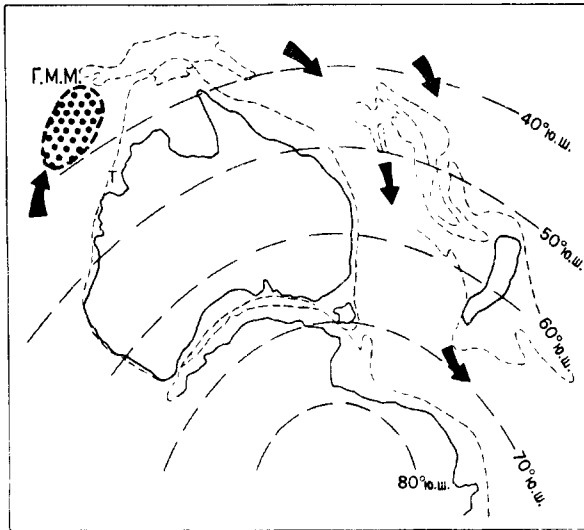


Рис. 11.26. Поздне меловая — раннетретичная реконструкция Австралии с предполагаемым «циркумполярным» течением (стрелки), которое должно было способствовать развитию «марганцевой мостовой» севернее острова Тимор, в то время составлявшего северную континентальную окраину Австралии. Более поздними движениями красные глины вместе с Fe-Mn-конкрециями были надвинуты на эту окраину; последующие опускания отделили Тимор от материка [1337]. Г.М.М. — гипотетическая марганцевая мостовая.

сланцах и залегают на подушках непузырчатых базальтов или между ними. Текстуры этих фаций меняются от массивной до тонкослоистой, осадки содержат планктонные фораминиферы и радиолярии, сохранившиеся в линзах красных кремней. Микритовая основная масса состоит почти нацело из известковых нанофоссилий [906].

Известняки Калера делятся на нижний черный битуминозный горизонт и верхний светлоокрашенный горизонт. В нижнем горизонте планктонные фораминиферы отсутствуют, но имеются отпечатки радиолярий и частично перекристаллизованные нанофоссилии. Верхний менее перекристаллизованный горизонт содержит планктонные фораминиферы, а также фрагменты иглокожих и радиолярий. На некоторых уровнях планктонные фораминиферы слагают градиционные слои; бентосные фораминиферы присутствуют в более тонкозернистых зонах. В состав известняков Калера входят также изолированные линзы мелководных карбонатных фаций, которые содержат пизолиты, оолиты, пеллеты, фрагменты кораллов, иглокожих, моллюсков и кораллиновых водорослей.

Хаотическое перемешивание во Францисканской формации явно нарушило первично-осадочные соотношения пород. Наблюдающееся местами переслаивание марганцевистых радиоляриевых кремней и терригенных обломочных пород указывает на накопление кремнистых осадков довольно близко к континентальной окраине Северной Америки в депрессии с проявлениями гидротермальной активности [523, 1100]. Однако палеомагнитные данные по верхнемеловым известнякам Лейтонвилл свидетельствуют о формировании их далеко к югу от экватора, вблизи центра Тихого палеоокеана возможно, на подводной возвышенности (рис. 11.27) [51]. Сходные красные микриты мелового возраста обнаружены в кернах скважин на склонах подводной горы современного Тихого океана [2118]. Поскольку известняки Лейтонвилл ассоциируются в основном с непузырчатыми базальтами, полагают [1591], что они образовались на глубине более 3,5 км. Обстановка накопления известняков Калера более загадочна из-за присутствия мелководных фаций, хотя последние могут вполне быть переотложенными. Однако образование известняков Калера на умеренных глубинах доказывает сильную пузыристостью связанных с ними вулканических пород. Верхний горизонт из-



Рис. 11.27. Реконструкция Тихого океана для середины мелового периода (110—100 млн. лет назад). Палеомагнитные данные показывают, что известняки Лейтонвилл отлагались в указанном на схеме районе около 96 млн. лет назад. Известняки Лейтонвилл, как и известняки Калера, образовались, вероятно, на вулканических подводных горах или плато. Более древние радиоляриевые силициты и терригенные обломочные осадки отлагались, по-видимому, вблизи побережья Северной Америки, возможно, в малом океанском бассейне типа современного Калифорнийского залива (с изменениями из [51]).

вестняков, как полагают, образовался также на каком-то подводном поднятии; однако части этого поднятия имели характер бассейна, на что указывает присутствие слоев переотложенных планктонных фораминифер. Точный характер подводного поднятия остается открытым для дискуссий. Безусловно, правдоподобной моделью могут служить асейсмичные вулканические структуры, в осадочном чехле которых имеются мелководные карбонатные породы, перекрытые фораминиферо-нанофоссилиевыми илами с прослоями черных, обогащенных органическим веществом осадков (разд. 11.3.3).

*Офиолиты Берегового хребта Калифорнии: серые межподушечные известняки, красные радиоляриты и черные сланцы.* К востоку от Францисканского блока и структурно выше его находятся офиолиты Берегового хребта Калифорнии среднеюрского возраста, слагающие основание разреза Грейт-Валли [122, 1153]. Местами в межподушечном пространстве офиолитовых пиллоулав встречаются серые известняки, состоящие из перекристаллизованного нанофоссилиевого ила. В отдельных местах лавовые потоки перекрыты красными и черными радиоляриевыми кремнями и аргиллитами, близкими фациально и по возрасту францисканским, хотя и содержат больше градационных и тонкослойчатых пропластков вулканического пелла [1289]. Более молодое отложение представлены преимущественно кварц-полевошпатными обломочными осадками, в которых обычно наблюдаются градационная текстура и подошвенные знаки.

Разница в возрасте между самими офиолитами (средняя юра) и древнейшими датированными осадками (поздняя юра) указывает на то, что в центре спрединга в течение нескольких миллионов лет существовали условия эрозии. Какое-то количество нанофоссилиевого карбоната просочилось в пространство между первыми образовавшимися подушками, но, после того как океаническая пластина погрузилась ниже ГКК, доминирующими осадками стали кремнистые илы и переотложенный вулканический пепел. Когда рельеф океанского дна выровнялся, на нем отлагались сначала тонкозернистые аргиллиты, а затем покров турбидитов. Согласно большинству моделей, офиолиты Берегового хребта и их пелагический осадочный чехол вынесены из соседнего с континентом Северной Америки океанического бассейна.

*Третичные отложения полуострова Олимпик, штат Вашингтон, США: пелагические известняки с вулканических подводных гор?* Формация Кресент, обнажающаяся в восточной части полуострова Олимпик, штат Вашингтон, США, содержит

значительной мощности толщу метаморфизованных ниже-среднеэоценовых толеитов гавайского типа [407, 947]. Эти экструзивы лежат стратиграфически явно выше градационно-слоистых терригенных обломочных отложений и сменяют их латерально (рис. 11.29). С вулканитами ассоциируются многочисленные небольшие тела марганцевых руд, причем некоторые из них напоминают по строению океанские железо-марганцевые конкреции. По химическому составу они богаты марганцем и бедны железом [2297].

Вулканиты образуют два обособленных центра: сооружение 15-километровой мощности на востоке и менее мощное (около 5 км) на севере, между которыми развиты обломочные отложения. Южнее нижние 10 км базальтов, обладающих подушечной структурой, содержат включения красных пелагических известняков [903, 904]. Известняки встречаются как внутри подушек, так и между ними, а также в виде включений в потоках и в виде обломков в брекчиях разной крупности. Пластовые разности имеют обычно ярко-красную окраску, пятнистые или тонкослойчатые, очень тонкозернистые. В тонкозернистой массе, состоящей из более или менее перекристаллизованных нанофоссилий, много планктонных фораминифер. Некоторые известняки, как правило, зеленые, зеленовато-серые и желтоватозеленые, были подхвачены текущей лавой и в них лишь изредка удается разглядеть очертания раковин фораминифер. В других случаях межподушечные известняки появляются как тонкослойчатые внутрилавовые осадки, обычно содержащие примесь вулканокластического материала. Пустоты заполнены радиально-лучистым кальцитом, который окаймляет стенки бывших пустот и может перемежаться с внутрилавовыми осадками. Пелагические известняки встречаются также в трещинах, миндалинах и даже в ядрах подушек.

В верхних горизонтах лавовой толщи, где развиты столбчатая отдельность и шлаки, присутствуют прослои серых известняков, содержащих среднеэоценовую фауну бентосных фораминифер [407]. Выше формации Кресент терригенные обломочные осадки возраста от среднего эоцена до среднего миоцена переслаиваются с андезитовыми лавовыми потоками, туфами и брекчиями.

Глассли [947] интерпретировал формацию Кресент как продукт вулканизма срединно-океанического хребта; большая мощность лав объяснялась при этом тектоническим скупиванием. Марганцевые рудопроявления могут таким образом рассматриваться как гидротермальные отложения, подобные тем, которые развиты на спрединговых хребтах (разд. 11.3.2). Однако гео-

метрия двух вулканических центров привела Кейди [407] к выводу, что формация Кресент состоит из двух сооружений типа подводных гор, сформировавшихся на ложе древнего океана и позднее причлененных к западной окраине Северной Америки. Такую интерпретацию поддержал и Данкан [681]. Выражением «типа подводных гор» мы пользуемся намеренно, поскольку сочетание лавовых сооружений с одновозрастными переотложенными терригенными обломочными отложениями приводит к предположению, что эти структуры никогда не достигали четкого батиметрического профиля горы. Поскольку вулканические поднятия, очевидно, стратиграфически подстилаются базальными турбидитами формации Кресент, то эти формы рельефа должны были вырастать вблизи края континента Северной Америки. Однако, начавшись, воздымание было, очевидно, недостаточным, чтобы отгородить растущие лавовые сооружения от поступления обломочного материала, так что на них могли накапливаться фораминиферо-нанофоссилиевые илы (рис. 11.28). Часть осадков была активно пронизана лавой, что привело к перекристаллизации нанофоссилий, другие осадки просачивались пассивно в межподушечные пустоты, которые служили также вместилищем для подводной карбонатной цементации. Структуры вулканических пород приводят к заключению, что верхние части лавовой толщи изливались сначала в глубоководных, затем в мелководных, а местами в субаэральных условиях. Такая интерпретация согласуется со сменой сверху планктонной фауны фораминифер бентосной во включениях известняков.

**Барбадос: океанские осадки островодужного комплекса.** Сообщения об океанских отложениях острова Барбадос появились достаточно давно, с их первого описания Джюкс-Брауном и Гаррисоном в 1892 г. [1294] (разд. 11.1.2). Эти осадки частично перекрывают, а частично тектонически сочленены с одновозрастными фациями гемипелагитов, турбидитов и отложений гравитационных потоков [1938, 2302]; сбросовые пластины перекрыты плейстоценовыми кораллиновыми известняками. Возраст группы Ошеаник раннеэоценовый — среднемиоценовый; она сложена мощной (более 1600 м?) толщей разнообразных океанских осадков: фораминиферовых, радиоляриевых и нанопланктонных глин и мергелей, радиоляритов, спикулитов, диатомитов, коричневых глин и слоев вулканического пепла [1517, 2095]. Часто встречаются небольшие зубы акул и космические сферулы [1209]. Радиоляриевые глины состоят из кремнезема и иллита с подчиненным

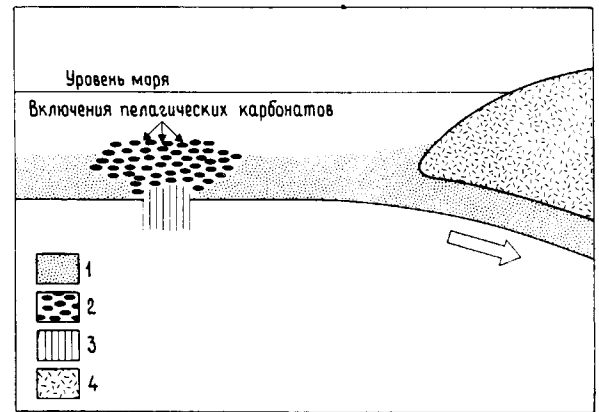


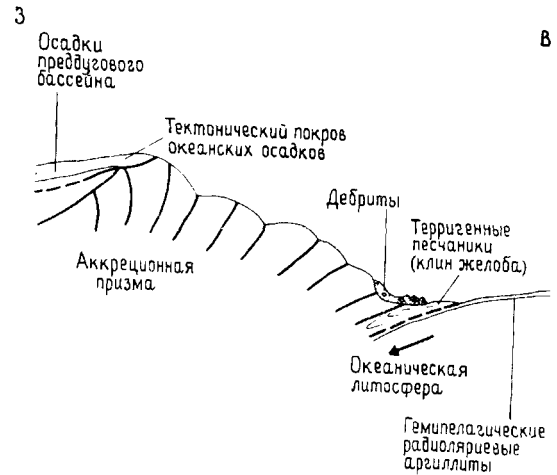
Рис. 11.28. Предполагаемая эоценовая палеотектоническая ситуация формирования пелагических карбонатов формации Кресент на полуострове Олимпик, шт. Вашингтон, США. Структура, подобная подводной горе, окруженная терригенными обломочными осадками, была покрыта тонким слоем нанофоссилиевого ила. Масштаб не соблюден (с изменениями из [407, 904]). 1 — терригенные обломочные осадки; 2 — пиллоу-базальты; 3 — основные и ультраосновные породы; 4 — породы континентальной коры.

количеством монтмориллонита [2518]. Толщи повсеместно биотурбированы (рис. 11.29).

Близкое сходство отложений острова Барбадос с современными океанскими осадками по составу, текстуре и минералогии приводит к выводу об их глубоководном происхождении [1294, 2518]. Согласно Бекманну [176], содержащиеся в этих породах фораминиферы указывают на глубину осадконакопления около 1000—1500 м, тогда как Стейнек (см. [2302]) предполагает на основании фауны остракод, что она превышала 2—3 км. Керны близко расположенных скважин глубоководного бурения дали гораздо менее карбонатные осадки, чем в группе Ошеаник, что свидетельствует об отложении первых вблизи ГКК. Уровень ГКК в эоцене — олигоцене в Атлантике колебался около глубины 4 км (рис. 11.8) и, следовательно, группа Ошеаник накопилась на несколько меньшей глубине. Принимая перекрывающиеся возрасты для обломочных и пелагических отложений, модель требует формирования группы Ошеаник в районе, отгороженном от поступления терригенного материала. Таким образом, эта свита могла образоваться за счет поступления материала с какого-нибудь подводного поднятия Атлантики, либо, как предполагают Спид и Ларю [2302], с части преддугового бассейна (рис. 11.30).



**Рис. 11.29.** Сплошь биотурбированные фораминиферо-нанофоссилиевые мергели группы Ошеаник. Эти осадки близки к одновозрастным с ними отложениям в кернах ранних скважин глубоководного бурения. Такая степень биотурбации типична для глубоководных осадков, отложившихся в нормально аэрированной среде. Гейс-Ков, остров Барбадос. Диаметр монеты 3 см [708].



**Рис. 11.30.** Возможные обстановки седиментации дочетвертичных глубоководных морских отложений острова Барбадос. Предполагается, что группа Ошеаник тектонически надвинута на преддуговой бассейн [2302].

Пелагические осадки описаны на многих тихоокеанских островных дугах и связанных с дугами островах [608, 910, 1678]. Быстрое вертикальное воздымание, вероятное на подобных структурах и вокруг них, очевидно, является той движущей силой, которая выводит глубоководные осадки на дневную поверхность в этих тектонических обстановках.

**11.4.3. Отложения малых пелагических бассейнов. Неогеновые диатомиты Тихоокеанского кольца.** Вокруг Тихого океана от Кореи, Японии и советского Дальнего Востока до западного побережья США широко распространены миоценовые и плиоценовые диатомовые осадки, лучше всего изученным примером которых является формация Монтерей в Калифорнии [329, 907, 1225]. Кремнистые осадки залегают, как правило, между континентальными и мелководными обломочными отложениями внизу и глубоководными морскими обломочными отложениями наверху. Наблюдаются также латеральные переходы в терригенные обломочные отложения. Места накопления окраинно-тихоокеанских диатомитов приурочены, вероятно, к задуговым бассейнам, сравнимым с современным Японским морем, к простым рифтам и, как это предполагается для случая бассейна Монтерей, к отчлененным бассейнам, связанным с трансформными движениями вдоль разломов типа проторазлома Сан-Андреас [650, 1222]. Несмотря на различия текто-

нического режима, стратиграфия этих зон осадконакопления удивительно сходна и отражает в какой-то мере влияние глобальных палеоокеанологических событий (разд. 11.4.6).

Пелагические отложения Монтерей делятся на базальные известковые фации, средние переходные фосфатные и глауконитовые слои и на мощную верхнюю толщу кремнистых пород. Суммарная мощность формации Монтерей варьирует в широких пределах, местами достигает 1,5 км. Кремнистые светлоокрашенные породы меняются от кварцевых кремней через порцелланиты с опалом-СТ (кристобалит-тридимит) или кварцем до мягких опаловых диатомитов. Более литифицированные диагенетически развитые разности тяготеют в целом к основанию разреза, где они, как правило, образуют сантиметровые пласты, разделенные тончайшими пропластками, всем, кроме цвета, напоминая таким образом ленточно-слоистые радиоляриевые кремни [1284, 1912].

В некоторых разрезах проявлена ритмичность, выраженная в повторном появлении сантиметровых прослоев песчаников с градиционной текстурой; реже встречаются брекчии и конгломераты. В чистых диатомитах видна миллиметровая микрослойчатость; такие пласты (обычно мощностью около 1 м) чередуются с более глинистыми гомогенными диатомовыми слоями, мощность которых в несколько раз больше. Во многих горизонтах наблюдаются известковистые прослои и конкреции, обычно долами-

тового состава [1911]. По всему разрезу встречаются риолитовые туффитовые слои, превращенные, как правило, в бентонит. Отдельные части формации Монтерей битуминозны, содержат органическое вещество водородослевого происхождения.

Среди ископаемых остатков явно преобладают диатомеи, но местами присутствуют в значительных количествах и другие кремнистые организмы, такие как радиолярии, силикофлагелляты и спикулы губок. Встречаются также бентосные и планктонные фораминиферы, а изредка — двустворчатые моллюски из группы пектинид. На поверхностях напластования можно довольно часто наблюдать скелеты и чешую рыб; реже обнаруживаются кости китов и морских коров, останки птиц и наземных млекопитающих. Отмечены также листья наземных растений.

Палеогеографические реконструкции показывают, что формация Монтерей накопилась в отдельных бассейнах, местами глубоководных, разделенных мелководными морскими порогами или участками суши; моделью такой ситуации может служить Калифорнийский залив (разд. 11.3.5). Обломочные осадки и наземная фауна распространены в заметных количествах только по окраинам таких бассейнов; в более глубоководных центральных районах осадкообразование происходило в основном за счет продукции фито- и зоопланктона, первоначально существенно известкового, а затем по мере роста содержания питательных веществ и первичной продукции — кремнистого (разд. 11.4.6). Примечательна скудость поступления терригенного материала в приконтинентальные бассейны, граничащие с впадиной Монтерей; она может быть связана с аридностью климата региона, с географической ситуацией, при которой крупные реки были отведены в сторону от мест седиментации, и с быстрым подъемом уровня моря [1222]. Некоторое количество обломочного материала, конечно, заносилось в бассейны турбидными потоками, возможно возбужденными вулканизмом или сейсмичностью, из которых отлагались тонкие градационные прослои или более мощные брекчии. Миллиметровая слоистость интерпретировалась Брамлеттом [329] как результат годичных климатических событий, контролирующей поступление тонкозернистого терригенного материала, подобно формированию современных тонкослоистых диатомитов Калифорнийского залива (разд. 11.3.5). Усиленная продукция планктоногенного органического вещества создала, вероятно, интенсивную зону кислородного минимума, которая в местах соприкосновения с дном бассейна исключала возможность разви-

тия бентоса и обеспечила тем самым сохранность первичной седиментационной слоистости и органического вещества (рис. 11.4). Фосфаты, а, возможно, также глауконит формировались близ верхней и нижней границ зоны кислородного минимума. Обилие ископаемых рыб отражает, вероятно, отсутствие илоедов во время седиментации и консервирующее действие обогащенных фосфатами иловых вод, образовавшихся за счет частичного окисления органического вещества внутри осадков. Изотопные исследования приводят к выводу, что это органическое вещество принимало участие в формировании диагенетических доломитовых конкреций [1911] так же, как это наблюдается в Калифорнийском заливе (разд. 11.3.5).

Палеобатиметрию бассейна Монтерей восстановить трудно, но она была явно изменчива; по фораминиферам предполагаются глубины порядка 2000 м [1222]. Скорости накопления диатомитов колебались в пределах от 10 до 30 см за 1000 лет.

*Миоценовые диатомиты Средиземноморского региона.* Миоценовые диатомиты незначительно различающегося возраста встречаются во многих районах окружающей Средиземное море суши, особенно в Северной Африке, Сицилии, Италии и Испании. Относительно более древние отложения содержат обычно в значительных количествах литифицированные порцелланиты и кварцевые кремни; стратиграфически они связаны с градационными терригенными отложениями, местами глауконитсодержащими, и с биогенными известняками [206, 415].

Верхние, более молодые миоценовые породы обычно светлые, пористые, очень рыхлые и состоят в основном из опалового кремнезема. Пласты с высоким содержанием диатомовых примерно метровой мощности переслаиваются с более темными серыми или коричневыми слоями известковистых и доломитистых аргиллитов такой же или меньшей мощности. Под этими диатомовыми фациями залегают пелагические глины, выше следуют известняки и гипсы. Ассоциация с эвапоритами подтверждает отнесение этих диатомитов к отложениям «малых бассейнов» (разд. 11.3.5).

Суммарная мощность диатомитов и связанных с ними пород колеблется от почти нулевой до нескольких десятков метров в северной Италии и Сицилии и до нескольких сотен метров в Алжире [72, 1826, 2373]. В богатых диатомовыми пластах проявлена обычно миллиметровая слоистость, выраженная в чередовании известковых и кремнистых слойков: реже они однородные. Прослои мергелей частично слоистые, а частич-



но массивные; они содержат ничтожно мало фауны и флоры. Местами встречаются фосфоритовые конкреции и вулканический пепел. Большинство диатомитов обогащено органическим веществом, в том числе углеводородами, хотя последние в обнажениях окислены.

Наиболее выразительными представителями ископаемой макрофауны являются пелагические рыбы и их детрит, которые обычно избирательно концентрируются в определенных горизонтах (рис. 11.31). В алжирских диатомитах часто встречаются двустворчатые моллюски таких родов, как *Pecten*, *Cardita*, *Arca*, *Modiola*, попадаются гастроподы, морские ежи, мшанки, брахиоподы, остракоды, а также листья и куски древесины. Из микроорганизмов, кроме диатомовых, в породах содержатся радиоларии, силикофлагеллаты, спикулы губок, фораминиферы (как планктонные, так и бентосные), редкие птероподы и гетероподы, многочисленные кокколиты и дискоастеры. Сами диатомовые представлены как пелагическими, так и неритическими бентосными формами [168], хотя последние, вероятно, переложены.

Нахождение самых верхних горизонтов миоценовых диатомитов стратиграфически непосредственно под эвапоритами указывает на быструю смену условий осадкообразования. Ассоциация диатомитов с эвапоритами на самом деле очень тесная; изотопные исследования показывают, что прослойки доломитовых мергелей в разрезах диатомитов Сицилии отлагались в эвапоритовой обстановке, тогда как сами диатомиты нормальные морские [1637]. Эти факты можно объяснить лишь при допущении, что бас-

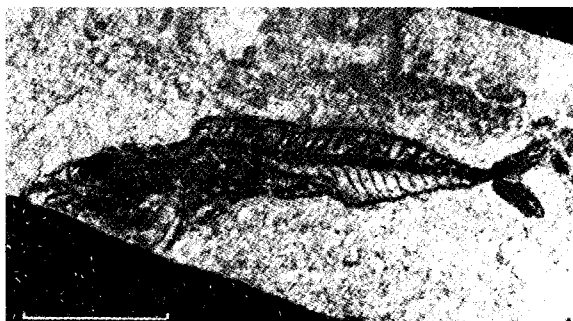


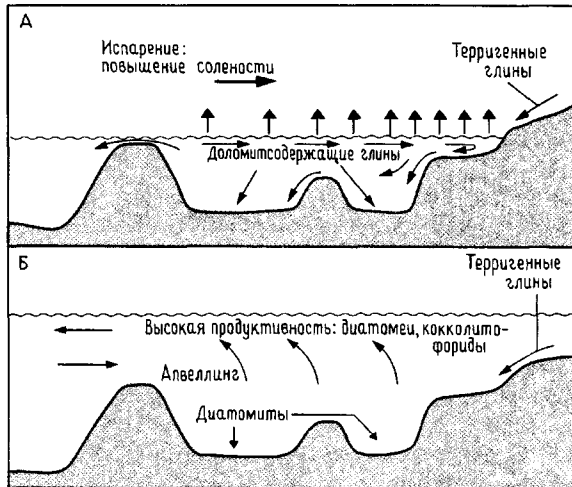
Рис. 11.31. Пелагическая рыба из семейства скумбриевых из верхних слоев миоценовых диатомитов. Остатки ископаемых рыб встречаются часто в богатых органическим веществом осадках. Монте-Каподарсо, центральная Сицилия. Длина масштабной полоски 2 см.

сейн периодически замыкался, вероятно, в результате эвстатических понижений уровня моря (рис. 11.32). В периоды глобального высокого стояния уровня моря превалировала циркуляция эстуарного типа, когда подъем к поверхности богатых питательными веществами вод приводил к обильному развитию диатомовых в различных заливах, бухтах и бассейнах миоценового Средиземного моря.

Данные о палеобатиметрии противоречивы. В одном из разрезов древних диатомитов в Испании, судя по микропалеонтологическим данным глубина колебалась в пределах 1500—1000 м [206]. В верхних горизонтах миоценовых диатомитов Италии по фауне рыб путем сравнения с условиями обитания тех же видов в настоящее время восстановлена глубина около 400—500 м [2293, 2373]. Обилие этой фауны, наличие фосфатов и сохранность миллиметровой слоистости свидетельствуют о наличии у дна бескислородных вод, вероятно, из-за развития интенсивной зоны кислородного минимума: это можно сравнивать с условиями в Калифорнийском заливе (разд. 11.3.5) и с формацией Монтерей. Массивные диатомиты, особенно те, которые содержат фауну донных беспозвоночных, отлагались в более аэрированных придонных водах. Скорости накопления тонкослоистых фаций, которые понимаются как ленточные, составляют от 10 до 50 см за 1000 лет [1825].

Одновременное развитие миоценовых диатомитов в Средиземном море и в Тихом океане должно отражать какие-то важные палеоокеанологические события (разд. 11.4.6).

*Миоценовые глобигериновые известняки и желваковые фосфориты на острове Мальта.* На Мальте нижнемиоценовые отложения представлены так называемыми глобигериновыми известняками (разд. 11.1.2), которые подстилаются верхнеолигоценовой кораллиновой фацией [1739, 1876]. Интерпретация мальтийского разреза как отложений «малого бассейна» базируется в первую очередь на нахождении внутри Средиземного моря, чьи размеры, как считают, существенно не менялись с миоцена. Пелагические известняки представляют собой массивно-слоистые серые и желтые глобигеринидовые биомикриты, мощность которых меняется поперек острова примерно от 20 до 200 м. В составе этой формации встречаются иглокожие, моллюски (особенно *Pecten*), остракоды и птероподы; имеются обильные признаки биотурбации. Известковые нанофоссилии встречаются локально в больших количествах. В составе терригенного компонента этих отложений содержатся глинистые минералы, тонкодисперсный кварц, глауко-



**Рис. 11.32.** Внемасштабная схема обстановки седиментации средиземноморских диатомитов конца миоцена. Эвстабически контролируемые колебания уровня моря влияли на океанологические условия в отгороженном мелководным порогом малом бассейне (который в данном случае представлял собой часть Средиземного моря) и привели к накоплению чередующихся слоев эвапоритовых доломитсодержащих глин и диатомитов [1637]. А — низкий уровень Мирового океана: антиэстуариевая циркуляция; Б — высокий уровень Мирового океана: эстуариевая циркуляция.

нит и различные минералы изверженных пород.

Толща содержит два крупных и несколько меньших по масштабам пластов желваковых фосфоритов мощностью от нескольких сантиметров до метра и более. Эти коричневые слои срощены конкреций содержат остатки морских ежей, в прижизненном положении, ходы *Thalassinoides*, фосфатизированные слепки переотложенных моллюсков и кораллов, а также зубы акул, кости черепах, крокодилов, китов и тюленей. Местами встречаются кремневые желваки цвета хаки. Над глобигериновыми известняками залегают светло-серые глобигеринидовые мергели, слагающие так называемую свиту голубых глин.

Меррей [1739] считал, что глобигериновые известняки формировались в сравнительно глубоководных условиях, на глубине от сотен до тысяч метров. Такое представление игнорировало стратиграфические соотношения формации с подстилающими отложениями, содержащими изолированные рифы с богатой фауной кораллов, и с красными водорослями. Мы считаем более вероятным (см. также [1876]), что пелагические известняки отлагались на поверхности под-

водного плато, защищенного от поступления терригенного материала, где могли формироваться конденсированные фосфатные слои и где глубина была от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

**11.4.4. Фации континентальной окраины.** Нижнепалеозойские пелагические фации Европы и Северной Америки. Пелагические и гемипелагические черные граптолитовые сланцы, глинистые известняки и кремнистые породы широко распространены в нижнем палеозое Европы и Северной Америки. Преобладают черные сланцы также в океанических разрезах ордовика Шотландии (разд. 11.4.2). Все это, возможно, отражает региональные или даже глобальные анаэробные условия в средней и нижней частях водной толщи (разд. 11.4.6), способствующие захоронению планктонного водородного органического вещества в составе донных осадков [1478, 1479].

Силурийские черносланцевые фации Йоркшира и Уэстморленда Англии представлены двумя типами [2024]. Первый из них обогащен органическим веществом и содержит граптолиты при практически полном отсутствии всех других форм жизни, за исключением организмов планктонного или псевдопланктонного образа обитания; второй биотурбирован и содержит нормальный бентос, а также граптолиты. В состав этих британских граптолитовых аргиллитов входят частицы кварца, измененных полевых шпатов, слюды, железистых минералов, карбонатов и глинистых минералов алевритовой и пелитовой размерности. Локальные разновидности включают зеленые и красные аргиллиты, горизонты с чередованием слоев ила и силта<sup>1</sup> и известняки с градационной текстурой [1901, 2680]. Рикардз [2024] и Пайпер [1901] также указывают на слоистость, образованную сгущением слоев, богатых углеродистым материалом и пиритом. Ордовикские черные сланцы Уэльса местами фосфатносы. Черные граптолитовые сланцы среднего кембрия и низов нижнего ордовика района Осло характеризуются такими же седиментационными текстурами, как и их аналоги в Англии; содержание органического углерода в верхнекембрийских фациях высокое, но понижается в нижнеордовикских. Минеральный и химический состав этих пород указывает на поступ-

<sup>1</sup> Силт — гранулометрический тип осадка, соответствующий мелкому алевриту — крупному пелиту по принятой в СССР классификации. См. Мурдма И.О. «Фации океанов», изд-во «Наука», 1987 г. — Прим. перев.

ление терригенного материала континентального происхождения с Балтийского щита [239]. При накоплении большинства черносланцевых фаций значительную роль явно играли процессы переотложения, и обстановка была, возможно, сравнима с современными абиссальными равнинами [1901].

Местами с граптолитовыми сланцами ассоциируются пелагические известняки, которые представляют важную самостоятельную фацию. В качестве примера можно привести известняки Конестога и коррелирующиеся с ними породы, обнаженные в Аппалачах Пенсильвании и Вермонте [2048]. Это тонкослоистые темные глинистые фации, лишенные фауны и существенно деформированные. Толща содержит карбонатные брекчии, образованные из обломков, снесенных с соседней мелководной карбонатной платформы. Сходную палеогеографическую ситуацию можно реконструировать для верхнекембрийских и нижнеордовикских слоев восточной Невады, где развиты более глубоководные пелагические фации, представленные темными слоистыми известковистыми аргиллитами, местами обогащенными спикулами губок, в которых встречаются трилобиты и содержатся слои переотложенного мелководного материала [509]. Темные известковистые аргиллиты отнесены к образованиям континентального склона (рис. 11.33). Такая же модель фациальной обстановки подходит и для силурийских граптолитовых фаций этого района [1592]. Нижнепалеозойский тонкозернистый карбонат представляет собой, по видимому, литифицированный периплатформенный биогенный ил, подобный смываемому с современных Багамских банок (разд. 11.3.6, 11.4.6).

Сходные отложения развиты в ордовике западного Техаса, Арканзаса и Оклахомы, где они переходят в ленточно-слоистые кремнистые породы [838, 1601].

*Верхнепалеозойские пелагические фации Европы и Северной Африки.* Красные, зеленые и серые известняки, кремни и сланцы девона — карбона протягиваются в виде зоны из юго-западной части Англии через Центральную Европу в Северную Африку [315]. Они залегают, как правило, на мелководных карбонатных отложениях и представлены двумя главными литологическими типами: 1) фациями хребтов (Schwellen), сложенные стратиграфически конденсированной толщей известняков, с богатой гониатитовой фауной (цефалоподовые известняки) и 2) фациями бассейнов (Becken) — стратиграфически растянутая толща алевритистых сланцев, местами обогащенных остракодами [2466, 2468].

Конденсированные фации представлены

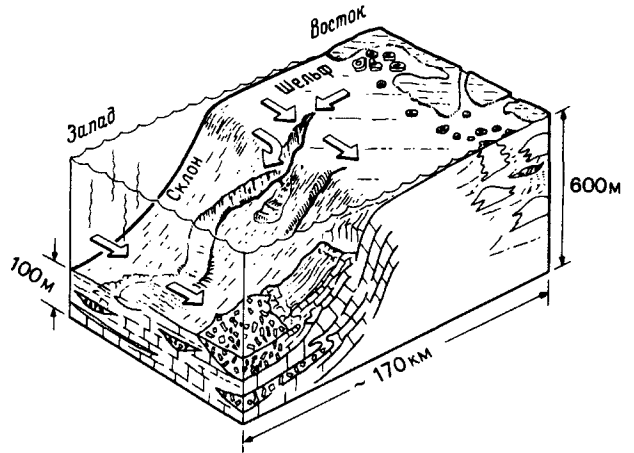


Рис. 11.33. Модель позднекембрийской континентальной окраины, шт. Невада, США. Мелководные карбонатные осадки и изолированные рифы шельфа сменяются на западе фациями изрытого каньонами склона; для этой зоны характерны подводные оползни, слои переотложенных мелководных карбонатов и темных аргиллитов со спикулами губок. Стрелки указывают на господствующие направления транспортировки осадочного материала [509].

обычно красными и серыми биомикритами, содержащими кроме отпечатков аммонитов тонкораквинные двустворчатые моллюски, гастроподы, остракоды, конодонты, радиолярии, мшанки, трилобиты, брахиоподы, одиночные кораллы и строматопороидеи, остатки рыб и отдельные членики криноидей [134]. Местами известняки сложены нацело раковинами стилиолинид и их карбонатным заполнением [2470]. Из специфических седиментационных характеристик отмечены корки цементации (хардграунд, твердое дно), железо-марганцевые и фосфатные конкреции, заполненные кальцитом трещины, и нептунические дайки [1402, 2411, 2412, 2464]. В некоторых горизонтах встречается ассоциация фораминифер с красными водорослями. Описаны также широко распространенные горизонты черных желваковых карбонатов [1404].

Среди поверхностей перерывов выделяются плоскости, которые срезают как раковины, так и кальцитовое их заполнение, а также плоскости с сантиметровыми неровностями, покрытые железо-марганцевыми окислами и заселенные прикреплёнными фораминиферами, реже кораллами, строматопороидеями и криноидеями. Параллельные напластованию трещины (пластовые трещины) толщиной несколько сантиметров и длиной до 3 м заполнены осадком и радиально-лучистым волокнистым или изометрическим

кальцитом. Нередко в этих пелагических фациях наблюдаются вертикально ориентированные нептунические дайки, ширина которых колеблется в пределах 1—15 см; они проникают на глубину порядка 50 см и заполнены тонкозернистым слоистым карбонатом. Нептунические дайки, пронизывающие нижележащие фации рифов и карбонатных платформ, бывают значительно больших размеров и в них могут проявляться следы неоднократных внедрений. Конкреции гидроксидов железа и марганца развиты в виде инкрустаций вокруг скелетного кальцита и обломков известняков; в конкрециях содержится железа больше, чем марганца (в среднем 10,5% Fe и 2% Mn).

Латеральными вариантами описанных выше известняков являются желваковые карбонаты (местное название «гриотт»; рис. 11.34) и глинистые сланцы с известковыми желваками; особенности, связанные с формированием корок цементации, отсутствуют, но нередко наблюдаются оползни, сингенетические брекчии и градационные пеллетные кальцисилиты [2489].

Стратиграфически растянутые фации бассейнов представлены красными, зелеными или черными глинистыми сланцами, в одних местах известковистыми, в других — углеродистыми, иногда содержащими тонкие прослои алевролита. В составе бедной фауны преобладают стилиолиды или остракоды; местами встречаются следы жизнедеятельности организмов. В виде прослоев в сланцах встречаются терригенные обломочные осадки с градационной текстурой, туфы и мелководные карбонаты, обычно состоящие из остатков иглокожих; наблюдаются также галечные конгломераты и оползневые блоки фаций хребтов [851, 2365, 2410, 2465].

Нижнекаменноугольные отложения включают в себя редкие пелагические фации хребтов, сопоставимые с девонскими аналогами [134, 2412, 2483], а также широко распространенные серые и черные сланцы с бедной бентосной фауной, в ассоциации с радиоляриевыми кремнями, которые бывают градационными и иногда марганцовистыми [1645, 2386, 2552, 2677]. В некоторых районах встречаются градационные прослои, сложенные мелководными карбонатными скелетными остатками и зернами [850].

Стратиграфически растянутые сланцы и конденсированные цефалоподовые известняки девона интерпретируются как отложения бассейнов и хребтов соответственно. Скорости накопления конденсированных фаций не превышали нескольких миллиметров за 1000 лет. Валы по-разному построены из стабильных блоков рифовых и платформенных карбонатов, лавовых по-



Рис. 11.34. Девонские пелагические желваковые известняки — гриотт; карбонатные желваки включены в расщепленные пласты мергелей, но слоистость остается четкой. Такая слоистость проявляет слабые черты цикличности, выраженной чередованием более известковых и более глинистых слоев. Подобная желваковая текстура, нередко встречающаяся в определенных пелагических фациях палеозоя, развита также в триасе и юре района Тетиса (аммонитико-россо) и в некоторых горизонтах европейских мелов. Обнажение Мон-Пейру, Монтань-Нуар, Франция. Длина масштабной линейки 5 см. (Печатается с согласия М. Такера).

токов на приподнятом фундаменте. Накоплению карбонатных осадков на этих подводных поднятиях, вероятно, препятствовала деятельность придонных течений; развивались подводное растворение и литификация, а также осаждение гидроксидов железа и марганца (разд. 11.3.3, 11.3.6). Многие специфические особенности фаций хребтов обусловлены сингенетической литификацией осадков — формированием разного типа корок цементации, например: сцементированных в подводных условиях пластовых трещин и нептунических даек, которые могли образоваться только путем растрескивания консолидированного субстрата. Восстановление глубин осадконакопления возможно для тех толщ, в которых имеются желваки с фораминиферами и красными водорослями, поскольку рост последних ограничен фотической зоной (около 200 м). Промежуточный слой кислородного минимума (сравните с рис. 11.4 и 11.47) воздействовал на некоторые из этих хребтов в течение позднего девона, способствуя развитию обогащенных органикой фаций [1404].

На склонах этих хребтов желваковые карбонатные фации местами сползали вниз, образуя оползневые складки и брекчии; по нептуническим дайкам в фациях валов устанавливаются также краевые расколы, а блоки этих фаций наблюдаются в бассейновых сланцах. Глинистые осадки, очевидно, выносились в результате избирательного фракционирования в более глу-

боководные части бассейна, куда периодически поступали также турбидиты с карбонатных и терригенно-обломочных шельфов. Такер [2466] установил для этих бассейновых фаций глубины порядка 1000 м; меньшие величины предлагает Вай [2489]. Однако какие-либо достоверные батиметрические реперы здесь отсутствуют. В какой-то степени это сравнимо с современной ситуацией в районе Блейк-Багама, где фланги Багамских банок являются аналогом обстановки формирования желваковых карбонатов; плато Блейк соответствует хребту и более глубоководные зоны вроде залива Тонг-оф-те-Ошен — бассейнам (разд. 11.3.6; рис. 11.19, 11.21), хотя глубины и уклон дна в этой части окраины Атлантики значительно больше, чем предполагаемые для девонского океана.

К раннекаменноугольному времени рельеф был уже сглажен и только немногие стабильные блоки известняков сохранились в виде локальных возвышенностей, на которых могли накапливаться конденсированные толщи пелагических карбонатов [2412, 2483]. Более глубоководные черные сланцы и радиоляриевые кремни указывают на то, что придонные слои водной толщи были анаэробными, а верхние отличались высоким содержанием питательных веществ. Локально происходило внутрибассейновое переотложение кремнистых илов, но основная масса переотложенного материала сносилась с карбонатных платформ. Глубины этих бассейнов были сравнимы с наиболее глубоководными частями девонских морей.

*Триасово-юрские пелагические фации Тетиса.* Красные, серые и белые известняки, марганцевые конкреции, пелагические «оолиты» и кремни триасового и юрского возраста перекрывают и сменяют латерально мелководные карбонатные платформы в районе Тетиса [215]. Эти мезозойские пелагические породы напоминают их палеозойские аналоги в Европе и опять можно провести различие между стратиграфически конденсированными и растянутыми фациями (рис. 11.35).

Конденсированные фации представлены, как правило, примерно метровой мощности слоем красных биомикритов, содержащих фауну аммонитов, белемнитов, гастропод, тонкостенных двустворчатых моллюсков, брахиопод, редких одиночных кораллов, глобигеринид, радиолярий, спикул губок, конодонтов (только в триасовой части разреза), остракод, обломков пелагических и бентосных иглокожих. В некоторых горизонтах наблюдаются ходы илоедов. Проблематичные нанофоссилии в триасе редки, но в юре местами многочисленны [796, 1298, 2678]. Биомикриты пе-

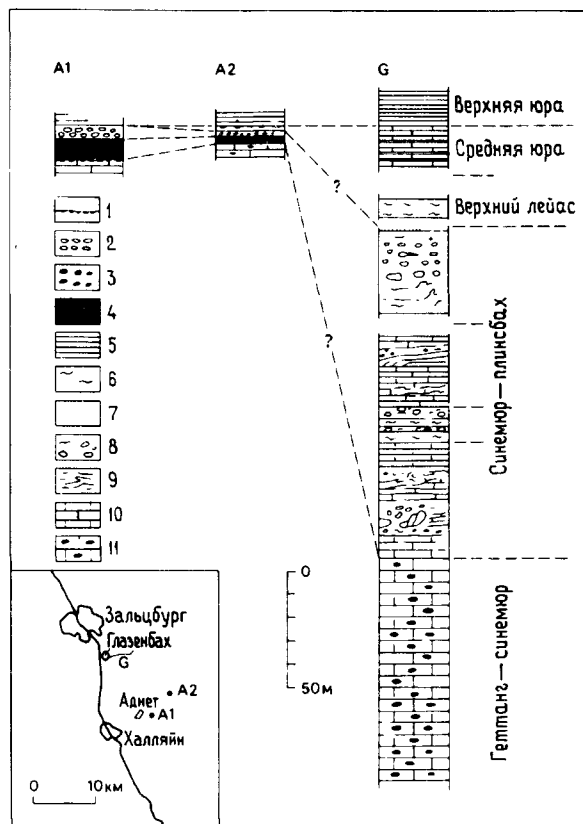


Рис. 11.35. Более мощный растянутый разрез юрских отложений в Глазенбахе (G) и одновозрастные конденсированные разрезы близ Аднета (A1 и A2), Восточные Альпы, Австралия. Конденсированные разрезы богаты фауной и пропитаны Fe-Mn-гидроксидами; более мощный растянутый разрез содержит градационные слои, в нем проявлены деформации, вызванные чередованием мягких и твердых осадков. Конденсированные разрезы интерпретируются как отложения подводных возвышенностей (хребтов), а более мощные растянутые — как отложения пониженных бассейнов [214]. 1 — железомарганцевые корки; 2 — желваковые известняки с глинистым цементом; 3 — толстослоистые красные известняки с кремневыми конкрециями; 4 — толстослоистые красные известняки; 5 — радиоляриты; 6 — красные желваковые известняки и мергели; 7 — известняки с градационной текстурой; 8 — галечные аргиллиты и переработанные осадки; 9 — оползневые горизонты; 10 — слабокремненные пелагические известняки; 11 — серые кремненные известняки.

редходят латерально в линзы косослоистых криноидных биоспаритов с обильной фауной аммонитов, пелагических двустворчатых моллюсков и брахиопод.

В конденсированных разрезах микритов аммониты обычно тесно уложены внутри обособ-

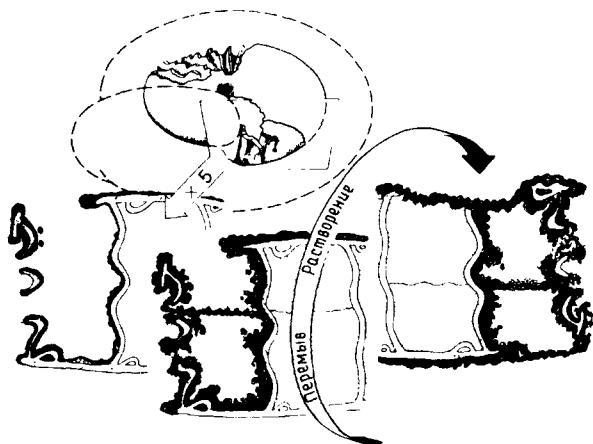


Рис. 11.36. Диаграмма, иллюстрирующая коррозию и железо-марганцевую минерализацию в раковинах аммонитов в результате их вторичной переработки. Такие явления типичны для конденсированных разрезов и отражают длительное нахождение раковин на поверхности дна [2582].

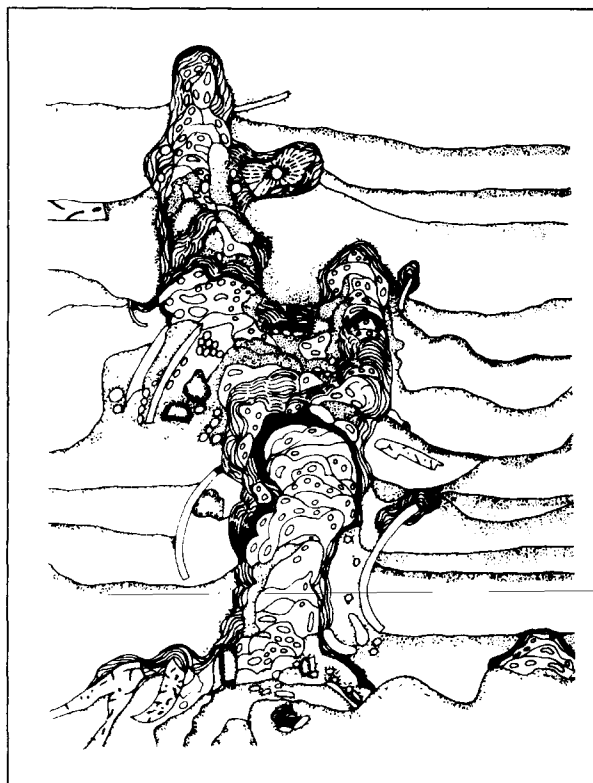


Рис. 11.37. Столбчатые колонии прикрепленных фораминифер (главным образом *Tolypammina*), пропитанные колломорфными железо-марганцевыми гидроксидами, пространственно приуроченные к сериям корок цементации (хардграундов). Такая фауна может расти только на твердом субстрате и типична для конденсированных разрезов. Размер по вертикали 1 см [2582].

ленных слоев; где они, как правило, присутствуют в виде отпечатков или частичных отпечатков, которые сильно корродированы и изрыты, особенно на бывшей верхней поверхности раковины; коррозия обеих поверхностей наблюдается реже (рис. 11.36) [2108, 2582]. Такое частичное травление идет обычно параллельно с инкрустацией железо-марганцевыми гидроксидами, которые заполняют также фитоморфозы водорослей или грибов, пронизывающие многие фрагменты ископаемых. Гидроксиды Fe и Mn образуют также толстые корки и «мостовые» на твердом дне. В триасе Австрии минерализованные корки цементации (хардграунды) образуют плотный слой и заселены столбчатыми колониями фораминифер (рис. 11.37). Только в юрских слоях хорошо развиты железо-марганцевые конкреции [1257, 1258]. В Сицилии они богаты карбонатами, имеют диаметр несколько сантиметров, характеризуются концентрически-слоистой текстурой и формируются вокруг корродированных раковин аммонитов, известковых интракластов или обломков лавы; в некоторых явно выраженное ядро отсутствует. Химически гидроксидное рудное вещество конкреций бывает марганцовистым (около 40% Mn), железистым (около 50% Fe) или содержит примерно равное количество этих двух элементов; в последнем случае они часто обогащены малыми элементами (Ni, Co, Cr, V, Ti). Из минералов в конкрециях встречаются кальцит, гётит, гематит и слабо окристаллизо-

ванные гидроксиды марганца. Как правило, они имеют колломорфную микротекстуру; нередко в них наблюдаются прикрепленные бентосные фораминиферы и серпулиды, а также минерализованные водорослевые фитоморфозы. Местами конкреции ассоциируются с лимонитовыми пизолитами и оолитами. Сходные по строению конкреции из Австрии, в которых определен пиролюзит, химически очень разнообразны: содержание Mn варьирует от 0,06 до 23,9%, Fe — от 0,1 до 17,6%, концентрация Ni, Co, Cu, Zn, Pb и Cr также в разной степени повышена.

В некоторых конденсированных разрезах с железо-марганцевыми конкрециями ассоциируют известковые строматолиты, обычно в виде сросшихся полусфер или куполов на раковинах аммонитов [1254, 1581]. В среднеюрском конденсированном горизонте в южной Венгрии, содер-

жащем шамотитовые и лимонитовые оолиты, наблюдаются в больших количествах строматолитовые формы в виде сросшихся волнистых бугров, столбиков и колонн, а также сфероидальные онколиты, обычно нарастающие на белемниты и аммониты [1967]. Часто встречаются перевернутые строматолитовые наросты. В промежутках между водорослевыми буграми концентрируется грубозернистый осадок; как строматолиты, так и связующая их масса содержат известковые нанофоссилии [215]. В конденсированных триасовых фациях Югославии также выявлены строматолитовые наросты на аммонитах [2584].

Для триасовых и юрских конденсированных разрезов характерны нептунические дайки и силлы, которые пересекают как сами пелагические фации, так и подстилающие отложения карбонатных платформ (рис. 11.38) [2107, 2583]. В параллельных напластованию трещинах скапливаются мелкие брахиоподы, аммониты и другие моллюски, чьи раковины лишены, как прави-

ло, признаков коррозии, проявляющихся в нормальных стратиграфических разрезах. Мощности разрезов в силлах также сильно сокращены и в них проявляются признаки конденсации; местами такие осадки переходят латерально в радиально-лучистый волокнистый кальцитовый цемент, заполняющий всю трещину. В субвертикальных дайках, обычно несущих признаки неоднократных внедрений, фауна очень бедная.

Красные биомикритовые известняки конденсированных фаций переходят вверх по разрезу обычно в желваковые и более мергелистые разновидности (рис. 11.34), объединенные под названием хальштаттский известняк (триас) и аднетский известняк или аммонитико-россо (юра). Эти фации характеризуются присутствием известковых микритовых желваков (нодулей) сантиметрового размера, погруженных в более темную красную мергельную массу; местами встречаются желваковые разновидности с кристаллическим кальцитовым цементом (например, рис. 11.35). В западной Сицилии в базальных слоях юрского аммонитико-

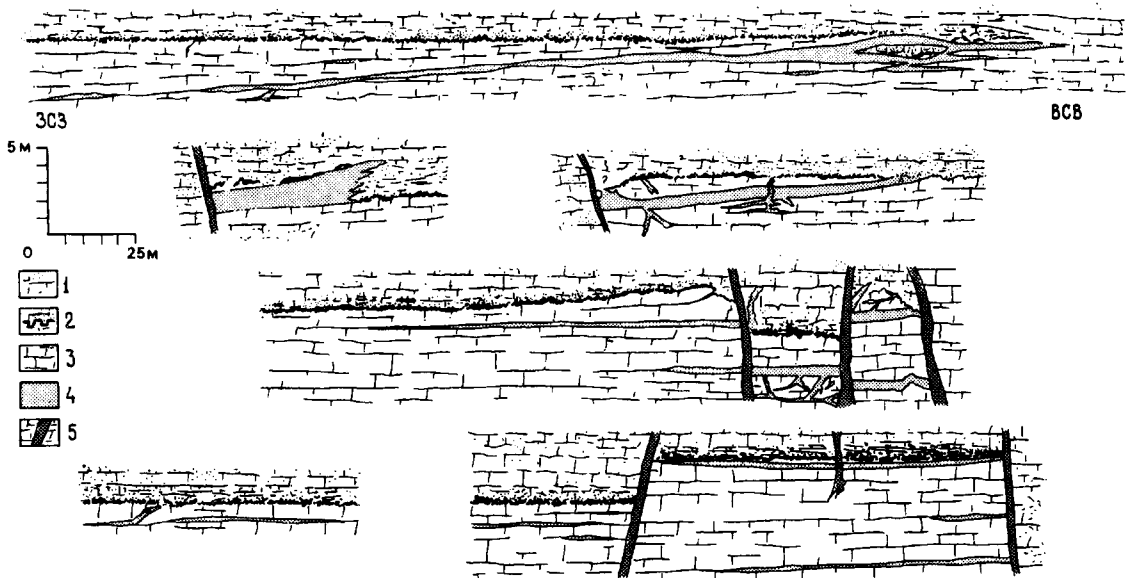


Рис. 11.38. Схематические разрезы, показывающие переходы от нижнеюрских фаций карбонатных платформ к среднеюрским конденсированным пелагическим фациям с железо-марганцевыми желваками и корками. Эта смена фаций отражает погружение карбонатной платформы и наступление условий открытого моря; аналоги таких соотношений имеются в разрезе меловых отложений плато Блэйк (см. рис. 11.19). Палеогеографическая интерпретация подобной смены фаций дана на рис. 11.40. На схематических разрезах показаны многочис-

ленные нептунические дайки и силлы, питавшиеся сверху, которые свидетельствуют о многофазности сбросовых деформаций на морском дне [2583]. 1 — пелагические пеллетные известняки средней—верхней юры; 2 — конденсированные пелагические известняки с железо-марганцевой минерализацией; 3 — карбонатные породы мелководных платформ, лейас; 4 — юрские нептунические дайки и силлы; 5 — нептунические дайки верхнего мела — третичного периода.

россо встречены строматолитовые купола с корродированными раковинами аммонитов, но такие формы очень редки [2256]. Фауна этих желваковых известняков сходна с фауной конденсированных разрезов, за исключением того, что здесь отсутствуют обитатели твердого субстрата, а известковые нанофоссилии очень немногочисленны. В среднеюрском поясе Пенинских покровов в Польше подобные фации содержат окатанные обломки изверженных, метаморфических и осадочных пород диаметром в десятки сантиметров [233].

Желваковые карбонатные породы перекрыты красными и серыми кремнистыми микритами и радиоляриевыми кремнями мощностью от нескольких метров до десятков метров; они богаты радиоляриями, а в юрских слоях содержат спаянные при растворении нанофоссилии, слагающие карбонатный материал основной массы пород [908]. Над этими юрскими кремнистыми отложениями залегают более мощные слои белых микритовых известняков с калпионеллидами (Бьянконе, Майолика) такого же возраста и фациальной принадлежности как океанские отложения Лигурийских Апеннин и прото-Атлантики (разд. 11.3.5, 11.4.2). Однако фации континентальной окраины особенно богаты известковыми нанофоссилиями.

В отдельных частях района Тетиса стратиграфические конденсированные фации переходят вверх по разрезу в иной тип отложений: в мало мощные серовато-кремовые или розовые микроонколитовые (или «оолитовые») строматолитовые фации, местами достигающие мощности 300 м [1255, 1312]. Фауна в них типично пелагическая, в ее состав входят калпионеллиды, свободно плавающие криноидеи *Saccosoma*, глобигериниды и обломки тонкостенных раковин двусторчатых моллюсков; все они служат ядрами концентрически слоистых или массивных оболочек (кортексов) микроонколитов. Эти оболочки состоят частично из кокколлитов и их обломков.

Вышеописанные последовательности фаций и их локальные вариации характеризуются присутствием конденсированных разрезов, которые залегают, как правило, непосредственно на отложениях карбонатных платформ. Другие разрезы этого возрастного диапазона, однако, гораздо более мощные, достигают 4 км, как, например, в нижней юре Южных Альп на границе Швейцарии и Италии [212]. Такие очень мощные толщи сложены переслаиванием серых местами кремне-рых известняков и мергелей со следами биотурбации, содержащих в большом количестве радиолярии и спикулы губок. Триасовые аналоги таких толщ известны в Австрии и в других регио-

нах (например, [215, 2107]). В нижнеюрских фациях такого типа встречаются местами прослои, обогащенные органическим веществом, и карбонаты Fe, Mn. Выше этих стратиграфически растянутых серых юрских известняков залегают относительно конденсированные красные желваковые мергелистые известняки, похожие на известняки аммонитико-россо, описанные выше (разд. 11.4.4), но значительно более глинистые и часто цикличеслоистые. Локальным вариантом этих фаций являются красные мергели с многочисленными тонкостенными раковинами двусторчатых моллюсков [1296].

По всему разрезу подобных серых и красных отложений проявлены нарушения напластования в форме складок оползания, массивных глинистых брекчий (рис. 11.39) и пластов градационных слоистых известняков, иногда несущих на плоскостях напластования знаки течений. В разрезе Глазенбах в Австрии (рис. 11.35) и в других местах прослеживается эволюция этих градационных слоев вверх по разрезу от пропластков белых биоспаритов, сложенных криноидеями и морскими ежами, в составе серых известняков и мергелей, к розовым криноидным биоспаритам в основании красных желваковых известняков и мергелей, затем к красным смешанным биоспаритам и биомикритам с фауной криноидей и пелагических моллюсков и наконец к красным биоспаритам/биомикритам с пелагическими моллюсками и лишь очень редкими криноидеями в



Рис. 11.39. Оползневая обломочная брекчия галечных аргиллитов и обломившиеся пласты красных пелагических желваковых мергелистых известняков. Более мощный растянутый (бассейновый) разрез юрских отложений, Тироль, Восточные Альпы. Австрия [214].



кровле красных известняков и мергелей [214]. Толща содержит целые блоки литифицированных известняков размером от сантиметров до десятков метров: многие из них, такие как обломки красных криноидных биомикритов, биомикритов с корродированными раковинами аммонитов и аммонитов с железомарганцевыми корками, определенно относятся к конденсированным фациям. Известковые нанофоссилии местами обильны в толще с переслаиванием известняков и мергелей, а также в градационных и слоистых пластах.

Выше красных желваковых мергелистых известняков залегают зеленые и красные радиоляриты мощностью несколько десятков метров. В этих кремнистых породах наблюдается обычно ленточная, косая и параллельная слоистость [1296, 1602]. В одном месте в Австрии среди радиоляритов есть красочные брекчии, оползневые складки, градационные и тонкослоистые отложения. Переотложенный материал представлен более древними рифовыми и пелагическими известняками [2113]. Радиоляриты перекрыты мощной (до 350 м) отчетливо слоистой толщей белых микритовых известняков (Бьянконе, Майолика) юрского—мелового возраста, которые местами содержат прослои серых аргиллитов, иногда битуминозных [2577]. Изредка в них находят аммониты, хотя их аптики встречаются довольно часто; микрофауна представлена радиоляриями, спикулами губок и калпионеллидами. Присутствуют ходы илоедов. Микритовая основная масса образована сросшейся мозаикой частично перекристаллизованных нанофоссилий. В некоторых горизонтах встречаются параллельно- и косослоистые пелагические известняки, в которых проявлена грубая градационная сортировка радиолярий; могут присутствовать также слои, обогащенные пеллетами, обломками иглокожих, двустворчатыми моллюсками, остракодами, мшанками, известковыми водорослями, онколитами и ооидами в смеси с планктонной фауной. Эти горизонты с мелководным карбонатным материалом имеют обычно градационную текстуру и могут нести знаки течений на плоскостях напластования. Нередки включения вторичных кремней.

Интерпретацию этих триасовых и юрских разрезов, которые сопоставимы со сходными палеозойскими фациями, описанными ранее, иллюстрирует рис. 11.40. Скорости осадконакопления даны в табл. 11.4. На деятельность придонных течений над поверхностью подводных поднятий и гор указывают перевернутые аммониты и строматолиты, равномерный концентрический рост железомарганцевых конкреций и присутст-

вие в нептунических дайках и силлах датированных осадков, которые были вымыты из нормальной стратиграфической последовательности [1254]. Эти силлы любопытны тем, что они заполнялись медленно и, очевидно, представляли собой особенно благоприятное место для обитания мелких, возможно, карликовых форм организмов [2583]. Линзы криноидных и моллюсковых биоспаритов можно рассматривать как песчаные волны, возможно образованные приливными течениями, тем самым сопоставимые с формами, описанными на современных асейсмичных хребтах, подводных горах и окраинных плато. В такой обстановке, при господстве условий неотложения, могут происходить растворение и выпадение карбонатов и обрастание железомарганцевыми корками, как это имеет место на современных подводных горах и плато (разд. 11.3.3, 11.3.6). Желваковые известняки с кристаллическим (шпатовым) цементом указывают, вероятно, на осаждение цементирующего карбоната вокруг вымытых и перемещенных желваков. Обогащенность железомарганцевых конкреций юрских отложений из Австрии свинцом, а из Сицилии кобальтом, барием и ванадием при низком содержании меди указывает на сравнительно мелководную обстановку их формирования (разд. 11.3.3). Такой вывод подтверждается присутствием следов сверления таллофитов и водорослевых строматолитов, указывающих на глубины фотической зоны (максимум до 200 м) для некоторых конденсированных разрезов. Малые, «фотические», глубины установлены также для верхнеюрских микроонколитовых фаций, где они могли образоваться в условиях сильной турбулентности вод [1255].

О конседиментационных разрывных деформациях на подводных горах и вокруг них свидетельствуют заполненные осадочным и карбонатным цементом подводные трещины; о тектонической активности говорят также галечные аргиллиты, брекчии, турбидиты и перемещенные литифицированные глыбы в бассейновых фациях. Эволюция турбидитов в разрезе Глазенбах в Австрии (см. рис. 11.35) отражает постепенное опускание источника материала — подводной горы, в составе песчаного материала которой таблички криноидей постепенно сменяются фрагментами пелагических двустворчатых моллюсков. Эти юрские подводные горсты (рис. 11.40), построенные в основном из отложенных карбонатных платформ, можно прямо сопоставить с плато Блейк, террасой Порталес и с немагнитными подводными горами у побережья Пиренейского полуострова (см. рис. 11.19, разд. 11.3.6). Показательны также мористые края

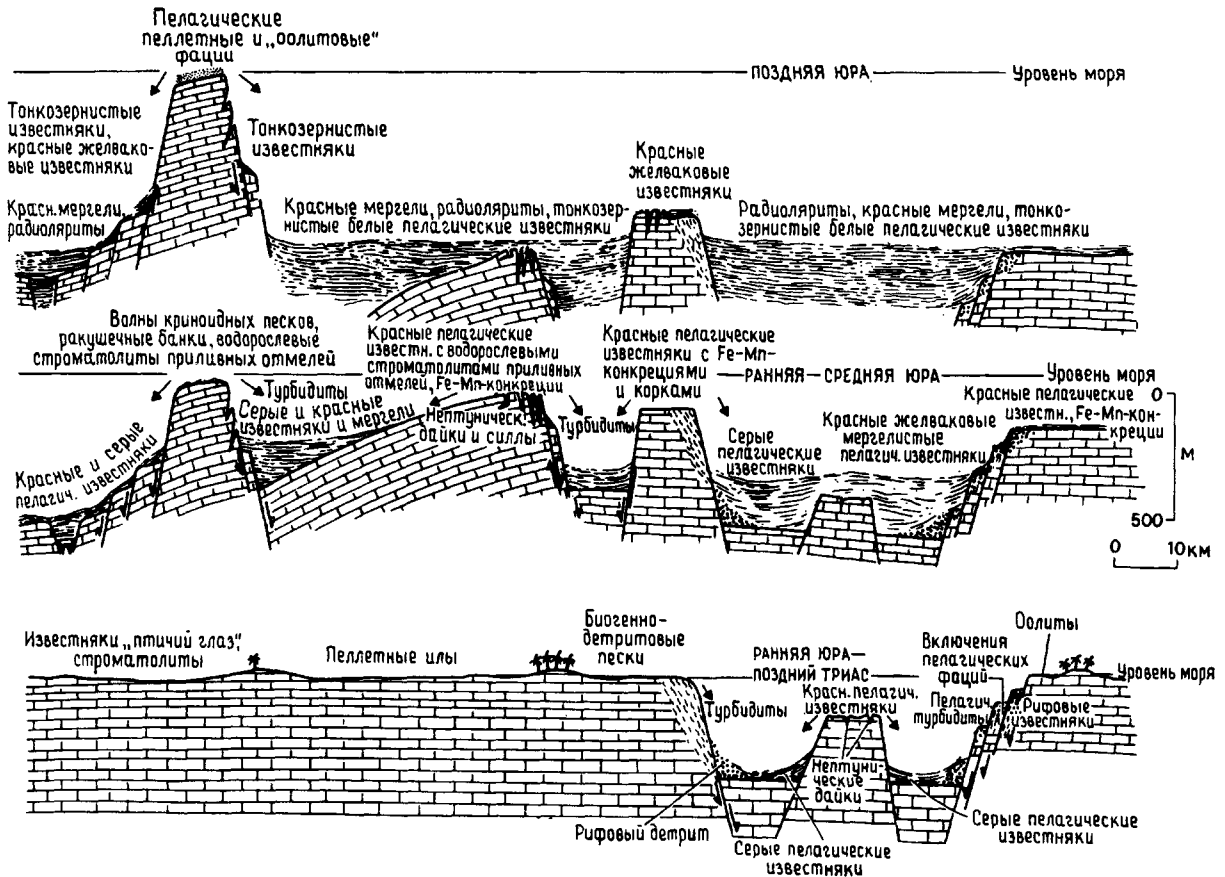


Рис. 11.40. Схема палеогеографической эволюции континентальной окраины Тетиса в триасе и юре. Блоковая тектоника и дифференциальное погружение оказались на большинстве (но не на всех) карбонатных платформах и привели к развитию рельефа подводных гор (хребтов) и бассейнов, где одновременно отлагались конденсированные и стратиграфически растянутые

разрезы. Установлены общее сглаживание рельефа и увеличение глубины в поздней юре, за исключением тех подводных гор, на которых происходило формирование пелагических «оолитов». Некоторые подводные горы и плато (например, зона Тренто, см. рис. 11.23) продолжали существовать в течение всего мела [215].

Багамских банок (рис. 11.21), где латеральная смена от фаций карбонатной платформы через горизонты твердого дна, желваковые фации к мелитифицированным илам точно имитирует вертикальную последовательность в разрезах Тетиса мелководные карбонаты — конденсированные фации известняков аммонитико-россо, которая характеризует менее опущенные блоки.

Присутствие на плато Блейк галек, явно перенесенных на плыву деревьями (см. разд. 11.3.6), дает основание поверить в идею о таком же способе транспортировки экзотических обломков пород, найденных в среднеюрских красных желваковых известняках Польши [233].

В ранней юре в отдельных бассейнах существовали местами анаэробные условия, при кото-

рых формировались обогащенные органическим веществом отложения и железо-марганцевые карбонаты, как в современном Балтийском море [1056]; накоплению органического углерода способствовали, вероятно, океанологические факторы (разд. 11.4.6). Переход от толщи с переслаиванием серых известняков и мергелей к красным желваковым известнякам и аргиллитам вверх по разрезу, возможно, отражает уменьшение количества захороненного на дне органического вещества, обусловленное более высоким содержанием кислорода в придонных водах, либо малой скоростью осадконакопления. Смена красных желваковых известняков радиоляритами как на подводных горах, так и на дне бассейнов, указывает на уменьшение к концу юры контрастности

**Таблица 11.4.** Пределы колебания скоростей накопления юрских и меловых пелагических осадков континентальных окраин Тетиса (по [627, 1296, 2108])

Фация	Район	Скорость осадконакопления мм/1000 лет
Растянутый разрез, переслаивание серых известняков и мергелей	Итальянские Апеннины	15—25
Конденсированный разрез цефалоподовых известняков	Австрийские Альпы	0,5—1,5
	Итальянские Апеннины	<1—6,5
Нанофоссилиевые известняки (Майолика, Бьянконе)	Австрийские Альпы	17—51
	Итальянские Апеннины	8—10
Радиоляриты	Австрийские Альпы	1,6—23
	Итальянские Апеннины	3—9

рельефа, за исключением районов, в которых обновление рельефообразования привело к обнажению более древних осадков и к последующей их эрозии и переносу в бассейны, где они накапливались в составе подводных конусов выноса [2113]. Для этих кремнистых фаций определены палеоглубины порядка нескольких километров, вероятно, ниже ГКК (например [215, 908, 1188]). Местами имело место перетолжение кремнистых илов придонными течениями и турбидными потоками [1296]. Переход от радиоляритов к белым нанофоссилиевым известнякам, рассмотренный в разд. 11.4.6, выражает опускание уровня ГКК. Накопление мощного чехла позднеюрских — раннемеловых кокколитовых илов, очевидно, привело к сглаживанию многих, хотя и не всех, сохранившихся еще форм глубоководного рельефа дна. Местами продолжали существовать окаймляющие побережье карбонатные платформы, о чем свидетельствуют слои перетолженного мелководного карбонатного материала. Анаэробные придонные воды раннего мела благоприятствовали формированию битуминозных прослоев (разд. 11.4.6). Траектории погружения для разных частей континентальной окраины Тетиса показаны на рис. 11.41 и 11.42. На первой модели (рис. 11.41) погружение различных блоков рисуется как плавный процесс, подобный тому, какой происходит на срединных хребтах; можно считать, что это идеальные кривые погружения. Однако во многих местах последовательность фаций указывает на более сложную

историю погружения (рис. 11.42), в которой выделяются периоды подъема, стабильного состояния и ускоренного опускания [1260].

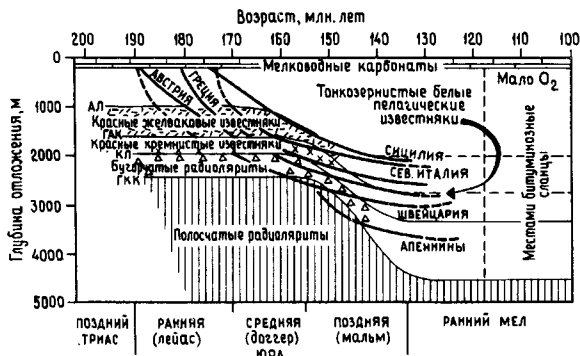
Многие из описанных выше мезозойских фаций Альпийско-Средиземноморского региона встречаются в виде экзотических блоков в Тибетских Гималаях и на Тиморе [158, 1097, 2542]; для этих образований применимы те же палеогеографические модели.

#### *Мел Венецианских Альп, Северная Италия.*

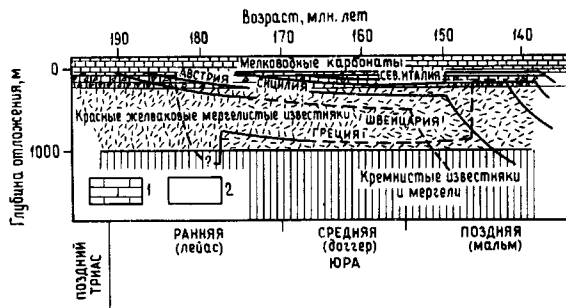
В отдельных районах Венецианских Альп (рис. 11.23) нижний мел представлен слегка окремнелыми белыми и розовыми нанофоссилиевыми микритами Бьянконе, содержащими замечательные кальцитом радиолярии и калпионеллиды [432]. Максимальная мощность этих фаций около 40 м, но обычно гораздо меньше; причем там, где эти отложения почти выклиниваются, они фациально замещены 15-сантиметровой зоной коричневых железистых фосфатных корок, угловатых фрагментов кремней и окатанных обломков микритовых известняков. Присутствуют в виде примеси мелкие зерна кварца и глауконита. Внутри известковой составляющей корки цементации найдены космические сферулы [433]. Минерализованные корки с заметным содержанием Ni и Co обычно замещают включенный в них микрит и известковые обломки. Время развития корки цементации охватывает часть среднего мела.

Над известняками Бьянконе залегает фация скаглия-росса, в типичном выражении представленная мергелистыми известняками от розовых до красных со слабо развитой желваковой текстурой, содержащими обильную известковую наофлору и фауну планктонных фораминифер. Следы жизнедеятельности многочисленны, включают *Thalassinoides*, *Chondrites*, а в верхних более мергелистых частях разреза — *Zoophycos* [1583]. В среднем и верхнем мелу имеются битуминозные горизонты, обогащенные ураном [98]. Спорадически встречается окатанная галька кристаллических пород, кварцитов и иного материала.

Скаглия-росса характеризуется также стратиграфическими перерывами и линзовидными конденсированными зонами или корками цементации, покрытыми красочными коричневыми Ni-Co-содержащими железисто-фосфатными корками, в которых местами наблюдаются вулканогенные обломки, зубы акул и брахиоподы ринхонеллиды [1562, 1583]. Выделяются две главные зоны цементации; более молодая на границе мела и палеогена несет обильную и сложную аутигенную минерализацию. Например, ходы роющих организмов, обычно заполненные более молодыми



**Рис. 11.41.** Идеализированная гипотетическая схема траекторий погружения континентальной окраины Тетиса. *АЛ* — арагонитовый лизоклин; *ГАК* — глубина компенсации арагонита; *КЛ* — кальцитовый лизоклин; *ГКК* — глубина компенсации кальцита. На кривой «Апеннины» показана предположительная траектория погружения ложа океана Тетис, ныне представленного лигурийскими офиолитами Северной Италии (см. разд. 11.4.2). Данная модель не учитывает влияния конседиментационной тектонической активности на траектории погружения. Ранний мел местами характеризовался низким содержанием кислорода в воде, что благоприятствовало накоплению битуминозных сланцев (см. разд. 11.4.6) (с изменениями по [98, 293]).



**Рис. 11.42.** Предполагаемые траектории погружения континентальной окраины Тетиса. Кривые глубина— время на этой модели, для построения которой были выбраны относительно мелководные объекты, не показывают плавного нисходящего хода, а испытывают влияние тектонического омоложения морского дна или ускоренного опускания. Пунктир обозначает периоды отсутствия отложения осадков [1260].

пелагическими или неритическими осадками, гётитом и фосфатом, могут иметь частично замещенные стенки; брекчии из переложженных обломков фосфатно-гётитовых корок и известняков могут сами нести наложенную минерализацию. Железисто-фосфатный материал имеет

обычно колломорфное строение и может, подобно минерализованным девонским и юрско-триасовым коркам цементации, содержать прикрепленные бентосные фораминиферы. В этих конденсированных фациях найдены также космические сферулы [433].

Используя критерии, описанные ранее (разд. 11.4.4), эти конденсированные и минерализованные пелагические слои мела интерпретируются как отложенные на глубинах фотической зоны на вершине, ограниченной сбросами подводной горы, так называемого плато Тренто (рис. 11.23, сравните с рис. 11.40) [432]. Высокое содержание космических сферул согласуется с таким представлением, поскольку эти магнитные шарики концентрируются на современных подводных горах, где скорости осадконакопления малы [1693]. Происхождение Ni и Co в железисто-фосфатных корках связано, вероятно, с диагенетической ремобилизацией этих внеземных составляющих. Осаждение самого фосфатного материала отражает, возможно, высокую продуктивность планктона (разд. 11.4.6); можно провести прямое сравнение с миоценовой историей плато Блейк, террасой Порталес и банкой Агульяс (разд. 11.3.6). Галька кристаллических пород в скаглия-росса, вполне возможно, также перенесена плавающими деревьями. Присутствие битуминозных сланцев в среднем и верхнем мелу плато Тренто показывает, что отдельные части этого сооружения были временами в контакте с бескислородными водами.

Важно отметить, что одновозрастные меловые фации в Италии включают глубоководные нанофоссилиевые известняки и мергели, а также отложения карбонатных платформ (рис. 11.23). В одном удивительно полном глубоководном разрезе Умбрийских Апеннин в Италии, в циклично-слоистых розовых известняках фации скаглия-росса были установлены магнитные инверсии, почти точно соответствующие аномалиям океанической коры [1542].

Для мела Мексики и Среднего Востока удаётся реконструировать в целом сходную картину карбонатных платформ и более глубоководных бассейнов [732, 734, 2629].

**11.4.5. Отложения эпиконтинентальных морей. Кембрийско-ордовикские черные сланцы и цефалоподовые известняки Балтийского щита.** На Балтийском щите, на площади 500 000 км<sup>2</sup> древней континентальной коры, очевидно затоплявшаяся в периоды особенно высокого стояния уровня моря, локально развиты черные сланцы и желваковые известняки раннепалеозойского возраста (разд. 11.4.6). Отсутствие терригенного об-

ломочного материала и мелководных отложений, бедность прикрепленного бентоса, малые скорости осадконакопления, признаки поверхностей несогласия и наличие корок цементации (хардграундов) свидетельствуют в пользу пелагической обстановки седиментации.

Средне- и верхнекембрийские отложения сложены мягкими черными глинами, обогащенными органическим веществом и пиритом; в них наблюдаются прослои и линзы битуминозных известняков, местами с обильной фауной трилобитов одного-двух видов [1498, 2438]. Брахиоподы редки, а биотурбация отсутствует. Эта кембрийская фация мощностью 10—20 м продолжается местами в начало ордовика, где содержит ветвистые (дендроидные) граптолиты, конодонты и в целом более обильную фауну, чем нижележащие слои. Местами на этом стратиграфическом уровне встречаются песчаные прослои. Над этими породами залегает пачка цефалоподовых известняков, обычно мощностью менее 50 м, которые распространяются до верхнего ордовика, где они переслаиваются с бентонитами [1227, 1228, 1230]. Цвет этих фаций варьирует от серовато-зеленого до красного и красновато-коричневого. Они представлены преимущественно яснослоистыми тонкозернистыми известняками с прослоями более мергелистых разностей. Локально встречаются желваковые горизонты, где известковые стяжения находятся в более мергелистой основной массе. Известняковые пласты выклиниваются или замещаются фациально мергелями. Часты мелкие складки в известняках (рис. 11.43) и поверхности несогласия [1229, 1497]. Складки могут быть обращены выпуклостью как вверх, так и вниз, обычно они одиночные и неизменно подстилаются недеформированным пластом мергеля. Длина волны складок обычно около 0,5 м или меньше, а амплитуда примерно 15 см; осевые части бывают изрыты сверлящими организмами, нередко поверхность явно корродирована. Поверхности несогласия или корки цементации обычно осложнены мелкими неровностями (ямками) и ходами организмов; они распознаются также по пленкам глауконита, фосфорита, пирита, гётита или гематита. Глауконитовые корки встречаются на верхней поверхности замков некоторых складок, а там, где складка расколота, покрывают внутреннюю ее сторону. В отдельных местах описаны осадочные силлы, сходные с развитыми в юре Тетиса (рис. 11.38) [1500].

Скелетные составляющие этих известняков (обычно в виде детрита) представлены остатками трилобитов и цефалопод наутилоидей, причем каждая из этих двух групп организмов мо-

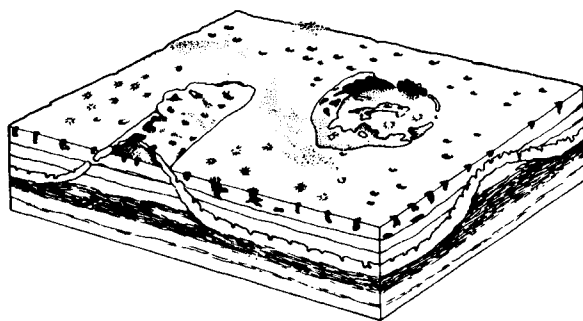


Рис. 11.43. Реконструкция дна ордовикского эпиконтинентального моря, которое заливало Балтийский щит. Изрытый организмами консолидированный известняк интерпретируется как поверхность несогласия, или хардграунд. Корродированные гребни частично погребенных складок возвышаются над дном; образование таких складок, вероятно, связано с процессами подводной литификации. Общая мощность пласта, показанного на схеме, примерно 30 см [1496].

жет местами преобладать в фауне. Кроме того, встречаются фрагменты иглокожих, остракоды, конодонты, гастроподы, брахиоподы и редкие мшанки. На конхах цефалопод и пигидиях трилобитов обнаружены следы прикрепления мшанок и иглокожих [1230]. Известняки представляют собой сильно биотурбированные биомикриты. Карбонат составляет обычно около 80% породы; остальное сложено большей частью глинистыми минералами, мельчайшими кристаллами кварца, шамозитом, зернами фосфата и глауконита. Шамозит и глауконит встречаются также в виде слепков мелких ископаемых организмов [1227, 1228].

Скорость осадконакопления составляет около 1 мм/1000 лет. Высокое содержание железистых минералов в известняках, принимаемое некоторыми за признак близости суши, можно объяснить золовым привносом вулканогенной пыли [1499, 1500]. Происхождение карбоната, однако, неясно (разд. 11.4.6); по-видимому, он представляет собой тонко перетертый детрит микрофосилий, в процессе измельчения которого, возможно, главная роль принадлежала сверлящим губкам [1498, 1501].

Подводная литификация является важным процессом (смотрите разд. 11.3.3, 11.3.6), ответственность которого легко устанавливается по частоте появления корок цементации (хардграундов), по формированию осадочных силлов в твердом субстрате и по сложным взаимоотношениям кальцитового цемента с морским глауконитом [1500, 1502]. Мелкие складки также, ве-

роятно, связаны с подводной литификацией; их образование лучше всего объясняется полигональными структурами расширения («вигвами»), созданными смещающими силами роста арагонитового или магнезиально-кальцитового цемента [2273]; подобные структуры были описаны на приливных отмелях в Персидском заливе, где в условиях низких скоростей осадконакопления происходит подводная литификация современных осадков [2243]. Признаки растворения поверхности дна в этих ордовикских известняках («корродированные» хардграунды и замки складок) не следует рассматривать как индикаторы глубины, близкой к ГКК; растворение и литификация могут протекать параллельно на глубинах несколько сотен метров [795]. Более того, коррозия может быть в значительной мере вызвана биологическими процессами, как в случае мезозойских пелагических известняков (разд. 11.4.4) [2108].

*Писчий мел мелового возраста Европы, Северной Америки и Среднего Востока.* Единственным, кроме описанного, примером эпиконтинентальных пелагических карбонатных фаций в стратиграфической летописи является писчий мел, отлагавшийся на разных континентах в течение позднего мела, так же как кембрийско-ордовикские пелагические известняки в условиях высокого стояния уровня Мирового океана (разд. 11.4.6; рис. 11.52). Все виды мела в фациальном отношении сходны между собой. Однако в мелах Западного Внутреннего бассейна США значительно больше сказалось влияние поступавшего со стороны окраин бассейна терригенного обломочного материала и субаэрального вулканического пепла. Речные выносы в этот бассейн были, по-видимому, также значительными. Климат центральных районов Северной Америки был типично континентальный, тогда как в Европе и, вероятно, на Среднем Востоке он был несезонный аридный.

Глауконитовый мергель. В основании толщи писчего мела юго-западной Англии залегает маломощный (0,3—4,8 м) стратиграфически конденсированный базальный слой, известный под названием «глауконитового мергеля», который представляет собой переход от обломочных осадков шельфа к пелагическим мелам. Это один из немногих примеров древних гемипелагических фаций [1333]. На эрозионной поверхности лежит базальный галечный горизонт мощностью до 30 м, состоящий из глауконит-карбонатных конкреций и черных глауконитизированных и фосфатизированных обломков раковин. Наружная поверхность этих желваков изъедена губками, двустворчатыми моллюсками и водоросля-

ми, покрыта устрицами и другими представителями эпифауны, а затем минерализована несколькими генерациями коричневого фосфата и зеленого глауконита. Выше этой грубообломочной зоны следует обычно фосфатсодержащий глауконитовый мел; он интенсивно биотурбирован и содержит нефосфатизированные губки, иноцерамы, брахиоподы, гастроподы, морские ежи и агерматипные кораллы. Фосфаты присутствуют в виде стяжений диаметром от миллиметров до сантиметров, по цвету от коричневых до черных. Многие из этих стяжений представляют собой четко различимые целые формы или фрагменты ископаемых организмов, особенно их внутренние слепки; они изрыты или обросли корками подобно конкрециям нижележащего слоя, а нередко наблюдаются глауконитовые налеты. Имеются явные признаки замещения карбоната апатитом, который образует также каемочный цемент. Петрографическими исследованиями удается установить многофазность сверления, инкрустации и минерализации.

Конденсированная природа глауконитовых мергелей, их специфический минеральный состав и нахождение в основании толщи писчего мела, позволяют интерпретировать их как гемипелагические отложения, грубо сопоставимые с осадками, ныне наблюдаемыми на банках у побережья южной Калифорнии, а более конкретно с реликтовыми фосфатами и глауконитами банки Агульяс у побережья Южной Африки (разд. 11.3.6). Глауконитовые мергели отчетливо маркируют фазу увеличения глубины и трансгрессии бассейна, в ходе которой пелагические условия распространились на эту часть Северной Европы. Переотложенные конкреции, а также последовательные генерации сверления, инкрустации и минерализации позволяют судить о сильных придонных течениях.

Глубина составляла, вероятно, несколько десятков метров. Подъем питательных веществ из более глубоких слоев воды или исходное плодородие трансгрессивного эпиконтинентального моря (разд. 11.4.6), вероятно, возбудили развитие фитопланктона, который достиг своего расцвета во время накопления самого писчего мела; следовательно, имел место «дождь» органического вещества на дно, которое в конечном счете и было поставщиком фосфатных ионов в процесс замещения литифицированных карбонатов (разд. 11.3.6).

Писчий мел Северо-Западной Европы. Писчий мел разлит во всей Северо-Западной Европе, его красочные разрезы мощностью в сотни метров обнажаются в береговых обрывах. Это рыхлые биомикриты, содержащие планктонные

и бентосные фораминиферы, кальцисферы, обломки двустворчатых моллюсков (главным образом *Inoceramus*), пластинки ежей, а местами мшанки, губки, агерматипные кораллы, брахиоподы, белемниты и аммониты. Крупные формы бывают инкрустированы эпифауной. Ясно определимые следы жизнедеятельности включают *Chondrites*, *Thulassinoides* и *Zoophycos*; обилие *Thalassinoides* резко отличает эти отложения от одновозрастных глубоководных карбонатов, где следы такого типа практически отсутствуют [709]. В большинстве горизонтов мел интенсивно биотурбирован. Тонкая фракция сложена в основном кокколитами и рабдолитами; эта нанофлора отличается от найденной в одновозрастных океанских и прибрежных фациях [1005, 1023]. Кокколиты из некоторых писчих мелов Северного моря несут признаки коррозии [1025]. Из некарбонатных компонентов присутствуют мельчайшие кристаллики кварца, мелкие аутигенные полевые шпаты, глауконит и фосфатные обособления, иллит и монтмориллонит. Некоторые полосы мергеля содержат обломки пемзы и вулканическое стекло [1896].

Нижние горизонты писчего мела особенно богаты глиной и в них проявлена цикличность; в отдельных верхних слоях формации в грабене Северного моря отложения также более глинистые и в конечном счете замещаются глинами и алевритистыми глинами [1025]. Окраинные варианты фации представлены глауконитовыми кварцевыми песчаниками и биогенно-обломочными (биокластическими) известняками. Кремневые стяжения (флинты) встречаются повсеместно, более мелкие разности их повторяют форму ходов илоедов, наиболее красочными примерами являются вертикальные кремневые «бочонки» (парамаудра) высотой порядка 5—9 м [358, 359]. В известковых ядрах некоторых флинтов встречены радиоларии.

В нормальном писчем меле слоистость не всегда выражена, хотя горизонты кремней прослеживаются четко. В качестве индикаторов напластования могут служить локально распространённые мергелистые горизонты, а также поверхности несогласий и корки цементации (хардграунды), описываемые ниже. В менее рыхлых мелах удастся разглядеть неотчетливую слоистость. Хотя писчий мел Англии и вообще большинство мелов — породы мягкие, землистые — при прослеживании из южной Англии на север фации мела становятся более твердыми и в конце концов замещаются полностью литифицированными белыми известняками Северной Ирландии [2129]. Эти известняки содержат битую ископаемую фауну и явно значительно более уплот-

нены по сравнению с мягким белым писчим мелом Англии: пористость ирландских фаций в среднем около 10%, тогда как в их наиболее типичных аналогах из южной Англии она составляет 30—40%.

Типичный разрез местами нарушен появлением желваковых разностей мелов, поверхностей перерывов и несогласий, литифицированных хардграундов [1334]. В одном конце спектра таких нарушений стоят поверхности перерывов, которые выявляются лишь по различным комплексам следов жизнедеятельности организмов и по литологическим различиям между выше- и нижележащими отложениями; в другом конце — окрашенные и минерализованные, изъеденные роющими и сверлящими организмами поверхности хардграундов, которые могут соответствовать значительным пробелам в палеонтологической последовательности [357, 1023]. Желваковый мел обычно связан с хардграундами, выражен в виде редко рассеянных в более мягкой биотурбированной породе сантиметровых стяжений; некоторые из них имеют резкие очертания, другие сливаются с основной массой. Местами, где наблюдается тонкое переслаивание желваковых мелов с пропластками мергелей, эти отложения становятся поразительно похожими на палеозойский гриотт и цефалоподовый известняк Европы, а также на аднетский известняк и аммонитко-россо мезозойского Тетиса (см. рис. 11.34). Имеются в них также конгломераты, желваки в которых изъедены и инкрустированы эпифауной.

Желваковый мел может латерально сменяться хорошо выраженной коркой цементации, характеризующейся плоской или бугристой поверхностью; к таким поверхностям часто приурочены ходы *Thalassinoides*, инкрустированные двустворчатыми моллюсками, серпулидами, мшанками, агерматипными кораллами и изъеденные водорослями, грибами, мшанками, усоногими ракообразными, губками, двустворчатыми моллюсками и червями [356, 357, 1005, 1332]. Сравнительно часто встречаются в хардграундах также гастроподы, скафоподы и аммониты [1023]. Для хардграундов характерна глауконитовая и фосфатная минерализация. Глауконит образует тонкие зеленые каемки замещения, постепенно исчезающие вниз от поверхности литифицированной зоны. Заполненные микритом камеры микрофоссилий представляют собой благоприятную микрообстановку глауконитизации. Глауконит встречается также в виде зерен размером от песчаных до гравийно-галечных. Фосфат выделяется в виде каемок замещения на самой поверхности хардграунда, на стенках ходов, на фрагментах

ископаемых и в виде отдельных зерен, в том числе зубов рыб. Там, где глауконит и фосфат встречаются вместе, глауконит (по петрографическим данным) предшествует фосфату. Окременение не затрагивает сам хардграунд, хотя мел под ним может содержать флинты. Хардграунды нередко очень обширны, прослеживаются на расстоянии десятков, а то и сотен километров. Фосфатные пеллетные мелы имеют локальное значение, особенно в северной Франции, где они залегают, как правило, на хорошо развитых хардграундах на дне широких эрозионных каналов шириной до 250 м, глубиной 30 м и длиной до 1 км [1250].

Каналы и банки с амплитудой рельефа до 50 м и длиной 1,5 км наблюдаются в верхнемеловом разрезе Нормандии [1336]. Банки, сложенные типичным писчим мелом, образуют серию перекрывающих друг друга линз, очерченных корками цементации и окремнелых ходов организмов: хардграунды венчают местами эрозионные поверхности, срезающие более древние отложения [894]. Вокруг банок развиты оползневые складки, брекчии, следы конседиментационных разрывных деформаций и внедрений. Среди фаций банок имеются гравийные отложения из детрита мшанок и иглокожих. Мшанковые холмики, также с оползневыми складками по периферии, встречаются в верхах мела и в основании третичного разреза Дании [1005, 2449].

Только изредка наблюдаются в писчем меле Англии осадочные деформации; в качестве одного из примеров можно привести сингенетические антиклинали, которые Гейл [894] описал в Гэмпшире: на этих структурах развиты хардграунды и оползни, а отложения, лежащие непосредственно над ними, сокращены. В ФРГ, ГДР и Северном море, однако, где мелы литифицированы, стратиграфия разреза существенно осложнена оползневыми телами, градационными пластами, галечными аргиллитами и сплошь деформированными осадками [2512, 2561].

Заслуживает внимания еще одна особенность: локальное развитие в толще писчего мела северо-востока Англии тонкого пропластка черных битуминозных глин (рис. 11.44). Эта полоска глины содержит пиритовые конкреции и целые рыбы, но бентос в ней отсутствует [2116]. Горизонт прослеживается с пропусками через Северное море в Скандинавию, ФРГ и ГДР; он напоминает подобные же прослои в Альпах и в других районах (разд. 11.3.3, 11.4.4, 11.4.6).

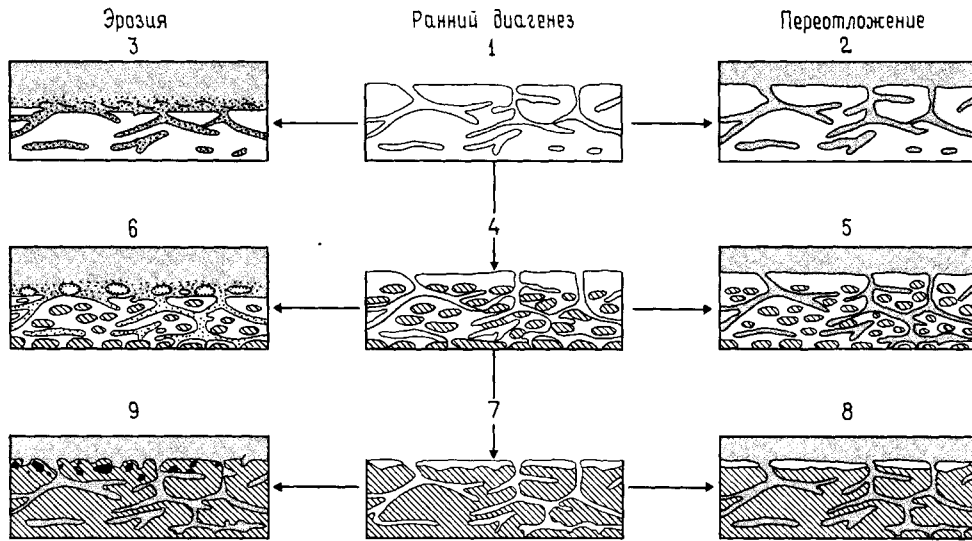
Состав писчего мела — биогенного осадка по меньшей мере на 75% сложенного планктоногенными компонентами — ясно показывает, что он принадлежит к пелагическим отложениям [1005,



Рис. 11.44. Тонкослистая битуминозная глина (блэк-бэнд), образующая прослой в мелоподобных известняках позднемелового возраста, содержит остатки рыб, пиритовые конкреции, но лишена бентоса. Этот богатый органическим веществом горизонт является лишь одним из многочисленных примеров данного стратиграфического уровня, встреченных в разных районах мира. Формирование этих широко распространенных богатых органикой сланцев связывают с общеокеаническим бескислородным событием, в ходе которого бескислородные океанские воды соприкасались с дном во многих частях Мирового океана (разд. 11.4.6.). На масштабной линейке — сантиметры. Саут-Ферриби, Хамберсайд, Англия.

1023]. Тот факт, что комплекс кокколитов в самых верхних горизонтах мелового писчего мела отличается от содержащегося в одновозрастных океанских и прибрежных осадках, указывает явно на обстановку открытого моря, но не настоящего океана, а, как и следовало ожидать, эпиконтинентального моря. Осаждение кокколитов (а также радиолярий) осуществлялось в составе фекальных комочков (пеллет), выделяемых копеподами и пелагическими оболочниками (разд. 11.3.1); скорости осадконакопления достигали временами 15 см/1000 лет. Это значительно больше, чем при образовании большинства современных и древних пелагических осадков. Отсутствие обломочного материала, за исключением окраин бассейна, возможно, связано с аридностью климата и отсутствием сезонных колебаний [1023, 1024]. Мелкие зерна обломочного кварца и иллит могут вполне иметь золотое происхождение, а монтмориллонит образовался по первично вулканогенному материалу [1846]. Незначительное развитие седиментационных деформаций свидетельствует, что уклоны дна были в целом пологие. Однако в тех районах, где наблюдаются в больших количествах турбидиты и оползни (часть Северного моря, ФРГ и ГДР),





**Рис. 11.45.** Диаграмма, показывающая соотношения между диагенезом, эрозией, захоронением, формированием желваковых известняков и корок цементации (хардграундов). 1) Пауза в осадконакоплении приводит к развитию слоя перерыва со следами жизнедеятельности организмов (*Thalassinoides*). 2) Будучи захороненным, он представляет собой поверхность перерыва. 3) При размыве формируется эрозионная поверхность; ходы роющих организмов заполняются калкаренитовым мелом, а эрозионная поверхность покрывается остаточным ракушечником. 4) При длинном перерыве осадконакопления ранний диагенез приводит к росту известковых конкреций в мягком осадке. Система ходов разрастается, причем организмы обходят конкреции. 5) Захоронение на этой стадии приводит к образованию желвакового мела. 6) В случае эрозии желваки переотлагаются, а ходы срезаются; желваковый мел перекрывается

конечным внутриформационным конгломератом, галька в котором может быть минерализована и изрыта камнеточцами. Промежутки между гальками и ходы заполняются перемытым калкаренитовым мелом. 7) Длительный диагенез вызывает разрастание конкреций и образование сплошного подповерхностного литифицированного слоя; более поздние ходы организмов локализуются только в существовавших до литификации древних ходах. 8) При захоронении такой слой, без всяких признаков вторичной минерализации, становится зарождающей коркой цементации. 9) В случае эрозии этот слой обнажается на дне моря и формируется настоящая корка цементации (хардграунд). Она может быть изрыта камнеточцами (ходы их показаны черным), покрыта эпифауной и минерализована с поверхности или изнутри. Все эти процессы развиваются также на стенках ходов [1333].

должен был существовать расчлененный рельеф и первостепенное значение имело влияние сингенетических тектонических движений, связанных с крупной системой грабенов.

Осадки на морском дне были в целом мягкие, несвязные; приспособившись к ним, фауна развивала свойства «снегоступов», помогающие ей не погружаться в жидкий ил. Однако глубже, уже примерно в 50 см от поверхности, осадки были, очевидно, достаточно твердые, чтобы сохранить ходы типа *Chondrites*, *Thalassinoides* и *Zoophycos* [1005]. Как в локальном, так и в региональном масштабе сингенетическая литификация привела к формированию желваковых мелов и хардграундов (рис. 11.45). Главным толчком к развитию этих явлений были, скорее всего, ограниченные скорости осадконакопления,

которые характеризовали участки локальной остановки погружения или более обширные регионы во времена обмеления бассейна; в обоих случаях важную роль играли, вероятно, ускоренные придонные течения [1334]. Примерами результатов деятельности этих придонных течений служат хардграунды и фосфатизированные борозды, которые врезаются в нижележащий мел на глубину до 50 м [894, 1250]. Малые скорости осадконакопления способствовали выпадению в подводных условиях магнезиально-кальцитового (?) цемента, так что корки цементации могли образоваться быстро, всего за несколько сот лет. На первых стадиях этого процесса образовались желваки, которые срастались, когда это было возможно, и образовали сплошной хардграунд. Локальная эрозия течениями вымыла жел-

которые были затем заселены организмами. Источником карбоната для первоначальной цементации могли служить растворение арагонита раковин моллюсков в верхних сантиметрах осадков или сама морская вода.

Глауконитизация и фосфатизация происходили в первую очередь в местах, где осадки были литифицированы в результате образования этого карбонатного цемента. Как и при образовании глауконитовых мергелей, длительное нахождение обнаженной поверхности напластования под воздействием покрывающих ее богатых питательными веществами вод дало возможность планктонному органическому веществу поддерживать процесс подповерхностного замещения осадков глауконитом и фосфатом. Началу замещения карбонатной корки глауконитом могло способствовать повышенное содержание магния в химически выпавшем кальците; после того как магний был израсходован, а магниезальный кальцит был превращен в низкомагнезиальный, главным продуктом замещения стал фосфат.

Если хардграунды соответствуют, как предполагалось выше, периодам регрессии, то они представляют собой, вероятно, наиболее мелководные фации писчего мела. Фаунистические и флористические признаки как будто подтверждают это, хотя вопрос остается спорным. Присутствие гастропод, предположительно питающихся водорослями, Кеннеди [1332] считает показателем трохиформных глубин менее 50 м, но Ханкок [1023] оспаривает этот критерий глубины. Маленькие дырочки, относимые к деятельности водорослей, могут свидетельствовать о фотических глубинах, хотя такая перфорация частична, а возможно полностью, произведена грибами [358]. Некоторые базальные слои писчего мела и фосфатизированные хардграунды имеют слоистую текстуру, напоминающую строматолиты; но она, скорее всего, бактериального происхождения, а значит, не зависит от освещенности. Хотя эти свидетельства и не однозначны, они позволяют предполагать, что некоторые хардграунды находились в условиях освещенности и что глубина была максимумом 150—200 м [1250, 2129]. Сходную величину получил Рид [1988] по фауне шестилучевых губок.

Если корки цементации (хардграунды) формировались на глубинах в первые сотни метров и представляют наиболее мелководные фации, то белый писчий мел и его эквиваленты в Северном море, в которых поверхности неотложения почти всегда отсутствуют, отлагались явно на больших глубинах, но насколько больших установить трудно. Те горизонты в мелах Северного

моря, которые содержат корродированные пластинки кокколитов, могли осаждаться на глубине 1—2 км, где придонные воды были относительно агрессивны. В тектонически более спокойных районах Европы кажется правдоподобной максимальная глубина порядка 600 м; батиметрические реконструкции по губкам и бентосным фораминиферам согласуются с этой цифрой.

Следует предположить, что придонные воды бассейна седиментации писчего мела были в целом кислородсодержащие, поскольку биотурбация ярко выражена по всему разрезу. Но обогащенная органическим веществом черная глина с бедной бентосной фауной, которая наблюдается в одном горизонте писчего мела вокруг Северного моря, указывает на появление временами анаэробных условий. Этот прослой и более широко распространенная глауконитовая и фосфатная минерализация, вероятно, отражают высокую продуктивность водоема и дефицит кислорода в придонных водах (разд. 11.4.6).

Писчий мел Западного Внутреннего бассейна Северной Америки. Среди верхнемеловых отложений Западного Внутреннего бассейна Запада Северной Америки (рис. 11.46) на разных стратиграфических уровнях встречаются мелы, местами обогащенные ракушей, а также мелоподобные известняки и глинистые известняки, похожие на аналогичные породы Европы; они образуют прослой между различными обломочными фациями в качестве элементов осадочных циклов [1024, 1314].

Среднемеловые известняки Гринхорн мощностью несколько десятков метров, перемежающиеся с бентонитами, представляют собой оливково-серые до оливково-черных биотурбированные мелоподобные известняки местами с конкрециями и слоистые глинистые мелы, которые содержат повышенные количества кварца, глинистых минералов, органического углерода и пирита [1064]. В известняках наблюдаются небольшие зоны пятнистого окремнения. В составе макрофауны имеются аммониты в виде слепков, которые концентрированы преимущественно в известняках, и двустворчатые моллюски, главным образом иноцерамы; крупные раковины инкрустированы местами эпифауной. Различные следы жизнедеятельности представлены формами *Chondrites* и *Thalassinoides*. Планктонные и бентосные фораминиферы многочисленны; местами они концентрированы в слои. Довольно часто встречаются остатки рыб и кальцисферы. Иноцерамовые и фораминиферовые биоспариты встречаются на некоторых горизонтах, особенно в нижних частях разреза, где в них наблю-

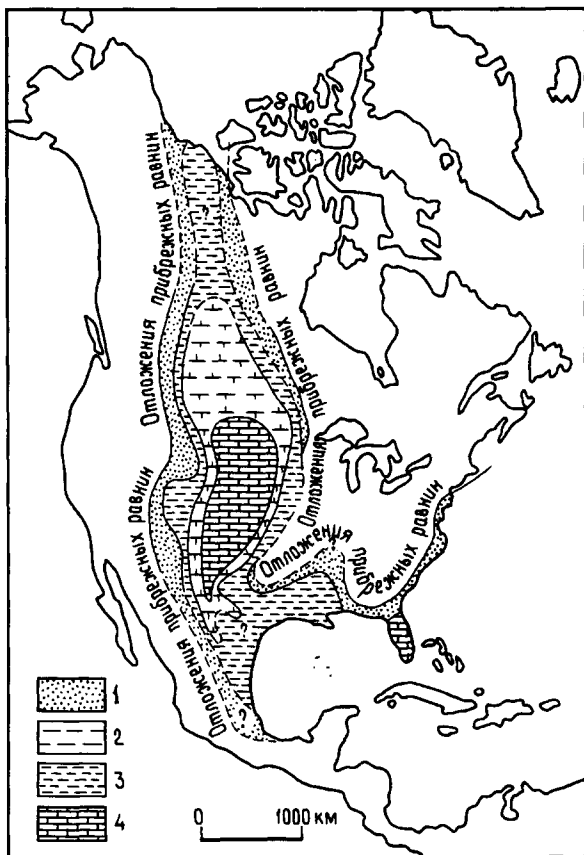


Рис. 11.46. Распространение осадков в Западном Внутреннем эпиконтинентальном море во время максимума морского цикла Гринхорн (поздний мел). Пелагические осадки развиты в центральной части бассейна и то только в момент высокого стояния уровня моря, когда терригенный материал перехватывался прибрежными ловушками [1314]. 1 — пески и алевриты; 2 — смешанные глинисто-карбонатные илы; 3 — темные глинистые илы; 4 — чистые пелагические карбонатные илы.

дается косая слоистость. Микроструктура этих мелоподобных отложений, как правило, пеллетная; сами пеллеты миллиметрового размера состоят из кокколитов и их детрита [1065]. В верхней части известняков Гринхорн количество бентосных организмов возрастает, а содержание органического вещества в осадках падает.

Выше известняков Гринхорн, отделяясь от них различными типами песчаников, глин и известняков, залегает мел Найобрэра позднемелового возраста [3861, 1066]. Эта свита (мощностью около 200 м) представляет собой оливково-серый до оливково-черного, четкостроистый или биотурбированный глиносодержащий фораминиферо-

во-кокколитовый микрит, богатый фекальными пеллетами. Темная окраска отражает присутствие органического вещества; там, где оно окислено, породы окрашены в разные оттенки серого, желтого, оранжевого и коричневого цветов. По всему разрезу встречаются бентониты.

Среди ископаемых чаще встречаются устрицы, двустворчатые моллюски *Inoceramus*, кости и чешуя рыб; реже — аммониты, белемниты и рудисты. В одном горизонте присутствуют в большом количестве остатки свободноплавающих криноидей *Uintacrinus*. Иноцерамы, рудисты и конхи аммонитов служили носителями разнообразных прикрепленных и сверлящих форм, в том числе устриц, мшанок, усоногих ракообразных, серпулид и губок. Следы жизнедеятельности, такие, как *Zoophycos*, *Trichichnus* и *Teichichnus*, встречаются часто только в базальных горизонтах свиты. В этой нижней части мела Найобрэра мелоподобные известняки местами косослоистые или параллельно-слоистые и заполняют небольшие каналы.

Накопление как известняков Гринхорн, так и мела Найобрэра происходило явно в крупном эпиконтинентальном море с нерасчлененным рельефом дна, вытянутом в субмеридиональном направлении через континент Северной Америки (рис. 11.46). Во времена максимальной трансгрессии, когда было широко развито накопление пелагических биогенных илов, бассейн имел длину порядка 5000 км и ширину около 1300 км. На его окраинах доминировали обломочные отложения, причем быстрое погружение препятствовало их проникновению во внутренние районы моря, где, таким образом, господствовали пелагические условия, за исключением периодов отступления моря во время регрессий. В регрессивные фазы соленость вод, возможно, уменьшалась, что отрицательно сказалось на некоторых представителях фауны и флоры [1066]. Как и при формировании писчего мела Европы, транспортировка кокколитов на дно происходила, вероятно, путем быстрого осаждения фекальных пеллет. В массе биогенного карбоната рассеян поступавший в бассейн глинистый терригенный материал и вулканический пепел. Дно моря большую часть времени было илистым, но в море Гринхорн в отличие от моря Найобрэра, формировались временами литифицированные слои, в которых концентрировались раковины аммонитов и иноцерамов, избежав погружения в жидкий ил. В бассейне Найобрэра единственными твердыми поверхностями были раковины двустворчатых моллюсков и аммонитов, на которых могли закрепляться устрицы и другие представители эпифауны.

Однако, как и всюду (разд. 11.4.6), средний и частично поздний мел характеризовались в Западном Внутреннем бассейне развитием бедных кислородом придонных вод, обусловивших накопление обогащенных органическим веществом осадков с угнетенной донной фауной [878]. Базальные фации Гринхорн и Найобрэра отлагались явно в условиях турбулентных хорошо аэрированных вод; это подтверждается многочисленными примерами кривой слоистости и наличием небольших каналов, возможно приливных [861, 1065].

Вопрос о глубине этих бассейнов с пелагической седиментацией вызвал дискуссии. По фауне фораминифер (соотношению планктонных и бентосных) и по оценке крутизны палеосклонов Эйхер [704] предположил, что в море Гринхорн она была порядка 500—1000 м. Однако стратиграфические, палеоэкологические и тектонические соображения приводят к выводу о более умеренных глубинах порядка 30—90 м [1064]. На основании седиментологических и палеонтологических особенностей базальных горизонтов мела Найобрэра Фрей [861] сделал вывод о последовательном увеличении глубины в пределах разреза в диапазоне между 100 и 200 м. Хеттин [1066] на основании недавних оценок эвстатических колебаний уровня моря в меловом периоде предположил для формации глубину между 150 и 300 м. Эти меньшие цифры кажутся более правдоподобными, хотя различие точек зрения показывает, насколько трудно получить согласованные палеобатиметрические величины. Скорости осадконакопления для мела Найобрэра по оценкам составляют 36 мм/1000 лет.

Мел Ближнего Востока. В некоторых районах Ближнего Востока развиты отложения мела позднемелового возраста. Эти пелагические фации, более литифицированные в основании, подстилаются мелководными карбонатами и перекрыты глинами, снова мелом и известняками с кремнями [816, 7817, 2124]. Мощность мела порядка 200 м, но меняется латерально. Окраинные фации представлены песчаниками, конгломератами и мелководными карбонатными породами. Эти мелы сравнимы со своими европейскими и американскими аналогами.

**11.4.6. Пелагические разрезы и палеоокеанология.** Пелагические фации, как и любые другие осадки, являются функцией обстановки осадконакопления. Однако, как было показано выше (разд. 11.3.1), физические, химические и биологические условия в океане менялись во времени, и такие изменения могли сильно влиять на образующиеся осадки. Важнейшими переменными явля-

ются здесь апвеллинг, плодородие вод, их аэрация, колебания относительного уровня моря и ГКК, а также эволюционные изменения в биоте. Одни из этих переменных действуют постепенно, другие — столь быстро, что привели в последние годы к признанию концепции ступеней, или океанологических «событий». Многие усилия были сосредоточены на выявлении изотопных сигналов таких «событий» в третичных и четвертичных глубоководных осадках [201, 1034]. Такие явления никоим образом нельзя считать присутствующими только лишь этой части фанерозоя; однако запись их в палеозойских и мезозойских осадках более скудная, свидетельства неоднозначны и интерпретация менее надежная. Ниже рассмотрен ряд палеоокеанологических сюжетов, зафиксированных в летописи пелагических разрезов.

*Осадочные циклы и механизм Миланковича*  
Цикличность седиментации может проявляться в любых пелагических осадках, не загрязненных обломочным материалом [2154]. Плейстоценовые осадочные циклы, отражающие различное содержание глинистого вещества и карбонатов, хорошо развиты в крупных океанических бассейнах, где коррелируются с периодичностью ледниковых и межледниковых эпох, и, вероятно, причинно связаны с ними (разд. 11.3.1). Такие глинисто-карбонатные циклы явно диахронны в Индийском и Тихом океанах, где они местами прослежены в прошлое вплоть до эоцена [603, 1080]. В течение юры и мела, когда Земля была, как считают, свободна от льдов, развилась другая разновидность седиментационных циклов, выраженная закономерной сменой содержания глины, карбоната и органического углерода в глубоководных осадках Атлантики [591]. Оледенение, таким образом, не обязательная предпосылка для цикличности.

Цикличность проявлена в большинстве обнажающихся на суше пелагических фаций. Одним из примеров могут служить радиоляриты всех возрастов с их характерной ленточной слоистостью (рис. 11.22). Другой пример представляют глины, мергели, известняки и черные сланцы мелового возраста, залегающие над офиолитами Италии в Лигурии (разд. 11.4.2). Стратиграфически более растянутые толщи с ритмичным чередованием серых мергелей и известняков, а также красных, розовых и белых известняков континентальной окраины мезозойского Тетиса (разд. 11.4.4) также отличаются явной цикличностью, хотя в более конденсированных разрезах циклический сигнал не столь четко выражен, вероятно, потому, что седиментация протекала недостаточно быстро, чтобы отражать закономер-

ные изменения в характере осаждающегося материала. Подобным же примером «смазанных» циклов может служить палеозойский желваковый гриотт (рис. 11.34). Циклы выражены также в ордовикских известняках и мергелях Балтийского щита (разд. 11.4.5). Сходные вариации можно наблюдать в диатомовой формации Монтерей в Калифорнии, а особенно ярко они проявлены в сходных с ней фациях Средиземноморского региона, где длительность циклов измеряется периодом от 12 000 до 29 000 лет [1637]. Здесь циклы связаны с колебаниями уровня моря, вероятно контролируемые оледенениями (рис. 11.32).

Для формирования осадочного цикла требуется, очевидно, различие в составе осадочного материала. В писчем меле, например, цикличность развита в глинистых частях разреза и теряется в более чистых верхних горизонтах (разд. 11.4.5). Такие внешне нециклические разрезы могут тем не менее проявить закономерные вариации изотопного состава кислорода и углерода, а также других свойств, различимых на микроскопическом и субмикроскопическом уровнях.

Интерпретация этих циклов, которые могут быть фундаментальными характеристиками пелагических осадков, связана с параметрами орбиты Земли и их влиянием на климат, т. е. с механизмом Миланковича [197, 1667]. Миланкович предполагал, что прецессия земной оси, наклон и эксцентриситет орбиты Земли (периоды примерно 21 000, 43 000 и 100 000 лет соответственно) являются главной движущей силой крупных климатических изменений. Если Земля находится в потенциально ледниковом состоянии из-за благоприятного положения континентов, то сезонные и широтные вариации распределения поступающей солнечной радиации могут вызвать оледенение [543]. Периодичность оледенений и межледниковий плейстоцена коррелируется наиболее четко со 100 000-летними циклами [1220]. Полярные ледовые шапки могут в свою очередь генерировать холодные придонные воды, которые вызывают подъем уровня лизоклина и ГКК (разд. 11.3.1), увеличивая тем самым площади дна океана, подверженные влиянию растворения карбоната, и уменьшая величину отношения карбоната к глине в донных отложениях. Таким образом, глубоководные осадки, отложенные в ледниковые периоды, должны быть обеднены карбонатами. Для плейстоценовых циклов Атлантики, это действительно так, но в плейстоцене Индийского и Тихого океанов установлена обратная корреляция, и это свидетельствует о сложности данной системы [900]. Изменения в картине ветров и морских течений, в равной ме-

ре контролируемых климатом, влияют на поступление тонкозернистого терригенного материала и могут также привести к возникновению циклов через различия в степени разбавления биогенных карбонатов глиной. Еще одной переменной являются апвеллинги с их сильнейшим влиянием на продуктивность планктона. Регулярные смещения экваториальной зоны высокой биопродуктивности могут, например, быть причиной некоторых глубоководных седиментационных циклов, скажем обогащения осадков органическим веществом, которые будут в таком случае диахронными [262, 603].

Наиболее успешно принцип закономерных климатических колебаний был применен при интерпретации пелагических осадков мелового возраста региона Тетиса [262, 263, 2154]. Периодичность глинисто-карбонатных циклов свиты скаглия-росса в Италии (разд. 11.4.4) составляет около 20 000 лет, что близко соответствует периоду прецессии. Сходная периодичность установлена для белых нанофоссилиевых известняков Майолика этого же региона. В обоих случаях, если разрез полный, слои можно сгруппировать в пачки по пять, длительность формирования которых (около 100 000 лет) приблизительно соответствует циклу эксцентриситета. Вероятный период изменения наклона эклиптики (около 50 000 лет) может также быть прослежен в этих разрезах.

Хотя исследование влияния астрономических факторов на пелагическую седиментацию находится пока еще в начальной стадии, это, очевидно, один из мощных и перспективных методов точного стратиграфического подразделения разрезов.

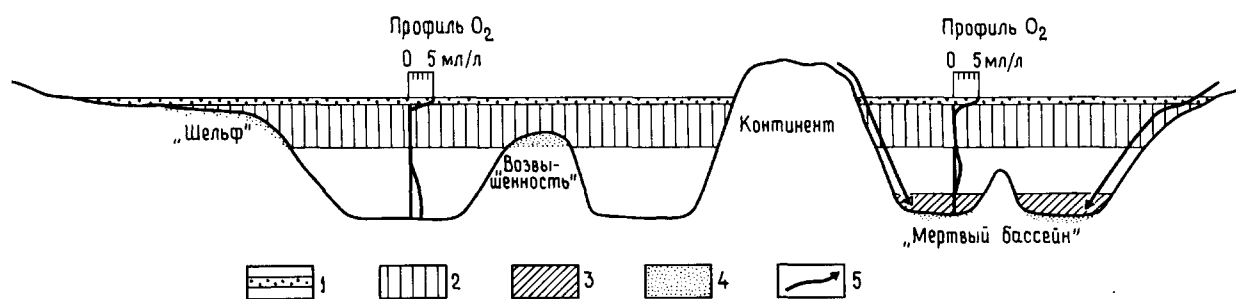
*Черные сланцы, фосфориты и анаэробные события в океане.* Образованию черных обогащенных органическим веществом сланцев благоприятствуют условия высокой биологической продуктивности поверхностных вод и (или) обильное поступление детрита высших наземных растений. Доля захороненного в осадках органического углерода зависит от скорости и способа его транспортировки на дно, от содержания кислорода в промежуточных и придонных водах, от гранулометрии осадков и от скоростей осадконакопления [601]. Рассмотрение перечисленных факторов приводит к выводу, что модели формирования черных сланцев можно разделить на два крайних типа: усиленная поставка и хорошая сохранность. Примерами бассейнов первого типа служат Калифорнийский залив и бассейн Санта-Барбара — районы с высокой продуктивностью планктона, интенсивной зоной кислородного минимума и аккумуляцией богатых орга-

никой восстановленных осадков (рис. 11.4, разд. 11.3.5, 11.3.6). Примером второго типа может быть Черное море с его соленостной стратификацией и в значительной части бескислородной водной толщей. Хотя биопродуктивность поверхностных вод моря сравнительно невысока, в нем тем не менее накапливаются богатые органикой осадки, так как органическое вещество разлагается не полностью. В настоящее время обогащенные органическим углеродом осадки в центральных частях крупных океанических бассейнов не отлагаются, но в прошлом ситуация, как мы увидим, была иной.

Палеозойские глубоководные граптолитовые сланцы представляют собой глобально развитые фации обогащенных органическим веществом осадков, но установить первоначальную обстановку их отложения трудно. Более информативны мезозойские, особенно меловые, черные сланцы — анаэробные фации этого периода были вскрыты бурением в Атлантическом и Тихом океанах не только на дне котловин, но также на подводных горах, асейсмичных хребтах и плато (разд. 11.3.3, 11.3.5), т. е. в широком палеобатиметрическом диапазоне в океанах разного размера и формы. Имеется также значительное количество данных по обнажениям меловых отложений на суше (разд. 11.4.2, 11.4.4, рис. 11.44) [1261]. Как для палеозойских, так и для мезозойских примеров четко установлено, что накопление богатых органикой черных сланцев и сходных с ними фаций происходило в особый промежуток времени на обширных площадях [794, 1261, 1489]. Формирование черных сланцев не обязательно

зависело от локальной конфигурации бассейна, и модель Черного моря в общем к ним неприменима. Благоприятные для черных сланцев интервалы времени были взяты за основу определения длительности так называемых океанических «бескислородных событий» [2119], в течение которых содержание растворенного кислорода на определенных уровнях водной толщи Мирового океана, особенно в зоне кислородного минимума, было необычайно низким (рис. 11.47). Хотя вопрос, являются ли эти «события» одновозрастными и действительно глобальными или они возникают благодаря сочетанию местных факторов среды, вызывает споры, детальными стратиграфическими исследованиями была установлена синхронность одного такого события в меловое время на большей части планеты [2116]. Главными периодами усиленного накопления и сохранения органического углерода в глубоководных условиях являются: средняя часть кембрия, начало среднего ордовика, ранний силур, поздний девон, ранний карбон, ранняя и поздняя юра, средний и поздний мел [94, 1478]. Изотопные данные подтверждают, что в течение некоторых из этих временных интервалов имели место нарушения баланса углерода, связанные с захоронением возросших количеств органического вещества (см. рис. 11.49) [2131].

Причинами таких событий считают медленное обновление ресурсов кислорода в придонных водах в условиях отсутствия полярных ледовых шапок, высокую температуру вод океана, уменьшающую растворимость кислорода, повышенную биопродуктивность или лучшие условия



**Рис. 11.47.** Модель Мирового океана с более интенсивным и расширенным (по сравнению с современным) слоем кислородного минимума, который омывает подводные возвышенности, континентальные склоны и шельфы, благоприятствуя накоплению обогащенных органическим веществом сланцев. Стагнация придонных вод в отгороженных бассейнах также способствует формированию битуминозных осадков. Такие условия обеднения кислородом промежуточных и придонных

вод соответствуют бескислородным событиям в океане. Моделью крупного океана служил Тихий океан мелового периода, а моделью небольшого — Атлантический океан также мелового периода [2119]. 1 — верхний перемешанный слой с интенсивной фиксацией углерода; 2 — слой кислородного минимума; 3 — стагнированные придонные воды; 4 — обогащенные углеродом осадки разного типа; 5 — остатки наземной растительности.

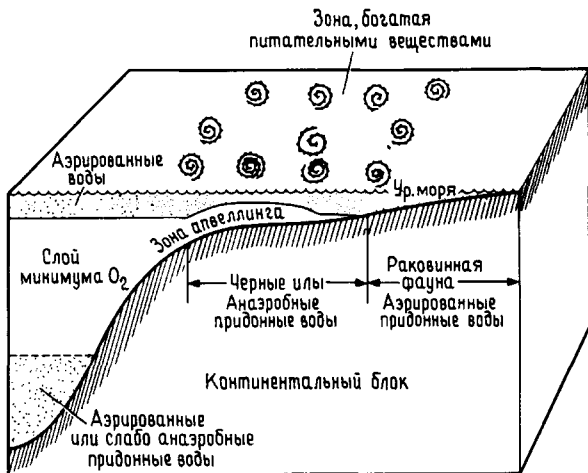


Рис. 11.48. Схематическая блок-диаграмма раннепалеозойского континентального шельфа, показывающая условия апвеллинга и обеднения кислородом промежуточных и придонных вод во время неледникового высокого стояния уровня моря (см. рис. 11.4). Там, где богатые питательными веществами воды поднимаются к поверхности, развиваются в большом количестве граптолиты [218].

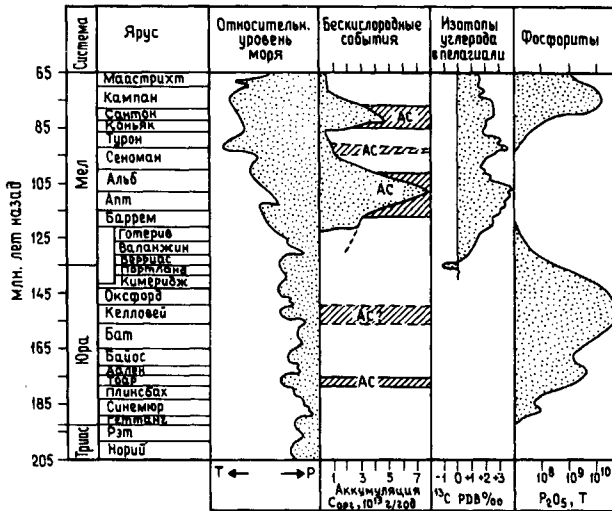
сохранности органики. Существует хорошая корреляция между «бескислородными событиями» и трансгрессиями, проходящая по всей геологической истории. Затопление континентальных шельфов могло привести к формированию умеренно глубоких плодородных эпиконтинентальных морей, где в результате бактериального окисления фито- и зоопланктона возник интенсивный минимум кислорода (рис. 11.4) [1261]. Мы можем, следовательно, различить две крайние палеоокеанологические ситуации: 1) «состояние холодильника» — ситуация ледниковой Земли с низким стоянием уровня моря, хорошо перемешанным аэрированным океаном; 2) «состояние теплицы» — неледниковая Земля с менее перемешанным океаном, высоким стоянием уровня моря, интенсивным круговоротом биогенных элементов на шельфах и с тенденцией анаэробности [793]. Приложение такого принципа к нижнепалеозойским граптолитовым сланцам иллюстрируется рис. 11.48.

Если принять, что восстановительные условия шире распространены во время «бескислородных событий», уместно рассмотреть стратиграфическое положение фосфоритов, чей генезис связан с наличием органического вещества. На мелкомасштабном уровне обращает на себя внимание факт, что в корках цементации триаса

и юры преобладают гидроксиды Fe и Mn, тогда как ассоциация гидроксидов Fe, фосфатов и глауконита типична для мелового периода, когда воды океана были, по-видимому, менее окислительными и когда в осадки поступало больше органического вещества и фосфора (разд. 11.4.4). Сходные изменения в характере минерализации наблюдаются в современных океанах: миоценовая фосфатная минерализация на плато Блейк и современные хемогенные железомарганцевые образования отражают резко окислительные условия (разд. 11.3.6).

Важно, однако, подчеркнуть, что существует отрицательная корреляция между главными «океаническими бескислородными событиями» и глобальными закономерностями фосфатонакопления, в которых также ярко проявлена периодичность с послетриасовыми пиками в поздней юре, позднем мелу, раннем эоцене и среднем миоцене (рис. 11.49) [96]. Возможно, что во времена накопления органического углерода в анаэробных условиях фосфор оставался связанным в составе органического вещества и не мог вторично концентрироваться. Фосфатная (и глауконитовая) аутигенная минерализация развивается главным образом в слабо восстановительных условиях; глобальные пики фосфатообразования, возможно, совпадают с началом или концом анаэробных событий. Однако такие локальные факторы, как апвеллинг на шельфах или вокруг подводных гор, могут затмевать эти более долгопериодные региональные эффекты.

**Загадка радиоляритов и диатомитов.** Радиоляриты представляют собой типичные палеозойские и мезозойские пелагические фации, но их типичный ленточно-слоистый облик, обусловленный повторяющимся переслаиванием сантиметровых кремневых слоев и тончайших глинистых пропластков (см. рис. 11.22), не имеет аналогов среди пород, добытых со дна океана [1264]. Поэтому, интерпретируя ленточно-слоистые радиоляриты просто как литифицированные радиоляриевые илы, мы допустили бы неоправданное упрощение. Наличие в некоторых кремневых слоях градационной и косослоистой текстуры указывает на переотложение, и, возможно, что в некоторых случаях ленточная слоистость образовалась именно в результате переотложения, а глинистые пропластки представляют наиболее тонкозернистые элементы градационных пластов [150, 1296, 1797]. Однако во многих разрезах градационность отсутствует, а ленточная слоистость сохраняется. Одним из возможных объяснений является диагенетическое разделение первично гомогенного осадка, но изучение оползневых складок (рис. 11.22) показывает, что



**Рис. 11.49.** Диаграмма, иллюстрирующая прямые и обратные зависимости между относительным уровнем моря, бескислородными событиями в океане, изотопами углерода в пелагических известняках и накоплением фосфатов. Анаэробные события (АС) коррелируются с высоким стоянием уровня моря и с обогащением известняков тяжелым изотопом углерода  $^{13}\text{C}$ : захоронение и накопление огромных количеств органического вещества, относительно обогащенного  $^{12}\text{C}$ , как считают, приводят к возрастанию отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в водах Мирового океана, а следовательно, и в пелагических карбонатах, выпадающих в нем путем биологической секреции. Основные эпохи накопления фосфатов не коррелируются с меловыми бескислородными событиями: при крайнем региональном обеднении вод кислородом фосфор остается в составе хорошо сохраняющегося органического вещества, не образуя крупных скоплений фосфатов на шельфе и на верхней части континентального склона [96]. Т — трансгрессия; Р — регрессия.

кремнисто-глинистые пары слоев существовали уже тогда, когда осадок был достаточно мягким, чтобы подвергаться пластической деформации, а это наводит на мысль о первичности ленточной слоистости. Самой привлекательной на сегодняшний день является гипотеза, рассматривающая ленточную слоистость как первичную ритмичность, вызванную длиннопериодными колебаниями продуктивности и обилия радиолярий, т. е. как отражение климатических циклов Миланковича.

Взаимоотношения офиолитов и кремнистых пород также неясны. Многие мезозойские офиолиты непосредственно перекрыты радиоляритами (разд. 11.4.2), что не похоже на современную ситуацию, когда срединные хребты поднимаются выше ГКК и покрыты пелагическими карбо-

натными осадками, которые при погружении хребта фациально сменяются пелагическими глинами или кремнистыми илами (рис. 11.12). В Лигурийских Апеннинах и в массиве Троодос (разд. 11.4.2) разрез ненормален вдвойне, так как базальные бескарбонатные радиоляриты или умбра перекрыты здесь известняками и мелами. Кажется вероятным, что по крайней мере в случае юрского разреза в Лигурии мы видим, как первоначально мелководная ГКК (2,1—2,5 км по Уинтереру и Бозеллини [2642]) быстро опускалась в результате резкого возрастания продуктивности известкового нанопланктона (рис. 11.41). Меловой разрез Троодоса требует иного объяснения, поскольку там в это время был в изобилии фораминиферовый и нанофоссилийный карбонат: базальные бескарбонатные кремнистые осадки могли здесь возникать под влиянием кислых гидротермальных источников, которые растворили первичный карбонатный покров [2039].

Третья проблема — это природа океанического бассейна, в котором ленточные радиоляриты отлагались. Многие офиолиты формировались, очевидно, скорее в «малых океанах», чем в зрелых бассейнах, вроде современного Атлантического или Тихого океанов; значит, радиоляриты могут быть связаны не с глобальными океанологическими условиями, а с местными их особенностями [1264]. В малых бассейнах ГКК занимает, как правило, относительно мелководное положение, способствуя накоплению бедных карбонатами осадков. Современные аналоги, такие, как Калифорнийский залив и Тихоокеанские задуговые бассейны, имеют сложный рельеф; трогии центров спрединга и трансформных разломов могут достигать глубины 3—3,5 км, превышающей обычную глубину гребней типичных срединных хребтов.

Эти бассейны вокруг Тихого океана отличаются также высокой биопродуктивностью и интенсивной седиментацией диатомовых илов [408, 409, 1509]. Диатомеи заняли место радиолярий в процессах извлечения большей части растворенного кремнезема в океанах и в настоящее время содержат в себе 70—90% взвешенного  $\text{SiO}_2$  в водах Мирового океана. Однако в среднем мезозое, прежде чем диатомеи стали господствовать, районы с богатыми пищей водами, возможно, характеризовались обилием радиолярий. Хотя скорости накопления диатомитов в интервале миоцен — настоящее время (сантиметры в 1000 лет) намного выше определенных для радиоляритов, при пересчете на абсолютные массы  $\text{SiO}_2$  (в  $\text{г/см}^2 \cdot 1000$  лет) эти величины для двух групп силицитов перекрываются (рис. 11.50). Та-



ким образом, глобальные скорости извлечения кремнезема мезозойскими радиоляриями сравнимы с аналогичными величинами для кайнозойских и современных диатомей. Как радиоляриты, так и диатомиты являются осадками зон высокой продуктивности.

Радиоляриты района Тетиса отлагались на океанической коре и на континентальных окраинах в поздней юре, подобные им кремнистые осадки сходного возраста широко распространены также в Калифорнии (разд. 11.4.2). Тогда возникает вопрос: относятся ли такие фации к определенным периодам времени или отражают факторы среды, свойственные малым океаническим бассейнам? При детальном рассмотрении стратиграфический диапазон богатых радиоляриями осадков мезозойского Тетиса оказывается довольно изменчивым, местами распространяясь на поздний мел; то же самое справедливо и для францисканских силицитов Калифорнии [1264]. Поэтому может быть проще предположить, что, как только в каком-нибудь мезозойском «малом бассейне» создавались условия высокой продуктивности при умеренной глубоководности, в нем накапливались толщи радиоляриевых осадков. Высокая продуктивность могла быть результатом благоприятной конфигурации бассейна и схемы циркуляции вод; позднеюрского глобального радиоляриевых «события» как такового возможно и не было [1187].

Ингл [1222] пришел к почти противоположному выводу о третичных диатомитах, которые отличаются своим широким распространением в миоцене (разд. 11.4.3). Одновременное обилие миоценовых фосфоритов (рис. 11.49) по сравнению с их слабым развитием в настоящее время выделяет эту часть третичного периода как эпоху особенно мощного апвеллинга. Если принять, что апвеллинг в общем связан с системой ветров и океанских течений, то вероятно, толчком к возникновению миоценовых диатомитов был климатический фактор. Ингл [1222] выявил временную, а возможно, и причинную связь между началом крупного оледенения в Антарктиде и глобальным увеличением в среднем миоцене продукции биогенного кремнезема вокруг Тихого океана (рис. 11.51), похолодание усилило атмосферную и океанскую циркуляцию, что привело к ускорению апвеллинга и интенсификации кислородного минимума. Другим важным фактором является всплеск тектонической активности, приведший к формированию подходящих бассейнов седиментации в это же время.

Большинство палеоокеанологических исследований по биогенным кремнистым породам было сосредоточено на кайнозое и мезозое. Одна-

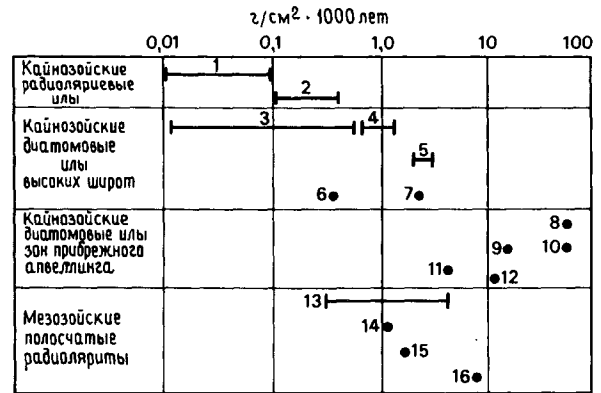


Рис. 11.50. Скорости накопления (абсолютные массы), г/см<sup>2</sup> · 1000 лет современных и древних биогенных кремнистых осадков (шкала логарифмическая). Скорости накопления мезозойских полосчатых радиоляритов частично перекрывают диапазон скоростей аккумуляции третичных диатомовых илов в районах прибрежных апвеллингов, что указывает на сравнимые скорости кремнезема накопления и, вероятно, экстракции кремнезема из морской воды. Более высокие значения скоростей накопления третичных и современных диатомовых илов способствовали захоронению органического вещества и формированию нефтегазоматеринских пород, тогда как медленно накопившиеся мезозойские радиоляриты, как правило красочные и окисленные, содержат исчезающе мало органического вещества [1264]. Фактические данные: 1 — северная часть Тихого океана, низкопродуктивные районы, голоцен; 2 — экваториальная часть Тихого океана, скважины глубоководного бурения, от эоцена до современности; 3 — Антарктика, скважины 226 и 277 глубоководного бурения, доплиоценовые; 4 — Антарктика, плиоцен — четвертичные; 5 — Берингово море, голоцен; 6 — северная часть Тихого океана, гайот Мейджи, плейстоцен; 7 — северная часть Тихого океана, гайот Мейджи, скважина 192, верхний миоцен-плиоцен; 8 — восточная часть Тихого океана, бассейн Каскадия, голоцен; 9 — Калифорнийский залив, скважина 480, четвертичные; 10 — Калифорнийский залив, голоцен; 11 — Калифорния, формация Монтерей, верхний миоцен — нижний плиоцен; 12 — Сицилия, формация Триполи, верхний миоцен; 13 — Австрия, ГДР и ФРГ, Северные Известняковые Альпы, верхняя юра; 14 — Северная Италия — Швейцария, Ломбардский бассейн, верхняя юра; 15 — Калифорния, Францисканская формация, верхняя юра; 16 — Япония, верхний триас.

ко, вероятно, что модели для мезозойских радиоляритов можно распространить также на их палеозойские аналоги.

*Неопределимый карбонат в геологической летописи.* Значительная часть пелагического карбоната, очевидно, образована не за счет нанофоссилий, которые в отложениях древнее се-

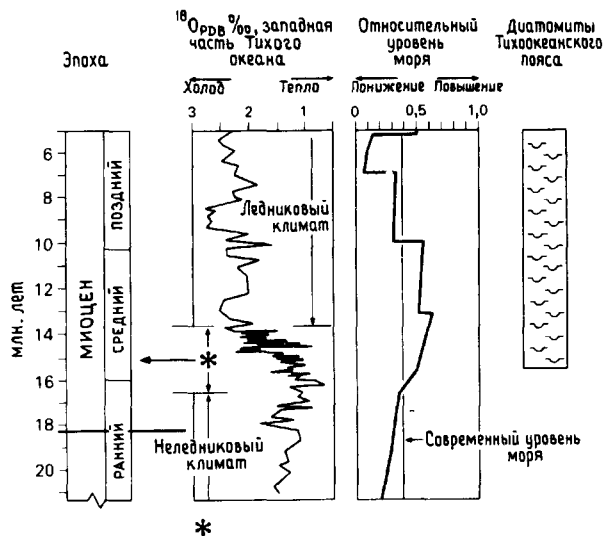


Рис. 11.51. Глобальные климатические и эвстатические события миоцена и стратиграфическое распространение миоценовых диатомитов вокруг Тихого океана. Видно, как начало накопления диатомитов коррелируется с быстрым нарастанием Антарктического ледникового щита, которое само регистрируется изотопно-кислородными определениями в осадках западной части Тихого океана. При формировании ледникового щита изотоп  $^{16}\text{O}$  селективно извлекается из системы океан—атмосфера, что приводит к обогащению морской воды изотопом  $^{18}\text{O}$ . Прекращение кремненакопления связано с интенсивной поставкой в бассейн грубозернистого обломочного материала [1222].

редины мезозоя встречаются редко. Хотя проблематичные находки нанофоссилий в перми и карбоне известны, они явно не имеют там пороодообразующего значения [1677, 1909]. Пермский покров пелагических карбонатных осадков на офиолитах горы Дан сложен, возможно, целиком продуктами дробления раковин моллюсков (разд. 11.4.2). В триасе нанофоссилии редки, но в ранней юре они встречаются местами в больших количествах [796]. Однако первичный вклад нанофоссилий в осадок часто меньше, чем это кажется на первый взгляд, из-за обрастания их вторичным кальцитом в ходе диагенеза; некоторые юрские пелагические карбонатные осадки состоят всего на 10—15% из нанофоссилий [1295]. Возможно, что многие примитивные наупланктонные организмы были не полностью кальцифицированы и при их распаде в осадки попали лишь неопределимые кристаллиты [1254]. Известковые нанофоссилии при раннем диагенезе могли также разрушаться или по крайней мере становиться неузнаваемыми, как это наблюдается в плейстоценовых магнезиально-кальцитовых микритовых обломках из Красного

моря (разд. 11.3.5) и в желваковых фациях аммонитико-россо Тетиса, которые независимо от возраста лишены нанофоссилий даже в тех случаях, когда пласты, лежащие выше и ниже, переполнены ими [1256]. Некоторое количество микритового карбоната может поступать в осадки за счет выщелачивания кальцитовых скелетов макрофоссилий, как это предполагается для ордовикских отложений Балтийского щита (разд. 11.4.5). Растворение арагонитовых раковин может дать материал для образования кальцитового цемента. В малых пелагических бассейнах, где соленость вод была повышенной, могло иметь место хемогенное осаждение магнезиального кальцита, как в Средиземном и Красном морях (разд. 11.3.5). Тектонические факторы могут также вызвать перекристаллизацию, особенно в разрезах океанов и континентальных окраин, вовлеченных в орогенез [330].

Однако вполне возможно, что так называемый пелагический карбонат в значительной мере, особенно в древних разрезах континентальных окраин, на самом деле не пелагический. Во многих случаях древние пелагические известняки залегают вблизи карбонатных платформ [2626]. Эти мелководные участки служат мощными поставщиками арагонита и магнезиального кальцита, постоянно смываемых с них в более глубоководные районы; осадки пелагических бассейнов, пересекающих Багамские банки, например, содержат наряду с нанофоссилиями значительные количества арагонита алевритовой размерности (см., например, [1780, 2112]). Эти периплатформенные известковые илы представляют собой потенциально реакционноспособную смесь, из которой в подводных условиях могут формироваться корки цементации и желваковые текстуры (рис. 11.21). Часть карбоната на древних подводных горах, склонах и в бассейнах, считающегося пелагическим, следовательно, также очевидно вынесена с подобных мелководных участков (разд. 11.3.6).

Крупные блоковые тектонические подвижки, разрушившие в ранней юре многие карбонатные платформы Тетиса (рис. 11.40), должны были привести к резкому сокращению поступления периплатформенного известкового материала в окружающие пелагические области. В какой-то мере смена фаций ритмично-слоистых быстро накапливавшихся серых пелагических известняков и мергелей вышележащими медленно накопившимися красными желваковыми известняками на дне бассейнов (разд. 11.4.4) отражает, по видимому, прекращение поступления мелководной карбонатной составляющей в бассейн со стороны [1295]. Подобная смена фаций менее ве-

роятна на подводных горах, куда поступает мало периплатформенного карбонатного материала.

*Пелагические фации и подъем относительно уровня моря.* В настоящее время пелагические обстановки существуют в основном в океанических бассейнах и лишь местами на их окраинах. В главные периоды подъема уровня моря пелагические обстановки смещались вверх по континентальным окраинам на внутренние части кратонов, где создавались условия для формирования эпиконтинентальных пелагических фаций. Так, образование писчего мела мелового возраста проще всего связать с крупнейшей трансгрессией конца мезозоя, затопившей кратонные области Европы, Северной Америки, Среднего Востока и других районов мира. Расцвет фито- и зоопланктона при отсутствии терригенного обломочного материала создал условия накопления пелагических осадков. Эпиконтинентальные моря, по-видимому, отличались плодородием и обилием планктона, поскольку близкие к континентам области обычно хорошо снабжаются биогенными элементами [1382, 1650]. Придонные воды в бассейнах осаднения писчего мела были, вероятно, слабо азрированными, а осадки содержали много органического углерода, чем объясняется локальное развитие в хардграундах фосфатов и глауконита, для образования которых такие условия благоприятны (разд. 11.4.5).

Ордовикские цефалоподовые известняки Балтийского щита можно рассматривать как палеозойские эквиваленты писчего мела, образовавшиеся до появления определимого известкового фито- и зоопланктона; корки цементации в них содержат те же минералы (фосфат, глауконит), которые найдены в писчих мелах, причем здесь они также свидетельствуют о наличии на дне моря органического вещества. Вероятно, его происхождение связано с неизвестковым планктоном, поскольку наземных растений в то время еще не было. Частично кальцифицированные планктонные организмы, если они существовали, также вносили свой вклад в состав известковых осадков.

Приведенные примеры эпиконтинентальных пелагических карбонатных осадков соответствуют двум главным фанерозойским эпохам высокого стояния уровня моря (рис. 11.52); высокий уровень является необходимой предпосылкой для формирования таких отложений. Менее очевидно место черных сланцев в данной схеме; эти анаэробные фации проявляют вполне определенную временную и пространственную связь с эпиконтинентальными пелагическими фациями. При максимальном подъеме уровня моря зо-

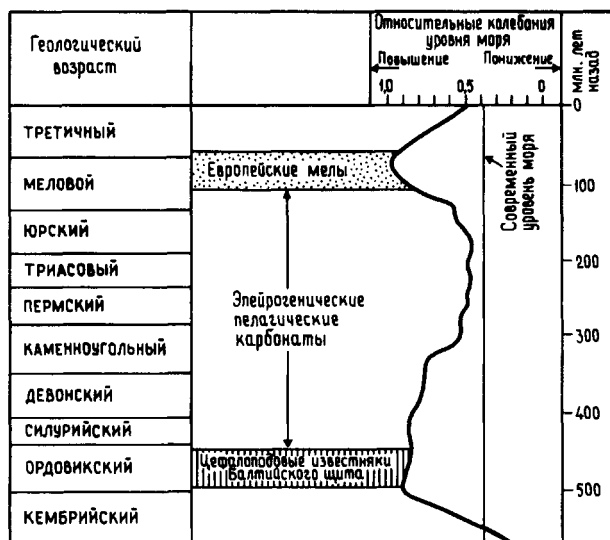


Рис. 11.52. Схема, иллюстрирующая совпадение двух крупных эпиконтинентальных карбонатных фаций с пиками на кривой уровня моря — кривой Вейла, Митчума и Томпсона [2493]. В эти периоды были затоплены обширные площади кратонов. Эпизоды формирования черных сланцев предшествовали накоплению эпиконтинентальных пелагических карбонатов, а частично совпадали с ним.

на кислородного минимума, которая до этого, возможно, соприкасалась с дном на всей площади шельфовых морей, могла оторваться от дна, что позволило бентосным организмам заселить пограничную поверхность вода — осадок и изменило цвет осадков с черного на белый. Такое объяснение было предложено для меловых писчих мелов Западного Внутреннего бассейна США [878] и применимо для смены кембрийских фаций черных сланцев ордовикскими цефалоподовыми известняками на Балтийском щите.

### 11.5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начальной стадии своего развития концепция пелагической седиментации основывалась на представлении, что в открытом море происходит неизменное спокойное осаднение частица за частицей, в результате чего осадки «накапливаются в виде горизонтальных слоев... простирающихся на неопределенно большие расстояния» (цитата из Вальтера, см. [2478]). Такие предположения явно не подтвердились, они соотносились с идеей о статичности планеты. Теперь мы убеждены, что в течение фанерозоя имели место многочисленные и разнообразные изменения

физического, химического и биологического состояния океанов. Они происходили под действием таких контролирующих факторов, как эволюционные и экологические расцветы и падения в развитии планктонной биоты, эвстатические подъемы и понижения уровня моря, климатические колебания, спрединг океанского дна и дрейф континентов. Природа пелагических фаций управляется комбинацией этих переменных, которые сами могут быть взаимозависимыми. Генезис и сохранность пелагических отложений больше, чем образование любых других типов осадков, находятся во власти фундаментальных глобальных процессов, которые лишь в редких случаях допускают окончательное сохранение полной летописи пелагической седиментации.

### ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Baturin G.N.* (1982) Phosphorites on the Sea Floor. Developments in Sedimentology, 33, 343 pp. Elsevier, Amsterdam.
- Cook H.E. and Enos P.* (Eds) (1977) Deep-water Carbonate Environments. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. miner., 25, 336 pp.
- Cronan D.S.* (1980) Underwater Minerals, 362 pp. Academic Press, London.
- Farinacci A. and Elmi S.* (1980) Rosso Ammonitico Symposium, 602 pp., Edizioni Tecnoscienza, Rome.
- Hsü K.J. and Jenkyns H.C.* (Eds) (1974) Pelagic Sediments: on Land and under the Sea. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 1, 447 pp.
- Iijima A., Hein J.R. and Siever R.* (Eds) (1983) Siliceous deposits in the Pacific Region. Developments in Sedimentology, 36, 472 pp. Elsevier, Amsterdam.
- Riley J.P. and Chester R.L.* (Eds) (1976) Chemical Oceanography, 5, 401 pp., 2nd ed. Academic Press, London.
- Talwani M., Hay W. and Ryan W.B.F.* (1979) Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing Ser., 3, 437 pp. Am. Geophys. Union.
- Warne J.E., Douglas R.G. and Winterer E.L.* (1981) (Eds) The Deep Sea Drilling Project: a Decade of Progress. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 32, 564 pp.

# МОРСКИЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Д.А.В. Стоу<sup>1</sup>

## 12.1. ВВЕДЕНИЕ

**12.1.1. Исторический обзор.** Систематическое изучение глубоководных морских осадков (рис. 12.1) началось с экспедиции британского судна «Челленджер» (1872—1876 гг.), в которой были выявлены общие черты морфологии океанических бассейнов и основные типы залегающих на их дне осадков (разд. 11.1). После этой экспедиции в течение длительного времени краеугольным камнем глубоководной морской седиментологии оставался фундаментальный труд Меррея и Ренара [1742]. Эти авторы предложили модель, согласно которой в глубоководных областях морей развиты только пелагические глины и биогенные илы, а все более грубозернистые обломочные осадки распространены исключительно в мелководных или наземных обстановках.

Такое представление владело умами многих геологов почти в течение столетия, в то же время данные некоторых других исследований подрывали его основы. Получение все большего количества проб осадков и развитие эхолотной съемки в ранних океанографических экспедициях первой половины XX в. позволили выявить, что при продвижении через шельф в сторону открытого моря закономерного уменьшения зернистости осадков не наблюдается.

Хотя о существовании плотностных глубинных течений в озерах и водоемах давно известно [841], только в 1936 г. Дейли [561] первым высказал предположение, что плотностные потоки, вызываемые волновым взмучиванием осадков во время периодов низкого стояния моря, при движении вниз по склону вырабатывают подводные каньоны. Джонсон [1268] для этого типа потока ввел новый термин «турбидное течение». Серия

экспериментов Кюнена [1416, 1417] с потоками низкой и высокой плотности вместе с наблюдениями Мильиорини над градационными слоями песка в Итальянских Альпах легла в основу их классической статьи «Турбидные потоки как причина градационной слоистости» [1422].

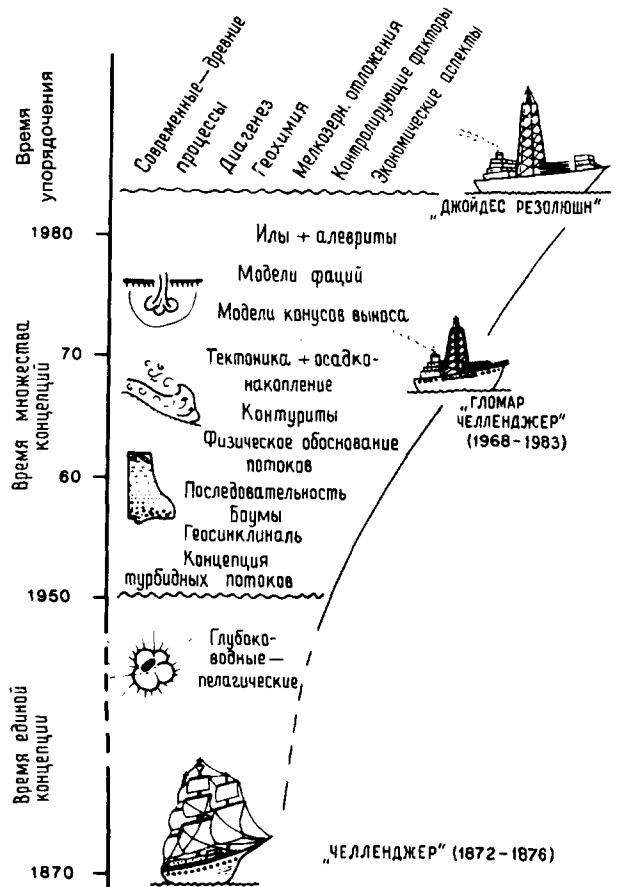


Рис. 12.1. Историческое развитие основных представлений в седиментологии морских глубоководных терригенных отложений по Стоу [2350].

<sup>1</sup> Отдельные части этой главы основаны на первом издании, написанном Н. А. Рупке, который в настоящее время активно занимается историей науки.

D.A.V. Stow. Department of Geology, University Park, Nottingham, U.K.

Революция в седиментологии терригенных отложений после того, как была сформулирована концепция турбидного потока [1423, 2525], позволила мгновенно решить некоторые кажущиеся аномалии в глубоководных морских песчаных отложениях [737, 1758] и стимулировала интенсивные полевые лабораторные и океанографические исследования. К наиболее важным их достижениям (рис. 12.1) относятся: лучшее понимание морского глубоководного осадконакопления в связи с геосинклинальным развитием и глобальной тектоникой плит (разд. 14.2.5); выделение стандартной последовательности структур в турбидитах [308] и эквивалентных последовательностей в связанных с ними крупнозернистых и мелкозернистых осадках [1903, 2357] и лучшее познание физики таких потоков, основанное на экспериментальных и теоретических работах [1049, 1388, 1389, 1661, 1662].

В середине 1960-х гг. в качестве важной альтернативы понятию о турбидных течениях была выдвинута концепция о глубоководных придонных течениях [1094, 1144]. Были установлены характерные особенности контуритов, материал которых отлагался придонными течениями [2355]. В начале 1970-х гг. внимание к осадконакоплению в абиссальных равнинах несколько ослабло; более пристальное изучение как современных океанов [1799], так и древних разрезов [1747] позволило сформулировать модели подводных конусов выноса.

**12.1.2. Геологический контроль.** Можно выделить три основных фактора, контролирующих морское глубоководное осадконакопление: поступление осадочного материала, тектонику и колебания уровня моря, а также ряд других второстепенных факторов [1178, 2354].

1. *Поступление осадочного материала* — здесь имеет значение тип осадка (размер зерен и их состав), объем материала и скорость, с какой он достигает состояния, когда может отлагаться, количество и расположение источников сноса. Обломочные склоново-шельфовые системы заметно отличаются от таких же, но карбонатных систем; конусы выноса, состоящие в основном из ила, имеют тенденцию принимать удлинненную форму, в то время как песчаные конусы выноса характеризуются радиальными очертаниями; питание осадками из множества точечных источников, расположенных на одной линии вдоль единой окраины, приводит к тому, что фации распределяются параллельно склону (разд. 12.4).

2. *Тектоническая обстановка* контролирует осадконакопление, воздействуя на режим регионального напряжения, скорость воздымания и

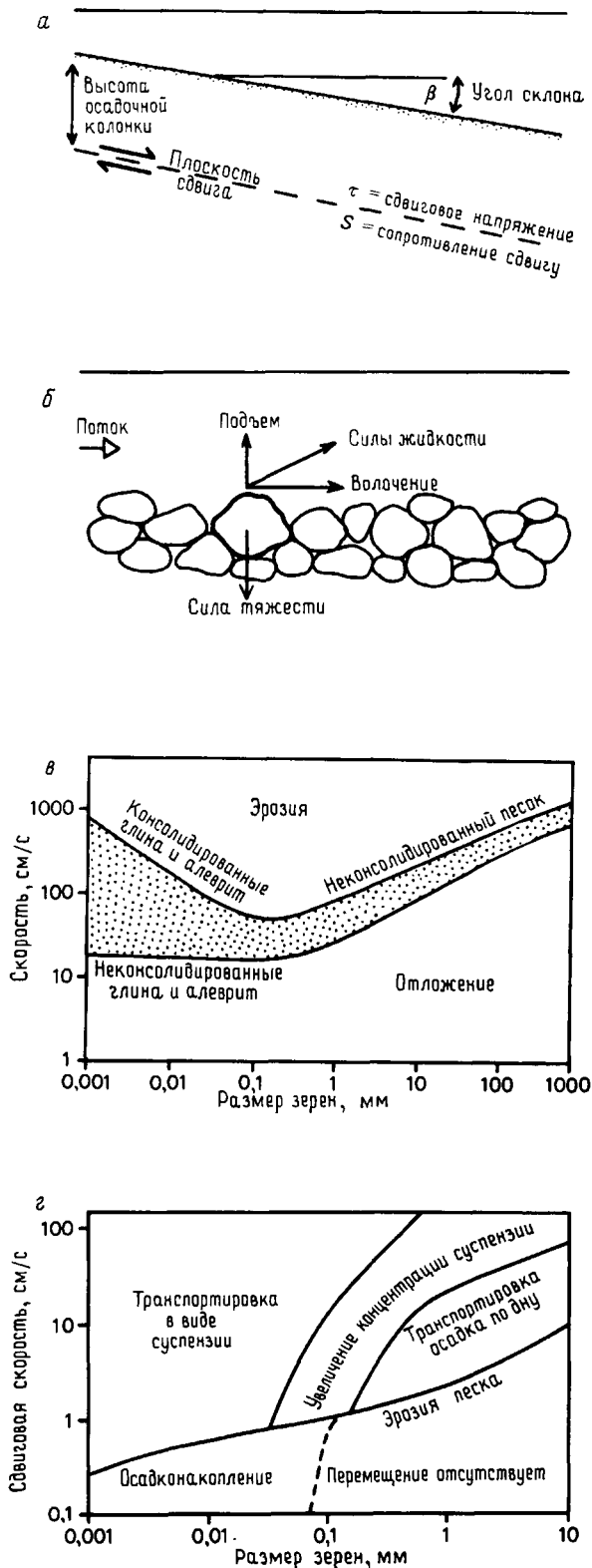
денудации, дренажные системы, ширину прибрежных равнин и шельфа, градиенты склонов, валовой запас осадков, морфологию котловин, аккумулирующих осадки и местные колебания уровня моря. Важное значение также имеет характер и частота сейсмических событий и разломообразования как в областях питания, так и в областях переноса. Тектоническая активность в пределах главных тектонических обстановок варьирует во времени и пространстве, но наиболее отчетливо она проявляется на конвергентных, трансформных и молодых пассивных окраинах. Если скорость осадконакопления ниже скорости опускания, то характер осадкообразования может контролироваться тектоникой, если же скорость осадконакопления выше, то седиментация может контролироваться наклоном рельефа и миграцией глубоководных русел, протоков и конечных осадочных языков.

3. *Колебания уровня моря* воздействуют на глубоководное осадконакопление, влияя главным образом на источники сноса и, следовательно, на питание осадками. В периоды низкого стояния моря такие источники осадков, как реки и литоральные наносы, могут непосредственно выходить на склоны бассейна. Во время периодов высокого стояния моря соотношение между областями сноса и накопления становится менее прямым и обычно осуществляется через широкий континентальный шельф. Изменение уровня моря влияет также на океаническую циркуляцию и глубину уровня карбонатной компенсации. По своей природе эти изменения могут быть глобальными (эвстатическими) или региональными [2492].

## 12.2. ПРОЦЕССЫ

**12.2.1. Эрозия — перенос — осадконакопление.** Для того чтобы обломочные осадочные частицы накопились на дне глубокого моря, они должны быть *эродированы* с суши или дна, *перенесены*, а затем *отложены*. Биогенный материал может размываться сходным образом, но все же большая его часть образуется непосредственно в океане — или вблизи поверхности, или на карбонатных банках. Аутигенные минералы образуются *in situ* на поверхности раздела осадок — вода или вблизи него, впоследствии они также могут быть переработаны.

Физическое и химическое выветривание и эрозия на суше отчетливо контролируются геологическими процессами. Транспортировка материала в море реками, ледниками или ветром способствует тому, что большая его часть отлагается в паралических или мелководных обстановках шельфа, и только небольшое количество материа-



ла, переносимого ветром, льдами или реками, достигает непосредственно открытого океана. Осадки в верхней части склона, особенно во время периодов пониженного стояния уровня моря, могут служить промежуточными источниками материала. Эти шельфовые и склоновые отложения в результате подводной эрозии и переотложения в дальнейшем достигают глубокого моря. Затем под воздействием течений в глубоком море может иметь место третья фаза эрозии и переотложения.

Начало переноса осадков в морских условиях может быть связано либо (1) с механизмами, нарушающими сплошность осадков на склоне, либо (2) с критической скоростью сдвига, которая требуется для эрозии и транспортировки осадочного материала по плоскому слою. В первом случае осадки, отложившиеся на склоне, начнут перемещаться вниз, когда сдвиговые напряжения, вызываемые силой тяжести, превысят сопротивление сдвигу в осадках [1307, 2553] вдоль плоскости сдвига внутри колонны осадка (рис. 12.2, а). Сопротивление сдвигу является функцией сцепления между зернами и межгранулярного трения. Поэтому разрушение осадка происходит в результате возрастания сдвиговых напряжений, обусловленного увеличением крутизны склона, или увеличением мощности осадочного чехла или в результате уменьшения сопротивления сдвигу, обусловленного внезапными толчками при землетрясениях, штормами и пр., что вызывает разжижение или тиксотропию осадка. Аналогичные деформационные эффекты может вызывать масса быстро накапливающихся осадков.

Во втором случае движение осадков, лежащих на плоском слое, начинается, когда увеличиваются флюидные сдвиговые напряжения и достигается критический порог, при котором перемещаются отдельные зерна. На каждую частицу осадка будет действовать сила волочения, обусловленная скоростью скольжения жидкости на по-

**Рис. 12.2.** а — условия устойчивости плоского бесконечного склона: при  $\tau = s$  склон неустойчив; при  $\tau > s$  происходит крипп; когда  $\tau \gg s$ , может развиваться оползание [2553]. б — силы, действующие на неподвижную частицу, лежащую на несвязанном гранулярном слое, и возникающие за счет флюидного потока над ним [1666]. в — диаграмма Юльстрёма, модифицированная Сандборгом [2380], на которой показана критическая скорость перемещения частиц кварца на поверхности слоя при глубине воды 1 м. г — диаграмма предполагаемых полей транспортировки и отложения мелкозернистых суспензированных осадков, на которой также показаны области эрозии и переноса более крупнозернистого материала [1615].

доше слоя и подъемной силой, вызванной эффектом Бернулли. Зерно начинает двигаться, когда составляющая этих сил превысит его массу, обусловленную силой тяжести (рис. 12.2, б). Инициировать перемещение осадка могут штормы, внутренние волны, обычные придонные течения и мутьевые потоки.

Порог, с которого начинается перемещение частиц различных типов и размеров, пытались найти с помощью разнообразных экспериментальных исследований. Было установлено, что наиболее часто используемая диаграмма Юльстрёма [1130], связывающая смыв частицы определенного размера со скоростью течения (рис. 12.2, в), недостаточно обоснована и не подходит для частиц с размерами, меньшими, чем у песка. Шилдс [2240] связал число Рейнольдса зерна с безразмерным сдвиговым напряжением, но для частиц мелких размеров у него было недостаточно данных; более полные данные по этой размерности приведены в другой работе [1670]. В недавней сводной работе [1615] приводится график размерности зерен по отношению к скорости сдвига, на котором показаны поля транспортировки — осадконакопления для тонкого осадочного материала и транспортировки — эрозии для более грубых частиц (рис. 12.2, г). В этой работе доказывается, что эрозия тонкого связного осадка не является просто функцией размерности частицы и скорости, и поэтому ее поле не может быть нанесено на эту же диаграмму. На перемещение осадка может влиять биотурбация, поскольку она воздействует на стабильность осадка на склоне и повышает подверженность плоского слоя к эрозии. Тонкий материал вследствие биотурбации может непосредственно переходить в суспензию.

**12.2.2. Непрерывная последовательность процессов.** Три основных процесса способны вызывать эрозию, транспортировку и осаждение в глубоком море как терригенного, так и биогенного материала (рис. 12.3): процессы переотложения, нормальные придонные течения и поверхностные течения с пелагическим отложением. Был сделан ряд попыток классифицировать эти процессы, вследствие чего появилось изобилие терминов и сбивающие с толку синонимов (см. обзор [1755]). Классификация, приведенная в табл. 12.1, основана на механическом поведении потока, механизме переноса и системе поставки осадка [649, 1534, 1665, 1699, 1755].

Пятнадцать концептуально различающихся процессов, перечисленных в табл. 12.1, фактически являются частью непрерывности механического поведения, которое меняется от упругого через пластичное к вязкой жидкости и вязкому

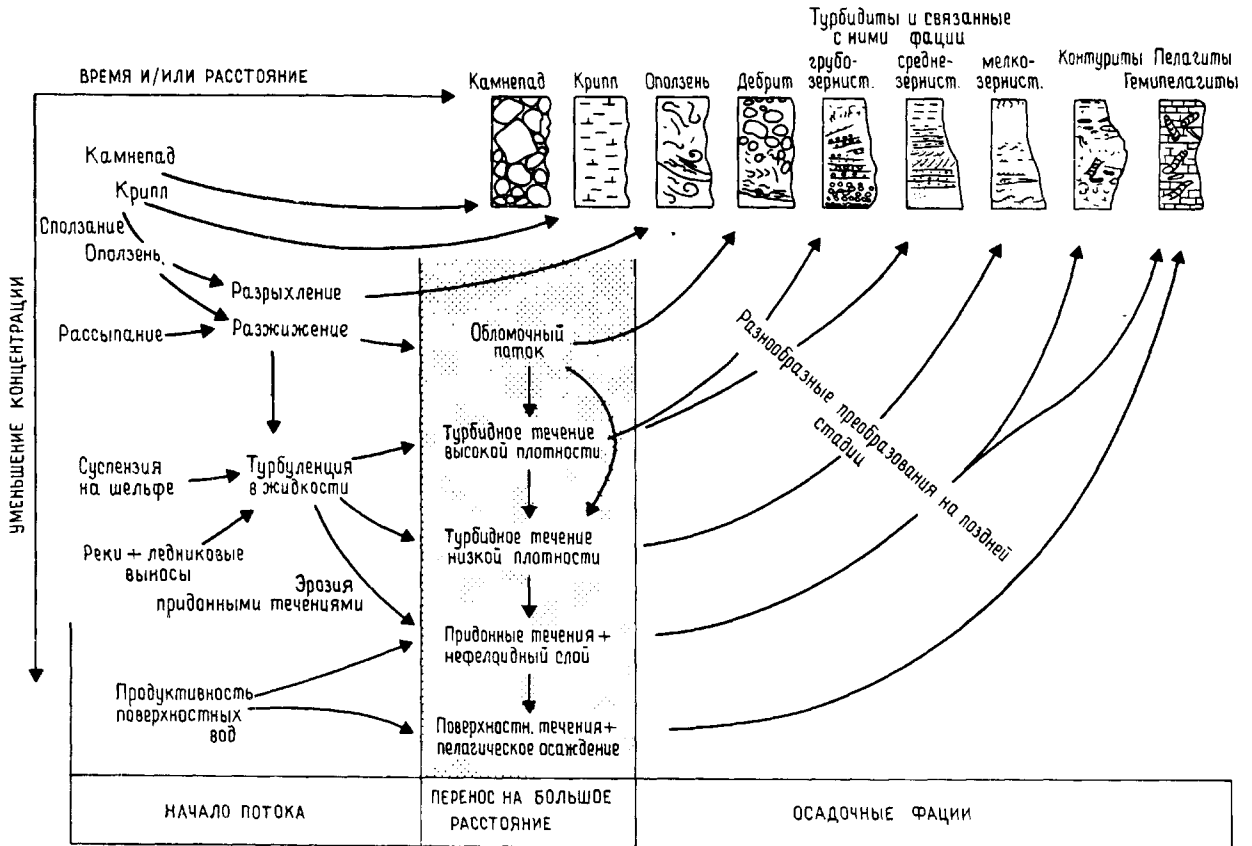


Рис. 12.3. Непрерывная последовательность основных процессов переноса и отложения и самих осадков в глубоком море.

осаждению (рис. 12.3). Переход от скольжения к осадочным гравитационным потокам вызывает изменение физического состояния осадочных масс в направлении большей внутренней дезинтеграции за счет распада метастабильной упаковки частиц и включения в осадок большего количества. Переход от обломочного потока к разжиженному или флюидному и мутьевому потокам вызывает дальнейшее разрушение и разжижение потока. Экспериментально [1662] и по данным полевых наблюдений [1098] было показано, что в течение любого единичного акта переноса и отложения эти различные процессы могут действовать в одно и то же время или последовательно (рис. 12.4).

Конечным членом ряда осадочных гравитационных потоков является мутьевой поток с очень низкой концентрацией осадочного материала и низкой скоростью, который будет перемещаться за счет воздействия силы Кориолиса не вниз по склону, а вдоль него. С этого момента он может незаметно переходить в нормальный придонный поток, известный также как контурное течение, которое поддерживается глубинной термогалинной циркуляцией в океане [2355], а не гравитаци-





**Рис. 12.4.** Возможные взаимоотношения между процессами захвата осадков, их перемещения на большие расстояния и отложения в глубоком море. Координатами являются время и/или расстояние и концентрация потока. Показаны идеализированные модели фаций, образу-

ющихся при различных процессах осадконакопления. После отложения осадков может происходить их преобразование, вызываемое течениями, разжижением и биотурбацией (по Уокеру с изменениями [2528], цит. по [1896]).

онным эффектом своего осадочного наполнения. Другие придонные течения также вызываются нормальной океанической циркуляцией и ведут себя подобно вязким жидкостям. Когда горизонтальная адвекция и разжижение отсутствуют, происходит простое вертикальное осаждение частиц.

**12.2.3. Процессы переотложения.** К процессам переотложения (синоним «гравитационное перемещение материала») относятся все процессы, в ходе которых осадки перемещаются вниз по склону из более мелких в более глубокие воды под действием силы тяжести (рис. 12.3 и табл. 12.1).

*Обвалы, крипп, сползание блоков, оползни.* Камнепады представляют собой мгновенные события, которые обычны в горных областях или вдоль обрывистых берегов, но относительно редки в море из-за очень пологих склонов. Они проис-

ходят только на крутых склонах, имеющих разломное происхождение или сложенных карбонатным материалом, или в верховьях глубоко врезаемых морских каньонов и возникают за счет подмывания и эрозии, а также при землетрясениях. Перемещаемые обломки (олистоциты) могут быть очень большими (> 10 м) и скатываться вниз по склону на расстояние от нескольких десятков до сотен метров [1, 1266].

*Осадочный крипп* возникает в процессе медленной деформации, обусловленной постоянной нагрузкой, вызывающей напряжения, которые могут существовать от нескольких часов до тысяч лет [2553]. Этот процесс редко удается наблюдать в глубоком море главным образом вследствие его крупномасштабности и малой величины вызываемой деформации, но он благодаря физическим свойствам осадков и скорости их накопления, вероятно, является широко распространенным яв-

Таблица 12.1. Определения осадочных процессов в глубоком море [1755, с изменениями] и оценки их главных физических характеристик

Осадочный процесс	Механизмы транспортировки и удержания осадков в потоке	Уклон	Размеры	Концентрация	Скорость, см/с	Продолжительность	Расстояние переноса, км	Средняя скорость осадко-накопления
Переотложение Камнепад	<i>Упругое*</i> Свободное падение и качение глыб и обломков, внутренние деформации в обломках отсутствуют	Очень крутой	Обломки могут быть > 10 м	Твердая	Свободное падение	От минут до часов	<0,5	Высокая
Крипп осадков	Медленные деформации и перемещение вниз по склону вдоль зоны срыва вследствие напряжения, обусловленного нагрузкой; небольшие внутренние деформации	Пологий	Мощность 20—80 м	«Твердая»	Очень медленная (незначительная)	Почти непрерывного	? < 0,5	Как фоновая
Сползание блоков	Сдвиговые нарушения вдоль дискретных плоскостей, небольшие внутренние деформации	> ~ 1°	Макс. 300 км <sup>3</sup> , мощность 500 м (+ полный диапазон)	Почти «твердая»	?	? Часы	0,001—?100	Высокая
Оползни	Сдвиговые нарушения, сопровождаемые вращением вдоль дискретных поверхностей сдвига	> ~ 1°	То же	Почти «твердая»	?	? Часы	0,001—?100	Высокая
Обломочный поток (глинистый поток)	<i>Пластическое*</i> Сдвиговые напряжения распределяются по всей массе осадка, медленное пластическое течение; механизм удержания осадков основан на плавучести обломков и сопротивлении матрикса	> ~ 1°	Мощность до нескольких десятков метров	Неоднородная	? 1—20	? Часы	? Макс. 350	От средней до высокой
Зернистый поток	<i>Вязкая жидкость (поток)*</i> Квазивязкопластичные потоки несвязанных зерен, механизм удержания является рассеивающее давление; события небольшого масштаба	> 18°	Мощность до нескольких см	Мало данных	Мало данных	? От минут до часов	? < 0,1	Обычно не существует как изолированный процесс
Флюидизированный поток	Короткоживущий высоковязкий поток несвязанных зерен, удерживаемых направленным вверх движением поровых вод	> 3°	Мощность < 10 см	Мало данных	Мало данных	? От минут до часов	? < 0,1	Обычно не существует как изолированный процесс
Разжиженный поток	Несвязанные осадки удерживаются движением поровых вод вверх; поток очень короткоживущий, поскольку воды замерзают и напор падает	> ~ 0,5°	Ширина основания несколько десятков см	Мало данных	Мало данных	? От минут до часов	? < 0,05	..
Турбидное течение (высокой плотности)	Слабовязкий поток смешанных зерен, удерживаемых за счет жидкостной турбулентности (автосуспensionия)	> ~ 0,5°	Длина и ширина до десятков км, мощность до сотен м	50—250 г/л	Макс. 250	? От часов до примерно одного дня	До ~ 1000	От < 5 см до > 5 м в 1000 лет
Турбидное течение (низкой плотности)	Весьма слабовязкий поток смешанных частиц, удерживаемых за счет жидкостной турбулентности (автосуспensionия)	Уклон почти отсутствует	То же	0,025—3 г/л	Средняя 10—50	? От часов до нескольких дней	До нескольких тысяч	От < 5 см до > 5 м в 1000 лет

**Нормальные придонные течения\*\***

Внутренние приливы и волны	Средне- и крупномасштабные колебания на плотностных разделах внутри верхних нескольких сотен метров водной толщи, могут суспензировать осадки за счет жидкостной турбулентности	Уклон отсутствует	Амплитуда до нескольких десятков м	?	5—300	Почти непрерывные течения, часто отмечается периодичность	?	Очень низкая
Нормальные течения в каньоне	Потоки по существу «чистой воды» вниз и вверх вдоль склоновых каньонов и русел, приливная или более частая периодичность, небольшое количество осадка суспензируется за счет жидкостной турбулентности	Очень небольшой	Мощность до нескольких десятков м	? <0,3 мг/л	0—30	Почти непрерывно, часто отмечается периодичность	? До нескольких сотен	Низкая
Придонные (контурные) течения	Глубокие, медленные потоки по существу «чистой воды», движимые термогалинной циркуляцией, могут быть связаны с придонной нефелоидной взвесью (жидкостная турбулентция)	Уклон пологий или отсутствует	Ширина до нескольких десятков км, мощность до нескольких сотен м	0,025—0,25 мг/л	Макс. 200, средн. 10	Почти непрерывно, часто отмечается периодичность	До нескольких тысяч км	<1 см в 1000 лет
Глубокие подповерхностные течения	Глубокие потоки по существу «чистой воды», которые являются глубинными частями ветровых океанических течений	Уклон пологий или отсутствует	То же	То же		Почти непрерывно, часто отмечается периодичность	? То же	
<b>Пелагическое осадконакопление</b>	<i>Вязкий флюид*</i>							
Пелагическое осадконакопление	Вертикальное осаждение индивидуальных зерен, хлопьев и pellets через водную толщу (вязкий флюид)	Равномерное дно	Осаждение через сотни и тысячи метров водной толщи	Необычайно низкая	Скорость осаждения 0,002—0,005 (для хлопьев более высокая)	Почти непрерывно	Горизонтальное перемещение отсутствует	Средн. <1 см в 1000 лет

\* Механическое поведение.

\*\* Нормальные придонные течения — почти постоянные донные течения.

лением даже на очень пологих склонах. Так, например, предполагают, что стратифицированный и смятый в складки верхний горизонт на склоне моря Бофорта вдоль зоны срыва в результате оползания осадков медленно сместился вниз по склону (рис. 12.5) [1124]. При высоких отношениях сдвиговых напряжений к сопротивлению сдвигу крипповые деформации могут приводить к образованию разрыва и, следовательно, служат предвестниками сползания и оползней.

*Сползание блоков и оползни* вызывают смещение вниз по склону полуконсолидированных осадочных масс вдоль базальной поверхности сдвига с сохранением некоторой внутренней структуры (слоистости). Сползание предполагает латеральное смещение вдоль простой или несколько повернутой плоскости сдвига и характеризуется небольшими внутренними нарушениями, тогда оползни сопровождаются значительными внутренними нарушениями и характеризуются смятыми плоскостями сдвига. Эти процессы широко распространены на всех склонах с углами наклона, большими  $0,5^\circ$ , и объем вовлеченных в них осадков колеблется от менее  $1 \text{ км}^3$  до более

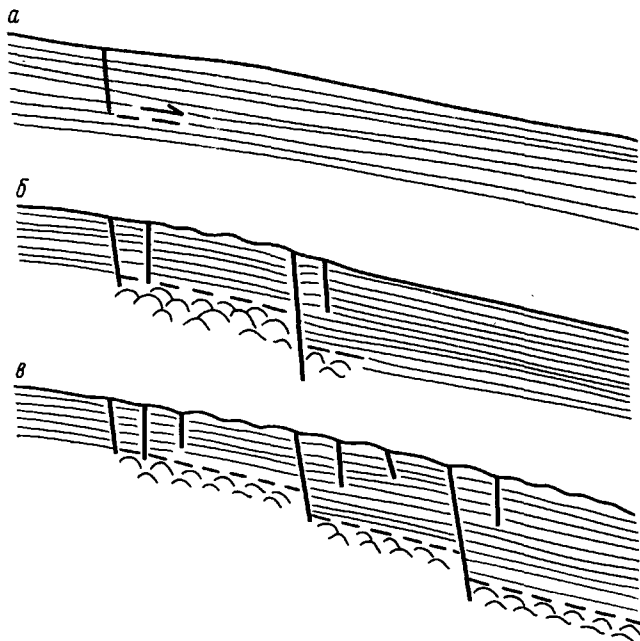


Рис. 12.5. Модель криппа осадков на пологом подводном склоне [Хилл, 1983 г., личное сообщение]. Показаны три стадии (а—с) развития внутренней зоны срыва, ее вертикальные смещения вдоль зон растяжения и формирование «осадочных волн» в горизонтально стратифицированной толще осадков.

$100 \text{ км}^3$ , а мощность может составлять несколько сотен метров ([1718], разд. 14.5, рис. 14.19). Они обычно вызываются землетрясениями, но зависят и от таких взаимосвязанных факторов, как сопротивление осадков сдвигу, литология, скорость осадконакопления, угол склона и система течений.

Крупные оползни на пологом склоне имеют морфологию, показанную на рис. 12.6 [1495]. Его тыловая часть характеризуется структурами растяжения, такими, как сбросы, оползневые уступы, и отсутствием слоистости. Выше этой области может иметь место регрессивное оползание, вызывающее последовательное нарушение осадков и продвижение вверх по склону неустойчивых поверхностей оползневых уступов. Основное тело оползневой массы может быть относительно ненарушенным, в то время как во фронтальной области видны структуры сжатия, такие, как надвиги и перекрытия слоев.

*Обломочные, зернистые и флюидизированные (разжиженные) потоки.* Обломочные потоки представляют собой высоко концентрированную, очень вязкую осадочную дисперсию, которая обладает пределом текучести и ведет себя как пластический поток [1022, 1267]. Их движение напоминает слабо ламинарное течение грязевых потоков или ледников, которые непрерывно или периодически продвигаются вниз по склону при углах наклона, превышающих всего  $0,5^\circ$ . Обычно фронт потока формирует крутой уступ высотой до 30 м, но на более крутых склонах поток утоняется, его скорость увеличивается, а высота фронтальной части уменьшается (рис. 12.7). Когда обломочные потоки продвигаются вниз по склону, своим весом они воздействуют на подстилающие осадки, вызывая вторичное нарушение поверхности дна. При увеличении крутизны склона или фронтальной части потока они могут также переходить в оползни. Обломочные потоки, по-видимому, возникают за счет сейсмических толчков, оползания или криппа осадков, но, вероятно, могут формироваться в результате быстрого осадконакопления или образования газов, что приводит к локальному увеличению порового давления. Поток останавливается, или «замерзает», когда сопротивление сдвигу обломочных масс превышает силу тяжести, действующую вниз по склону, или при диссипации избытка порового давления.

*Зернистые потоки* являются квазивязкоупругими потоками, характеризующимися столкновением между частицами, что приводит к явлению, поддерживающему диссипацию давления [118]. Для их образования необходимы склоны с углом наклона, превышающим  $18^\circ$ , и, вероятно, поэтому

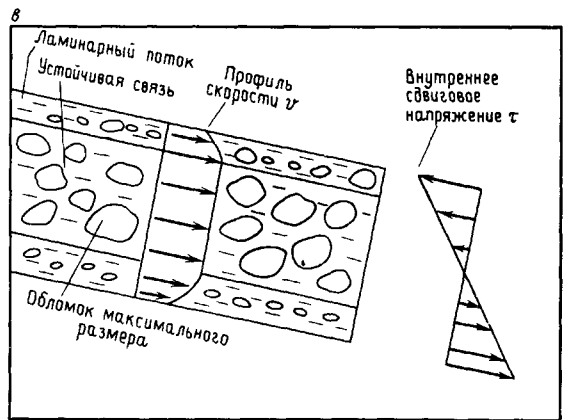
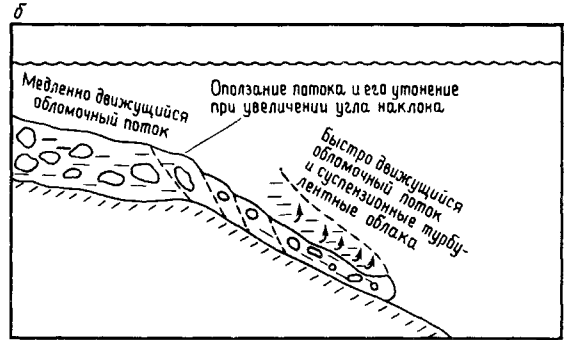
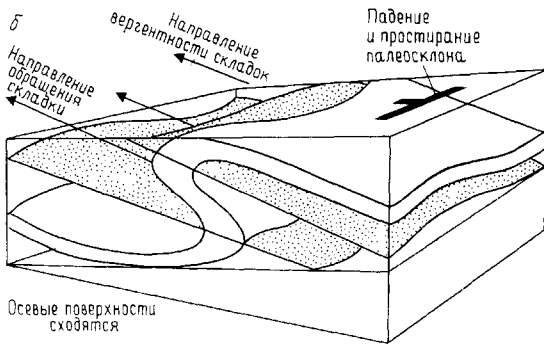
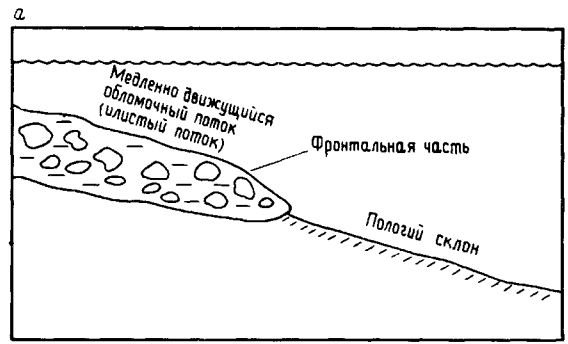
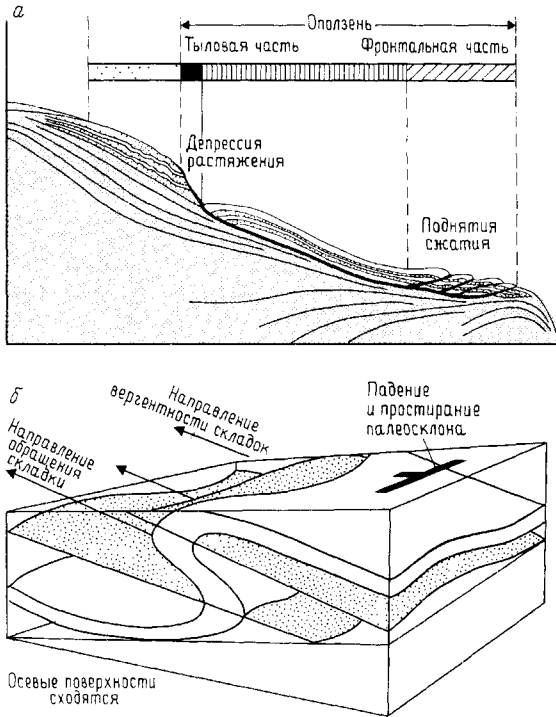


Рис. 12.6. а — схематический разрез крупного одностороннего оползня на пологом склоне [1495]; б — взаимоотношения между геометрией складок оползания и направлением оползания [2649].

Рис. 12.7. а — медленно движущиеся обломки (илистый поток), перемещающиеся вниз по подводному склону; б — при увеличении угла наклона склона скорость обломочного потока увеличивается, он утоняется и возникают оползни [2553]; в — гидравлические особенности подводных обломочных потоков [1665]. Сопротивление сдвигу  $S = c + \sigma \text{tg} \phi$ ; возникновение потока  $\tau \geq S$ ; устойчивый поток  $\tau = S + \eta$ ; компетентность

$$D_{\text{max}} = \frac{8,8c}{g(e_s - e_f)}$$

в глубоком море эти потоки проявляются очень локально, по-видимому, в форме мелкомасштабных песчаных лавин в верховьях подводных каньонов [2231]. Анализируя механическое поведение зернистых потоков, Лоу [1533] показал, что их профиль скорости близок к параболе в связи с небольшой приповерхностной задержкой зерен, не подверженных сдвиговым деформациям и пассивно перемещающихся над активной плоскостью сдвига. В дальнейшем Лоу пришел к выводу, что мощность зернистых потоков не может превышать нескольких сантиметров и, следовательно, сами по себе они не могут накапливать мощные песчаные горизонты.

Разжиженные и флюидизированные потоки являются взаимосвязанными явлениями, которые включают в себя обрушение метастабильной структуры и частично или полностью лишают зерна опоры вследствие перемещения вверх поровых флюидов. При этом отдельные зерна суспензируются и прочность осадка уменьшается до нуля. Неплотно упакованный алеврит и песок чувствительны к флюидизации, тогда как гравий

обычно является слишком пористым, а в илах силы сцепления противодействуют флюидизации [1532, 1534, 1665]. Флюидизированный песок ведет себя подобно жидкости с высокой вязкостью и

может быстро течь вниз по склону с углом наклона выше 2—3°. Избыток давления порового флюида в зависимости от мощности потока и размера зерен быстро диссипируется в интервале времени от нескольких минут до нескольких часов. Осадконакопление из разжиженного потока происходит очень быстро, и поток «замерзает» от подошвы до кровли. Эти потоки, как таковые, редко имеют место в глубоком море, но обычно представляют собой конечную стадию отложения осадка из турбидных течений высокой плотности (рис. 12.4).

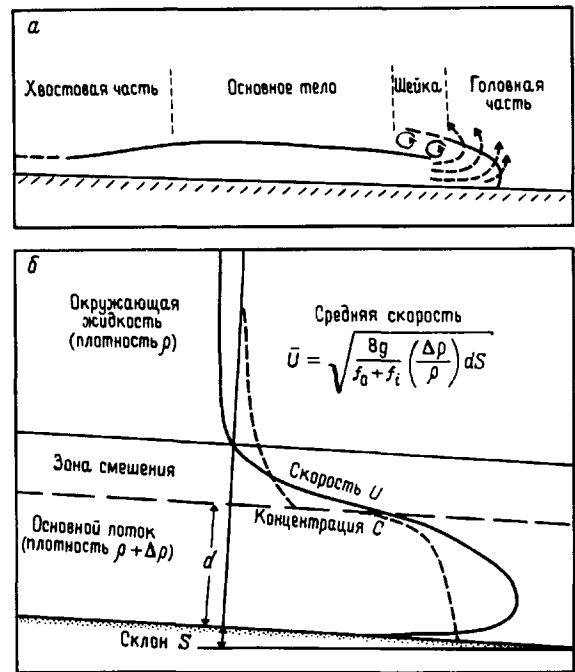
**Турбидные потоки высокой и низкой плотности.** Теоретически и экспериментально среди процессов переотложения турбидные потоки, по-видимому, являются наиболее известными, но увидеть их в природе до сих пор не удавалось. Тем не менее, судя по частой встречаемости характерных для них осадков *турбидитов*, предполагают, что эти потоки повсеместно и широко распространены в глубоком море. В пределах предполагаемого ряда распределения потоков по концентрации можно выделить течения как высокой (50—250 г/л), так и низкой (0,025—2,5 г/л) плотности [1665, 2352].

**Турбидные течения высокой плотности,** вероятно, возникают одним из следующих четырех основных способов (разд. 12.2.2, рис. 12.4): 1) из оползней или обломочных потоков при перемешивании их материала с морской водой; 2) из песчаных обвалов, зернистых потоков, или разрывных течений, питающих осадками верховья подводных каньонов; 3) при штормах, взмучивающих неконсолидированные донные осадки и создающих на шельфе концентрированные нефелоидные осадки, и 4) непосредственно из взвешенного осадочного материала, поставляемого в море реками в половодье или при таянии ледников.

Во всех турбидных потоках сохранность осадочных частиц в суспензии обеспечивается главным образом направленной вверх компонентой турбулентности в жидкости, которая в основном поддерживается за счет трения на границе между потоком, с одной стороны, и дном и окружающей жидкостью — с другой. Доказано, что турбидный поток может сохраняться в виде *автосуспензии* [120, цит. по 1663]. Автосуспензия представляет состояние динамического равновесия, при котором 1) избыток плотности взвешенных осадков способствует движению потока, 2) движение генерирует в жидкости трение и турбулентность и 3) осадочные частицы остаются во взвеси за счет турбулентности и так далее, т. е. существует полный цикл обратной связи. Для сохранения этой связи необходимо, чтобы потеря энергии

при трении компенсировалась приростом энергии силы тяжести, когда поток перемещается вниз по склону. Согласно этой теоретической модели, турбидный поток может перемещаться на большие расстояния без заметной эрозии или отложения осадка до тех пор, пока наклон склона остается постоянным.

Эксперименты показали, что турбидные потоки имеют характерное продольное строение и состоят из головной и хвостовой частей, тела и шейки (рис. 12.8) [1661, 1665]. *Головная часть* турбидного потока имеет характерную форму и текстуру течения. В плане она лопастевидная с локальными ответвлениями от направления потока [32]. Внутри головной части существует система круговых вихрей, направленных вперед и вверх. Здесь как правило концентрируются наиболее крупные частицы. *Тело* располагается за головной частью и характеризуется почти однородной мощностью потока. В пределах тела может происходить



**Рис. 12.8.** Гидравлические характеристики турбидных потоков. а — схематическое разделение турбидного потока на головную и хвостовую части, основное тело и шейку, причем для головной части показана система потока; б — устойчивое однородное течение турбидного потока вниз по склону  $S$ . Средняя скорость течения  $U$  связана с мощностью потока  $d$ , разницей плотностей и с сопротивлением трению между дном  $f_0$  и верхней поверхностью раздела  $f_i$  (по [1665]).

осадконакопление, в то время как в пределах головной части еще продолжается эрозия. В хвостовой части поток быстро утоняется и становится очень разжиженным. За счет смещения потока с окружающей жидкостью образуется разжиженный горизонт. На склонах с углами наклона круче  $1,24^\circ$  головная часть толще тела, на менее крутых склонах соотношения обратные [1389]. Эти соотношения важны для определения типа осадочного переполнения в русловых обстановках. Турбидный поток будет ослабляться и по существу остановится при перемешивании его с водой, вследствие осаждения и отделения потока в *шейке*. В обычном турбидном потоке большая часть грубого материала отлагается за период времени, измеряемый часами, хотя для полного осаждения мелкозернистого материала потребуется неделя [1421].

Поскольку масштабы турбидных потоков в океане на несколько порядков больше потоков, воспроизводимых в лабораторных условиях, возможность применения полученных экспериментальных результатов к природным потокам довольно проблематична. Наличие последовательных разрывов подводных кабелей является свидетельством существования природных потоков высокой плотности. Классическим примером является землетрясение 1929 г. на Большой Ньюфаундлендской банке, вызвавшее колоссальный обвал с последующим турбидным потоком, который переместился вниз по склону на расстояние в сотни километров, выйдя на абиссальную равнину Сом [1092, 1904]. Максимальная скорость, достигнутая этим течением, составляла примерно 70 км/ч (25 м/с) [1648]. Другие хорошо описанные примеры имели место у побережья Алжира, в системе каньонов у устьев рек Конго и Магдалена и в Новобританском желобе [1093]. По оценкам скорость потока здесь также составляла десятки километров в час.

Некоторые представления о ширине и мощности турбидных потоков и о расстоянии, на которое они перемещаются, можно вынести из рельефа, возникающего при осадконакоплении. Предполагается, что природные намывные валы у подводных русел образуются при переполнении их турбидными потоками. Следовательно, такие течения должны иметь ширину в несколько километров и мощность в несколько сотен метров [1388, 1772, 2352]. Как длина глубоководных русел, так и протяженность плоских абиссальных равнин указывают на то, что турбидные потоки могут перемещаться на расстояние до 4000—5000 км [450, 552, 1905].

Частота, с которой в любой данной точке глубокого моря генерируются турбидные потоки и

накапливаются турбидиты, зависит от таких факторов, как характер области, где возникают турбидные течения, близость области осадконакопления к источнику сноса, сейсмичность области сноса и уровень моря. Турбидные потоки, генерируемые выносами рек во время половодья, могут возникать не менее одного раза в каждые два года [1093]. Эти турбидные потоки обычно низкоплотностные. Пески, накапливающиеся в верховьях подводных каньонов, могут смываться и создавать турбидные потоки с аналогичной высокой частотой [1989]. В проксимальных частях активных глубоководных конусов выноса турбидиты могут появляться каждые 10 лет [966, 1767]. Однако в обстановках более дистальных частей склона или на дне котловин турбидиты возникают каждые 1000—3000 лет, хотя частота их может сильно варьировать [1327, 2065, 2349]. Подъем уровня моря уменьшает частоту турбидных течений главным образом тех, которые возникают на шельфе и на склоне [1767]. Более того, частота карбонатных или других биогенных турбидитов, по-видимому, на порядок ниже, чем частота обломочных турбидитов, т. е. они появляются через 20 000—30 000 лет [1327, 2349].

*Турбидные потоки низкой плотности* переносят с низкой скоростью частицы главным образом песчаной и глинистой размерностей, имеющие низкую концентрацию. В глубоком море они, вероятно, более обычные, чем потоки высокой плотности [1327, 1903, 2352], и проявляются в виде нескольких разных форм, генерируемых несколькими различными процессами: 1. Штормовые волны на шельфе или на перегибе шельфа могут взмучивать осадки с образованием турбидного потока [2235]. 2. Постоянный перенос тонких частиц через шельф может приводить к образованию небольших турбидных потоков (мощностью менее 1 м), которые стекают вниз по склону и вдоль осей каньонов [1697]. 3. Стеkanie вниз по каньонам мощных нефелоидных слоев приводит к образованию потоков [659, 660]. 4. Прямая разгрузка в море рек, несущих во время половодья или таяния ледников ил, также может прямо или косвенным путем способствовать возникновению турбидных потоков низкой плотности [2352] или лютитовых потоков и каскадных суспензионных систем [1614]. 5. Крипп, оползни, обломочные и турбидные потоки высокой плотности полностью или частично могут преобразовываться в потоки низкой плотности. Эти типы потоков слабо различаются между собой и фактически являются членами ряда турбидных потоков низкой плотности. Они в отличие от нефелоидных потоков *очень* низкой плотности, ассоциирующихся с нормальными придонными течениями, которые явля-

ются полуперманентными, происходят периодически и существуют непродолжительное время (измеряемое днями) (разд. 12.2.4).

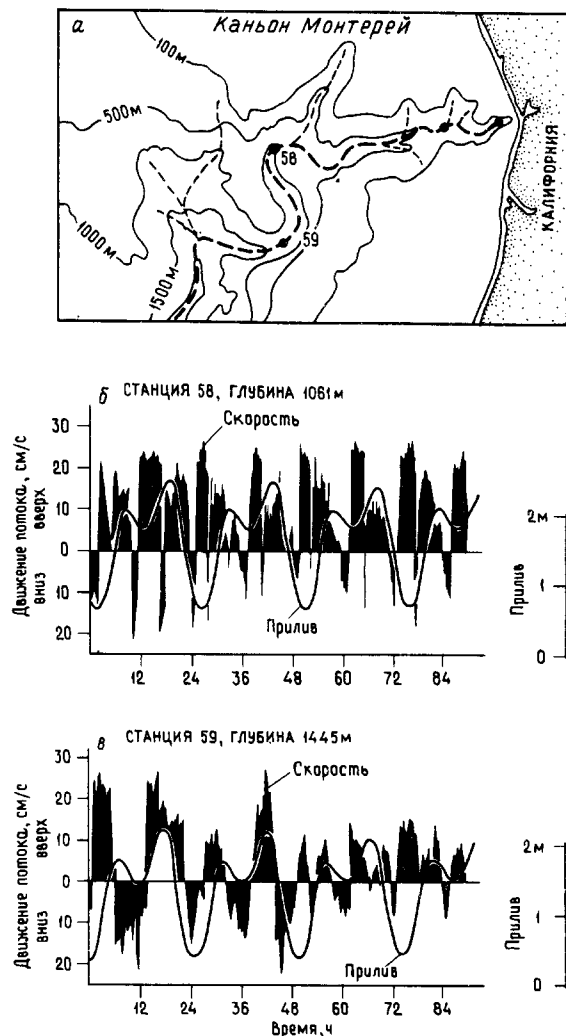
Попытки оценить физические свойства турбидных потоков низкой плотности предпринимались рядом авторов [318, 2234, 2235, 2352] (табл. 12.2). По мощности они варьируют от нескольких метров до более чем 800 м для потоков, заполняющих русла, и имеют скорости, колеблющиеся в интервале от 10 до 50 см/с.

**12.2.4. Нормальные придонные течения.** Эта группа явлений включает в себя все процессы, связанные с глубоководными течениями, которые эродируют, транспортируют и отлагают осадки на морское дно, но их возникновение не обусловлено суспензированием осадков и поэтому они могут течь не только вниз по склону, но также вдоль него и вверх (рис. 12.3). В табл. 12.1 приводятся некоторые данные, характеризующие эти течения.

**Внутренние волны и приливы.** Поверхностные волны и приливы представляют собой наиболее важные физические процессы, воздействующие на осадки и биоту на мелководье (гл. 9). Поскольку море является явно гетерогенным телом, в верхних нескольких сотнях метрах водной толщи между приповерхностными горизонтами меняющейся плотности, главным образом в термоклине, могут также формироваться ундулирующие и внутренние волны [1435]. Такие внутренние волны широко распространены и значительно варьируют по амплитуде и периодичности. По амплитуде они могут превышать поверхностные волны, несмотря на то что скорость их продвижения обычно невысока (5—300 см/с). Выявлены крупномасштабные колебания на плотностных разделах, которые имеют приливной период и называются внутренними приливами [1976].

Разрывы и турбулентные вихри, связанные с внутренними волнами, и скорости, которые достигаются внутренними волнами и приливами, вероятно, служат причиной взмучивания и эрозии значительного количества осадка на перегибе шельфа, на вершинах подводных гор или на относительно мелководном склоне и в котловинах на шельфе [2230]. Предполагается также, что они вносят свой вклад в колебательные течения в каньонах [2234].

**Течения в каньонах.** Почти не затухающие течения вдоль осей каньонов и других подводных долин движутся вверх и вниз (рис. 12.9) даже на глубинах более 4000 м [2234]. Скорость их сильно колеблется, составляя в среднем около 30 см/с. Приливная периодичность, по-видимому, наиболее характерна для глубоких частей каньонов, а



**Рис. 12.9.** Нормальные придонные течения внутри каньона Монтерей у западной Калифорнии [2234]. а — батиметрическая карта, на которой показано положение станций; б — запись течения на станции 58 на глубине 1061 м, которая иллюстрирует слабую связь между приливами и направленными вверх по каньону крупными течениями; для течений, направленных вниз, связь с приливами проявляется только в редких случаях; в — запись течения на станции 59 на глубине 1445 м, которая показывает возможное влияние приливов на потоки, направленные как вверх, так и вниз по склону.

высокая частота изменения направления потока свойственна их верховьям. Регистрируются также периоды и изменения направления, связанные с другими причинами, такими, как внутренние волны, поверхностные течения, штормовые нагоны или каскадные холодные течения.



Некоторые из этих течений представляют собой турбидные потоки низкой плотности (разд. 12.2.3), достигающие скорости 50—100 см/с и обладающие возможностью перемещать вниз по склону большие объемы тонкозернистого осадка, однако большую их часть можно отнести к нормальным придонным течениям. Частота и скорость этих течений дают основание полагать, что они оказывают значительный эффект на перемещение осадков на морском дне и на формирование морфологии каньонов и русел.

**Придонные (контурные) течения.** Океанические глубоководные придонные течения (рис. 12.10) формируются вследствие охлаждения и погружения поверхностных вод на высоких широтах [926, 1345] и медленной, глубинной термогалинной циркуляции этих полярных водных масс через Мировой океан [1781]. Высокосоленые, но теплые воды вытекают из Средиземного моря в виде контурного течения промежуточного уровня. Интенсивность течения увеличивается, если поток ограничен узкими проходами, а также под действием силы Кориолиса, которая отклоняет движущуюся воду направо в Северном полушарии (рис. 12.10) и налево в Южном; таким образом, водные массы концентрируются на западных границах котловин, формируя контурные течения. Сводка по глобальной системе течений приведена в работе Стоу и Ловелла [2355].

Если большая часть морского дна охвачена очень медленными течениями ( $< 2$  см/с), то западные пограничные течения обычно имеют скорости 10—20 см/с, а там, где поток частично ограничен, скорости превышают 100 см/с.

Хотя эти придонные течения являются более или менее постоянными и могут размывать, переносить и отлагать осадки в различных частях океана, их скорость и направление очень сильно варьируют [1546, 2018]. Крупномасштабные вихри отделяются и движутся под прямым углом к основному потоку, и средняя скорость уменьшается от ядра течения к его краям. Регистрируются как сезонные [2248], так и приливные [1617] периодические изменения, обычны также изменения направления течения на противоположное. Ширина течений изменяется от нескольких километров до десятков километров, и в зависимости от относительной плотности смежных водных масс они могут течь на различных уровнях внутри водного столба. Кроме того, поверхностные течения, генерируемые ветрами, могут проникать на дно моря на очень большие глубины (несколько километров), как, например, вихри Гольфстрима в Северной Атлантике (рис. 12.10) или ответвления течения Куроисио у берегов Японии.

Хорошо развитые нефелоидные слои (рис.

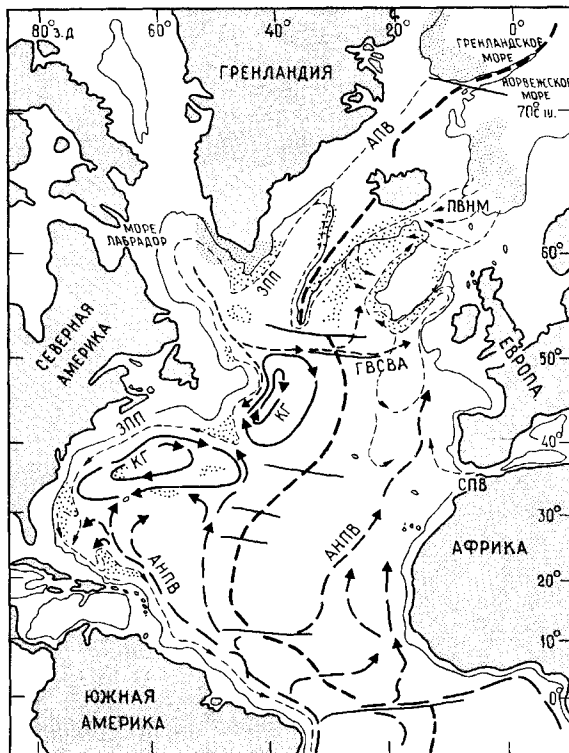


Рис. 12.10. Современная глубоководная циркуляция (стрелки), наносы осадков (тонкий крап) и области формирования придонных вод (жирный крап) в Северной Атлантике. АНПВ — антарктические придонные воды; АПВ — арктические придонные воды; СПВ — средиземноморские придонные воды; ПНВ — поверхностные воды Норвежского моря; ЗПП — Западное Пограничное противотечение; КГ — круговорот Гольфстрима; ГВСВА — глубинные воды Северо-Восточной Атлантики. Тонкая линия соответствует изобате 2000 м [2347].

12.11) или мутьевые придонные воды с заметной концентрацией взвешенного вещества во многих частях океанических котловин обычно связаны с высокоскоростными придонными течениями [707, 234]. Эти течения, по-видимому, около года удерживают тонкие (средний размер 12 мкм) частицы в суспензии за счет турбулентной вихревой диффузии [706]. Концентрация глубинных нефелоидных слоев является предельно низкой (0,01—0,3 мг/л) [1617], а их мощность изменяется от менее 100 м до более 1000 м.

Геологические эффекты от придонных течений включают в себя эрозию русел, рвов и борозд, взмучивание и перенос мелкозернистого осадка, образование таких форм ложа, как знаки ряби и волны, формирование крупных удлиненных или

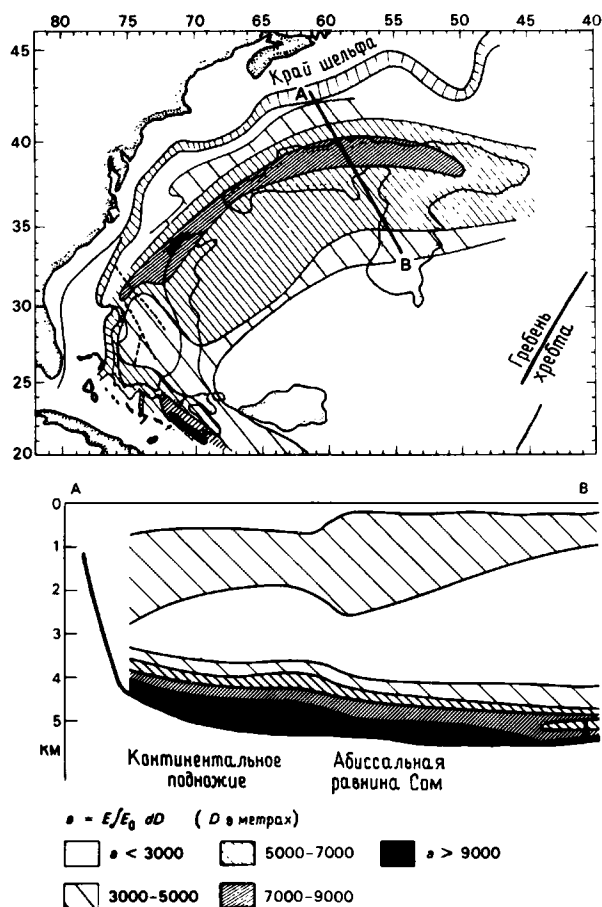


Рис. 12.11. Карта и геологический разрез, на которых показано горизонтальное и вертикальное распределение концентраций взвешенного вещества в нефелоидном слое, северо-западная часть Атлантического океана. Интенсивность штриховки указывает на относительные концентрации, колеблющиеся от максимальных, равных примерно  $0,1 \text{ млн}^{-1}$  ( $0,2 \text{ мг/л}$ ) вблизи дна, до минимальных, составляющих около  $0,01 \text{ млн}^{-1}$  ( $0,02 \text{ мг/л}$ ) в средней части зоны чистых вод [706].

куполообразных осадочных наносов (рис. 12.10), сложенных *контуритами* (разд. 12.3) [155, 1145, 2355]. Придонные течения отлагают *контуриты* также вдоль континентального склона и подножия, где они переслаиваются с турбидитами, гемипелагическими и другими осадочными фациями и могут существенно перерабатывать и разубоживать ранее накопленные осадки [426, 2247]. Так, где скорость придонных течений особенно велика, они обычно являются причиной перерыва в осадконакоплении, а в некоторых случаях с ними связаны грубозернистые остаточные отложения.

**12.2.5. Поверхностные течения и пелагическое осадконакопление.** Медленное пелагическое осадконакопление через толщу воды (гл. 11) можно рассматривать в качестве экстремального конечного члена непрерывной последовательности процессов осадкообразования (рис. 12.3). По сравнению с обломочными отложениями для биогенных осадков более важно, когда материал, вовлекаемый в процесс осадконакопления, представлен в основном известковыми и кремниевыми раковинами организмов и связанным с ними органическим веществом, которое биосинтезируется в поверхностных слоях океана. Такой материал формирует на дне глубокого моря *пелагические* отложения.

Однако во многих районах глубокого моря, особенно на склонах и в котловинах вблизи суши, терригенные составляющие (глины, кварц, полевые шпаты, вулканический пепел и другие минералы) с большой долей зерен алевритовой размерности могут слагать значительную часть осаждающегося материала, в результате чего образуются *гемипелагические* осадки. Этот материал транспортируется поверхностными течениями, ветрами и плавучими льдами и при отложении смешивается с пелагическими биогенными составляющими.

Скорость осаждения наиболее тонких частиц крайне невелика ( $10^{-4}$ — $10^{-6}$  м/с), хотя большая часть материала, такого, как хлопья или фекальные пеллеты, осаждается более быстро ( $10^{-2}$ — $10^{-3}$  м/с). Когда осадок сел на дно, то до его захоронения происходит растворение известковых и кремниевых раковин, окисление органического вещества и латеральное перемещение материала придонными и турбидными течениями.

## 12.3. СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ ФАЦИИ

**12.3.1. Характерные особенности фаций.** В настоящее время морские глубоководные фации определяются на основании следующих принципиальных особенностей: размерность зерен и другие структурные признаки, отношение песок/ил, мощность слоев и их геометрия, внутреннее упорядочение слоев, динамические и биогенные осадочные текстуры, строение, состав и биота. В идеале каждая фация, определенная таким образом, будет единственным в своем роде типом, который формируется при определенных условиях, отражая определенный процесс.

Однако, поскольку существуют свыше десяти отдельных процессов осадконакопления и широкий спектр обстановок, а размерность осаждающихся обломков колеблется от огромных валунов до тончайших глинистых частиц, то очевидно, что

КЛАСС	ГРУППА	ФАЦИИ							
		1	2	3	4	5	6	7	8
Гравий, илистый гравий гравийный ил + галечный песок	A1 Неупорядоченная								
	A2 Упорядоченная								
Песок	B1 Неупорядоченная								
	B2 Упорядоченная								
Песок и ил + илистый песок	C1 Неупорядоченная								
	C2 Упорядоченная								
Алеврит, алевритовый ил + алевроит и ил	D1 Неупорядоченная								
	D2 Упорядоченная								
Ил + глина	E1 Неупорядоченная								
	E2 Упорядоченная								
Хаотические отложения	F1 Экзотические обломки								
	F2 Изогнутые и нарушенные слои								
Биогенный ил, гемипела- гиты + хемогенные отложения	G1 Биогенный ил								
	G2 Гемипелагиты								
	G3 Хемогенные осадки								

Рис. 12.12. Основные классы и группы осадочных фаций, выделяемых в глубоком море [1896, 2350]. Классы фаций выделяются, исходя из размерности (классы фаций A—E), внутренней упорядоченности (класс фаций F) и состава (класс фаций G). Группы фаций распозна-

ются главным образом по внутренней упорядоченности структур и текстур. Расчленение индивидуальных фаций (подгруппы 1—5) основано на внутренних структурах, мощности слоев и составе.

к глубокому морю приурочено очень большое число всевозможных фаций. Наличие непрерывной последовательности процессов подразумевает, что должна существовать связанная с ней *непрерывная последовательность фаций* (рис. 12.3, 12.4), и поэтому выделяемые фации являются членами более постепенного спектра осадков.

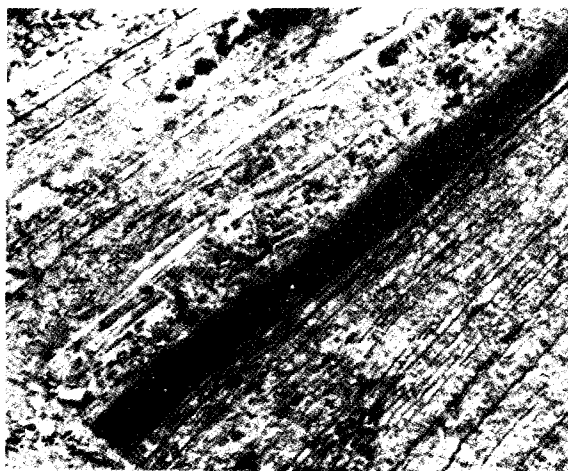
Если ранее описание морских глубоководных фаций было основано главным образом на древних разрезах *флиша* и подчеркивало их гомогенность (т. е. отсутствие резких вертикальных и латеральных изменений фаций), то за последние 15 лет отобрано колоссальное число образцов и колонок из современных океанов, а также проведена оценка гетерогенности морских глубоководных пород, обнажающихся на суше. Только для морских глубоководных обломочных отложений (рис. 12.12) было выделено более 50 фаций и предложено несколько различных их классификаций.

**12.3.2. Классификация фаций.** Классификация морских глубоководных фаций, уделяющая особое внимание песчаникам, достаточно тщательно была разработана более 10 лет назад [1747, 1748, 2532]. После этого как для крупнозернистых [423, 2526, 2555], так и для мелкозернистых [1903, 2351] отложений было выделено несколько дополнительных фаций и предпринимались попытки объединить некоторые из них в единую обобщенную модель (например, [2356, 2528]). Исползованные в классификационной схеме (рис. 12.12) понятия и подразделения полностью описательные, но, несмотря на это, они должны помочь при интерпретации процессов, указанных в фациальных моделях, представленных в следующих разделах [1896].

Для регионального картирования или реконструктивных работ часто являются достаточными классификация первого порядка и подразделение на *классы* (рис. 12.12 и 12.13). Для классификации второго порядка классы фаций от *A* до *E* могут быть подразделены на *группы неупорядоченных* и *упорядоченных* фаций (*A1*, *A2* и т. д.). В неупорядоченных фациях отчетливая стратификация или сортировка по существу отсутствует, и они включают в себя гравий, пески и илы, лишенные текстурных особенностей; хаотический тонкослоистый остаточный гравий или слои крупнозернистого песка и биотурбированный, массивный или беспорядочно-слоистый алевритовый ил. В группах упорядоченных фаций видна некоторая стратификация или заметна сортировка, и они включают в себя правильно слоистые, косослоистые и градационные пласты с различной мощностью отдельных слоев и размерностью зерен.



а



б

**Рис. 12.13.** Фотографии обнажений типичных морских глубоководных осадочных фаций (обе фотографии имеют примерно одинаковый масштаб). а — выполнение русла и связанные с ним турбидитные фации. Верхнемеловая формация Кабрильо, Ла-Холья, Калифорния; б — окремненные черные сланцы, переслаивающиеся с пелагическими известняками, среднемеловая формация фукоидных сланцев, Пьетралата, Италия.

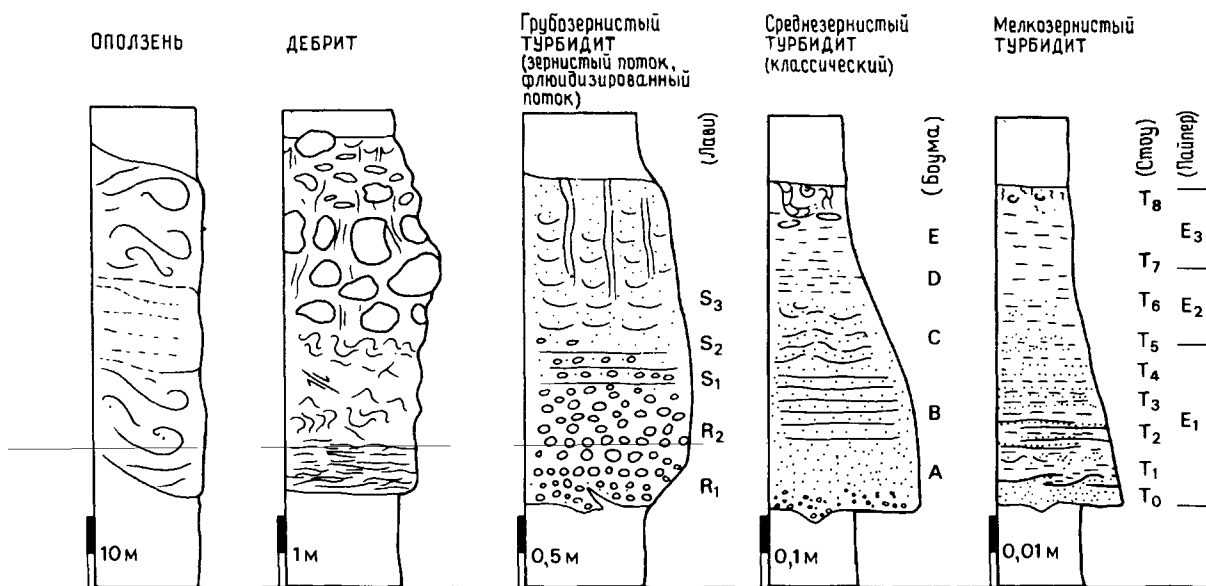
Фации класса *F* в основном неупорядоченные и могут быть подразделены на две группы: группу экзотических обломочных фаций (*F1*), где размер обломков колеблется от гигантских валунов до небольших ледниковых обломков; и группу смятых и нарушенных оползневых масс (*F2*). Фации класса *G* включают в себя пелагические биогенные осадки, известковые, кремниевые и глинистые илы и алевритовые биогенные отложения или гемипелагические осадки.

**12.3.3. Общие модели фаций.** Большинство из выделенных фаций, показанных на рис. 12.12, можно проинтерпретировать с точки зрения осадочного процесса, приняв во внимание одну из моделей фаций для переотложенных, отложенных нормальными течениями и пелагических осадков (рис. 12.14, 12.16 и 12.18). Эти модели демонстрируют стандартные последовательности структур и характерных особенностей осадков, накопившихся при единичном событии или в результате одного процесса. В геологической летописи такие полные разрезы встречаются редко; обычно верхние или нижние части их отсутствуют (соответственно разрезы без кровли и подошвы). Например, фации D 2.2 (ленточные и волнистые прослои алевроита в глине) могут быть интерпретированы как повторяющиеся мелкозернистые турбидиты, у которых отсутствует кровля. Реальные примеры некоторых из этих фаций как из современных, так и из древних разрезов показаны на рис. 12.15, 12.17 и 12.19.

**12.3.4. Модели переотложенных фаций (обломочных).** Оползни. Оползни и сползшие блоки (фации группы F2, рис. 12.15) могут включать в себя отложения любого литологического состава, и их мощность может быть или очень большой (> 100 м),

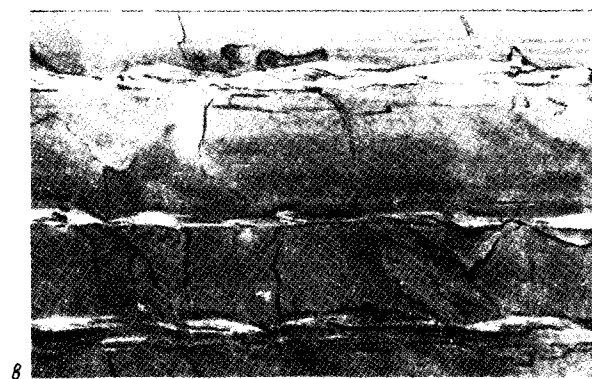
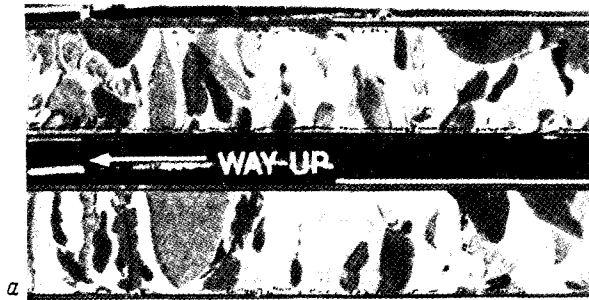
или очень маленькой (< 10 см). В сползших блоках, которые перемещаются вдоль базальной зоны сдвига главным образом недеформированными, внутренние слои в основном согласные. В их головных и хвостовых частях могут быть выделены соответственно структуры сжатия и растяжения (рис. 12.16). В оползнях существуют проникающие нарушения слоев и выделяется широкий спектр деформационных структур, включая несколько типов складок, надвигов, шаровые тектуры, серповидные опрокинутые складки, оползни вращения, уступы и т. д. [38, 690]. Стандартного вертикального разреза этих структур не существует.

Оси складок сползания во многих случаях имеют преобладающую ориентировку [2063, 2649]. В общем предполагается, что направление оползания перпендикулярно среднему от азимутов осей складок оползания, а знак движения определяется по тому, как перевернуты складки (или куда направлены их лицевые поверхности). Однако в сползающей осадочной массе трение вдоль ее краев или внутренние неоднородности могут приводить к вращению складок оползания так, что их длинные оси разворачиваются вниз по склону параллельно направлению движения. В таких случаях ориентировка складок оползания редко мо-



**Рис. 12.14.** Модели переотложенных обломочных фаций с идеализированной последовательностью структур для оползней, дебритов и турбидитов. Для каждого разреза слева внизу показана мощность типичной единицы, ко-

торая фактически может сильно варьировать. Для каждой колонки размерность увеличивается слева направо [2350].



**Рис. 12.15.** Иллюстрации переотложенных обломочных фаций: а — часть отложения обломочного потока (дебрита) мощностью 10 м, плиоцен, юго-восточная часть Ангольского бассейна, станция 530 Проекта глубоководного бурения (DSDP) (диаметр керна 7 см); б — грубозернистые турбидиты, включающие в себя горизонт с нормальной и обратной градационной слоистостью, ордовикско-силурийская формация Миллинерс-Арм, Ньюфаундленд (длина масштабной линейки 15 см); в — мелкозернистые турбидиты с волнистыми прослоями алевролитов, кембрийско-ордовикская формация Галифакс, Новая Шотландия (ширина фото 40 см).

жет быть выдержанной, но направление оползания можно определить, используя метод углового разделения, разработанный Хансенем [1032].

Деформации, вызванные оползанием, и последующие тектонические деформации, как установлено, имеют важные отличительные особенности. Хотя существует непрерывный спектр деформационных структур от чисто седиментационных до чисто тектонических [1547], все же возможно выделить особенности, характерные для осадочных оползней [38, 1104, 1419, 1759, 2650], среди которых укажем на следующие: 1) деформированные слои присутствуют в виде отдельной зоны между ненарушенными горизонтами; 2) верхний контакт зоны деформированных слоев спаян, т. е. между их неровной верхней поверхностью и основанием перекрывающего горизонта существует осадочный контакт; 3) верхняя поверхность может срезать антиклинальные складки; 4) преобладающая ориентировка осей складок, если она существует, может быть не связана с простиранием тектонических структур и 5) внутри отдельно взятого оползня структурный стиль может быть неупорядоченным и может наблюдаться широкий набор деформационных структур.

*Дебриты* (фации группы А1, рис. 12.14), также называемые *отложениями обломочных потоков* и *олистостромами*, состоят из осадков смешанного литологического состава, который может изменяться от глин, содержащих незначительное количество обломков песчаной и валунной размерности, до валунных масс с небольшой примесью глинистого материала. Мощность отдельных горизонтов изменяется на несколько десятков метров. Дебриты могут быть полностью лишены текстурных особенностей и неупорядоченными или упорядоченными в небольшой степени, иметь размытую подошву, отрицательную базальную градационную слоистость, слабую, неправильную положительную сортировку в остальной части слоя, некоторую горизонтальную ориентировку удлиненных обломков и кровлю, которая или переходит в глинистые турбидиты, или имеет резкий контакт с крупными внедряющимися в нее обломками [1665].

Фациальная модель, показанная на рис. 12.14, основана на примере современного оползня и обломочных отложений из котловины Калифорнийского бордерленда [2451]. Здесь может быть выделен закономерный вертикальный разрез: базальная зона сдвинутых осадков с линзовидной слоистостью, промежуточная деформированная зона с разломами, имеющими крутое падение, небольшими складками сползания и, возможно, конволютной слоистостью и верхняя зона, богатая обломками, заключенными в матрикс, зона (?со-

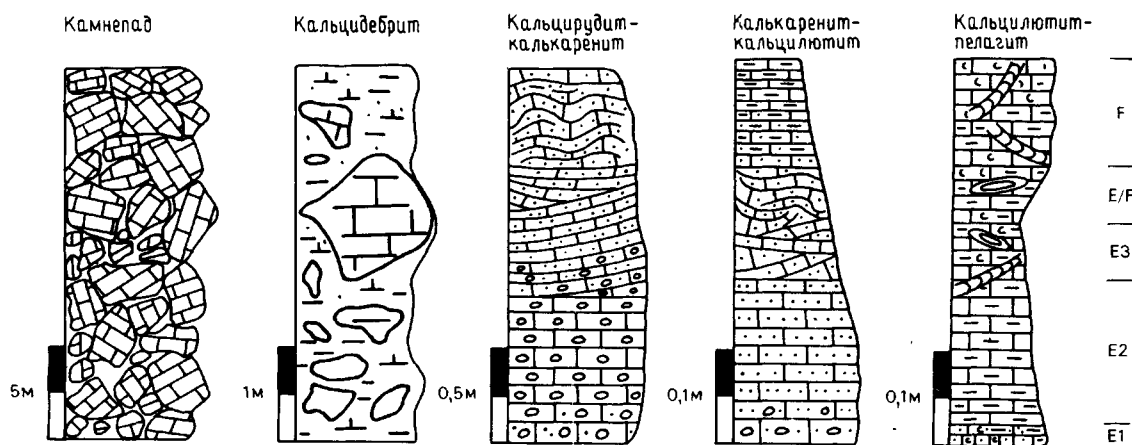
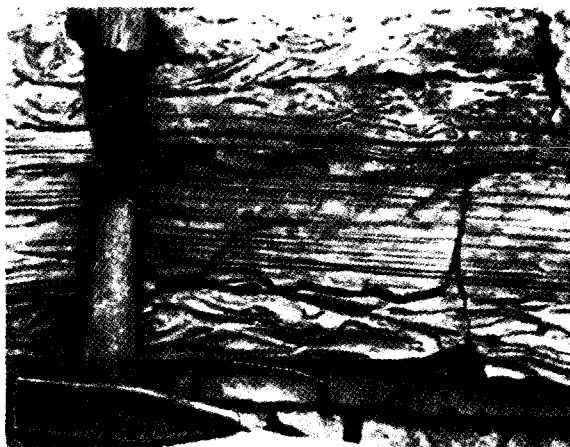


Рис. 12.16. Модели переотложенных карбонатных фаций для камнепадов, дебритов и турбидитов. Слева внизу показана мощность типичной осадочной единицы.

Для каждой колонки размерность частиц увеличивается слева направо.



а



б

бственно дебрит), в которой могут быть видны обусловленные обезвоживанием трубообразные и блюдцеобразные текстуры, особенно вблизи кровли. В дебритах из разреза известковых сланцев Пламбини в северных Апеннинах, которые образовались при оползании материала вдоль края ограниченного разломами блока, видны складки и будины, встречающиеся в виде обломков внутри этих отложений [1759, 1760].

Дебриты хорошо известны как в современных глубоких морях [721, 1700], так и в древних разрезах [1, 509]. В некоторых случаях можно видеть, что они переместились по пологому (~1—2°) склону на несколько сот километров и покрывают площади, измеряемые многими тысячами квадратных километров. Мощность слоя дебритов колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров, и, по-видимому, существует тесная связь между мощностью слоя и максимальными размерами обломков.

**Турбидиты.** Можно выделить три различные модели турбидитов, каждая из которых имеет свой стандартный разрез текстур в пределах единого слоя (рис. 12.14).

Модель **грубозернистых турбидитов** [1535] представляет многие из фаций классов А и В. Транспортировка материала на большие расстояния происходит в основном турбидными потоками

Рис. 12.17. Фотоиллюстрации переотложенных карбонатных фаций; а — основание разреза кальцирудитового турбидита, формация Скаглия-Росса, Италия, мел — третичное время; б — калькаренитовый турбидит, формация Скаглия-Росса, Италия, мел — третичное время.

ми высокой плотности, но многие из текстур в последовательности  $R_{12}S_{123}$  образовались из зернистых потоков, флюидизированных или разжиженных потоков во время конечных стадий осадконакопления (рис. 12.4). Нижняя часть разреза может состоять из гравия, галечного песка или песка, перекрывающих размытую подошву. К характерным текстурным единицам относятся нижняя пачка с отрицательной градационной слоистостью ( $R_1$ ), перекрытая массивной ( $R_2$ ), стратифицированной ( $S_1$ ), градационно-стратифицированной ( $S_2$ ) пачками и, наконец, пачкой с блюдцеобразными и трубообразными структурами ( $S_3$ ). Кровля обычно имеет резкий и плоский контакт [1534, 1535, 2528]. Некоторые из фаций в наших классах  $A$  и  $B$  (например,  $A2.2$ ,  $B2.2$ ) могли образоваться в результате процесса волочения, обусловленного «нормальным течением», а не турбидным потоком.

Моделью *среднезернистых турбидитов* является классическая последовательность Боумы [308], в которой представлено большинство фаций из класса  $C$  и части классов  $B$  и  $D$  (существует некоторое перекрытие между тремя моделями турбидитов). Выделяется пять структурных единиц, перекрывающих эродированную или нагруженную подошву: песок от массивного до сортированного ( $T_a$ ), песок с параллельной слоистостью ( $T_b$ ), песок с косой и запутанно-волнистой (конволютной) слоистостью ( $T_c$ ), тонкий песок и алеврит с параллельной слоистостью ( $T_d$ ) и ил от массивного до биотурбированного ( $T_e$ ).

В модели *мелкозернистых турбидитов* представлена большая часть фаций из классов  $D$  и  $E$ . Глины с прослоями алеврита и градационной слоистостью ( $E_1$ ) переходят вверх в сортированный ил ( $E_2$ ) и в несортированный ил ( $E_3$ ) [1903]. Пачку с градационной слоистостью ( $E_1$ ) можно далее подразделить на мощный часто линзовидный базальный слой алеврита со слабой волнистостью на кровле ( $T_0$ ), относительно мощный горизонт глины с конволютными прослойками алеврита ( $T_1$ ), слой с низкоамплитудной волнистостью ( $T_2$ ), отчетливо параллельный ( $T_3$ ), неотчетливо параллельный ( $T_4$ ) и тонкослоистый алеврит ( $T_5$ ). Они перекрываются сортированной глиной ( $T_6$ ), несортированной глиной ( $T_7$ ) и маломощной микробиотурбированной зоной ( $T_8$ ) [1327, 1774, 2065, 2357].

Эти идеализированные разрезы турбидитов гидродинамически можно интерпретировать как образующиеся при едином событии переотложения, в котором с течением времени осаждаются все более тонкий материал и по мере уменьшения скорости потока и его несущей силы формируются различные осадочные текстуры [1049, 1535,

2522, 2357, 2526]. *Полный разрез* накапливается очень редко, и, как правило, встречаются *частичные разрезы* (отсутствует кровля, подошва, средняя часть и т. д.). Эти частичные разрезы включают многие возможные фации, показанные на рис. 12.12. Например, отложение классических турбидитов с отсутствующей кровлей (подразделения  $A$ ,  $AB$ ,  $ABC$  последовательности Боумы или турбидиты  $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$ ) приводит к образованию массивных песков (фации  $B1.1$ ), песков с параллельной слоистостью (фации  $B2.1$ ) или грубослоистых турбидитов (фации  $C2.1$ ), тогда как отложение тонкозернистых турбидитов без подошвы (подразделения последовательности Пайпера  $E_{23}$ , подразделения последовательности Стоу  $T_{878}$  образует массивные и градационные глинистые турбидиты (фации  $E1.1$ ,  $E2.2$  и  $E2.3$ ).

Помимо динамических осадочных текстур, существует несколько других характерных особенностей, которые важны при определении и интерпретации турбидитов. Положительная градационная слоистость весьма обычна для крупно- и среднезернистых турбидитов так же, как для чисто глинистых или глинистых с прослоями алеврита. Кроме того, в основании многих слоев часто наблюдается отрицательная градационная слоистость. Делались попытки характеризовать турбидиты в зависимости от формы кривой распределения размеров зерен (например, [1400, 2031]) таких статистических параметров, как плохая сортировка (т. е. высокое содержание матрикса) или положительное отклонение, и по статистическим диаграммам (например, «диаграммам  $C-M$ », [1867]). Эти структурные свойства нелегко использовать при изучении древних литифицированных осадков частично из-за трудности точного анализа, а частично из-за того, что глинистый матрикс в турбидитных песчаниках (граувакках) образовался при диагенезе, а не за счет первичного осадконакопления.

Структурные исследования показали, что удлиненные частицы (зерна песка, фрагменты растений, граптолиты и т. д.) часто ориентируются параллельно потоку [500]. В направлении от подошвы к кровле турбидитов ориентировка частиц может все более отклоняться от простирания подошвенных знаков [1860, 2162], что может быть обусловлено меандрирующим характером потока в турбидном течении. Встречается также черепичное расположение зерен с падением их против течения. Стоу [2345] использовал характер ориентировки алевритовых частиц для того, чтобы отличать турбидиты, отложенные течениями, направленными вниз по склону, от контуритов, связанных с течениями вдоль склона на континентальном подножии у Новой Шотландии. По-ви-



димому, между структурами турбидитных и гемипелагических илов существуют различия [1818]: в турбидитах частицы глины находятся в более крупных незаконномерно размещенных скоплениях, тогда как в гемипелагитах единичные глинистые частицы располагаются параллельно слоистости.

В некоторых турбидитах присутствуют биогенные текстуры различных типов. Большой частью их распространение ограничивается кровлей отдельных слоев или увеличивается по направлению к ней; они также встречаются в прослоях пелагических осадков (следы жизнедеятельности и органические остатки) и в виде единичных проявлений на плоскостях напластования между горизонтами турбидитов (следы ползания, остатки жизнедеятельности). На ассоциацию этих ископаемых следов большое влияние оказывает батиметрия [2175] (рис. 12.30), хотя ряд других факторов, в том числе плотность и разнообразие бентосных организмов, экологический стресс, размерность осадочных частиц, среда осадконакопления, состав осадков, частота турбидных течений, могут быть одинаково важны при определении ископаемой биологической активности [534, 2586].

Ископаемые остатки наиболее распространены в глинистых осадках, там же наиболее высока степень биотурбации. В глубоководных котловинах глины могут быть интенсивно биотурбированы и содержать многочисленные следы жизнедеятельности сообщества *Nereites* (рис. 12.30). При невысоких скоростях осадконакопления даже небольшое число организмов полностью перерабатывает придонный ил, за исключением тех областей, куда часто поступают мощные турбидиты или где преобладают бескислородные условия. Скопления ископаемых остатков сообществ *Zoophycos* и *Nereites* обычны в глинах, отложенных на склоне и мутьевыми потоками (рис. 12.30), а в переслаивающихся с ними турбидитных песках, так же как и на подошве отдельных слоев, могут быть видны ископаемые следы бегства и жизнедеятельности организмов. В противоположность этому более мелководные сообщества включают шельфовые и прибрежные, биотурбированные фацции с сообществом *Cruziana* (рис. 12.30), характеризующиеся стабильными, невысокими скоростями осадконакопления, и обстановки от приливной до береговой зон с сообществами *Skolithos* и *Scoyenia* (см. также разд. 9.9.1).

Состав турбидитов зависит от источников сноса и поэтому может сильно варьировать. Его можно использовать в качестве критерия при проведении границы между турбидитами и переслаивающимися с ними осадками, не являющимися

ся турбидитами [1112, 2345], для выявления градиционной слоистости в тех турбидитах, в которых вариации размеров зерен минимальные [1327, 2349], или при определении тектонической обстановки и условий осадконакопления [622].

**12.3.5. Модели переотложенных (биогенных) фацций.** Переотложенные карбонаты встречаются вблизи многих современных карбонатных платформ и на флангах подводных гор и срединно-океанических хребтов [772, 1734]. В равной степени они хорошо известны в древних геологических разрезах ([509, 1628], рис. 11.33). Переотложенные кремнистые биогенные отложения описаны в современных океанических котловинах, в частности вблизи областей апвеллинга и высокой поверхностной продуктивности, таких, как прибрежные районы Юго-Западной Африки [2349] и Калифорнийский залив [555], хотя в определенных случаях древние кремни интерпретируются как преимущественно отложения турбидитов [840, 1797].

Переотложенные биогенные фацции во многих отношениях аналогичны эквивалентным обломочным отложениям. Некоторые из главных их отличий перечислены ниже (рис. 12.16, 12.17).

1. Отложения *камнепадов* в карбонатных толщах более распространены, чем в терригенных породах; по-видимому, это связано с наличием крутых склонов на рифах и краях карбонатных платформ [502, 508, 1266]. Они обычно плохо сортированы и представляют собой смесь угловатых или полуокатанных небольших обломков и крупных блоков и имеют хаотический облик. Мелкозернистый матрикс практически отсутствует, так что осадок в целом состоит из обломков. Текстура является совершенно беспорядочной, градиционная слоистость и стратификация отсутствуют. Крупные изолированные валуны в виде отдельных обломков могут также попадать в более мелкозернистый осадок, тем самым нарушая первоначальную структуру. Широко распространены *карбонатные оползни* и *дебриты*, которые мало отличаются от обломочных аналогов [1195, 2201].

2. Структуры и фацции разреза *кальцирудит-калькаренитовых турбидитов* эквивалентны структурам и фациям грубозернистых терригенных турбидитов. Однако для них более обычны интервалы разреза с косою слоистостью [1195].

3. В подразделении С Боумы конволютная слоистость является более обычной в *калькаренит-кальциллититовых турбидитах*, а перекрестная слоистость ряби в терригенных песчано-глинистых турбидитах [734, 1112]. В относительно чистых карбонатных системах обычно существует четкий, но часто неправильный разрыв между

калькаренитовой и кальцилютитовой частями разреза турбидитов, и кальцилютиты, вероятно, являются полностью бесструктурными [2358]. Поэтому во многих случаях трудно определить, являются ли переслаивающиеся кальцилютиты турбидитами или пелагическими отложениями. В менее чистых карбонатных системах, где имеется значительная примесь терригенных глин, формируется более нормальная обломочная последовательность Боумы.

4. В кальцилютитовой турбидитно-пелагической модели подчеркиваются тонкие различия между турбидитными и пелагическими подразделениями в мелкозернистых переотложенных карбонатах. Если в потоке существует небольшое количество алевритового или песчаного материала, он будет осаждаться первым в виде тонкого (слоистого) базального подразделения ( $E_1$ ), перекрываясь бесструктурным кальцилютитом, в котором может быть видна очень слабая положительная градационная слоистость ( $E_2$ ). Большая часть кальцилютита является необычайно тонкозернистой, массивной, без градационной слоистости ( $E_3$ ), вверх по разрезу ископаемые следы ползания и биотурбация в них становятся более отчетливыми. Существует постепенный переход (от  $E$  к  $F$ ), сопровождающийся отрицательной сортировкой в направлении к перекрывающему более интенсивно биотурбированному крупнозернистому пелагическому осадку (модель и подразделе-

ния заимствованы у Стоу и Везеля [2358], а примеры — у Келтса и Артура [1327, 2111]).

Отсутствие различия в чистых карбонатных системах между турбидитными и пелагическими кальцилютитам, вероятно, связано с тенденцией мелкозернистого осадочного материала транспортироваться турбидным течением, диспергируясь в водной толще, и осаждаться вместе с пелагическим биогенным материалом, тогда как терригенный глинистый материал легко флокулируется и более быстро осаждается из транспортирующего его турбидного потока.

**12.3.6. Модели фаций придонных течений.** Морские глубоководные придонные течения оказывают влияние на образование двух различных типов фаций: *переотложенных осадков русел и контуритов*. Кроме того, придонные течения, по видимому, частично ответственны за распределение мелкозернистых гемипелагических фаций.

*Переотложенные русловые осадки.* В каньонах и руслах под воздействием более или менее постоянных донных течений могут формироваться флювиальные фации [312, 505, 1627]. Крупные гряды косослоистых песчаников (фации A2.2, B2.2) и маломощные гравийные остаточные отложения, вероятно, представляют собой фации нормальных течений (или отложения турбидных течений) (рис. 12.12), характерные для подводных каньонов и русел. В последовательности русло-

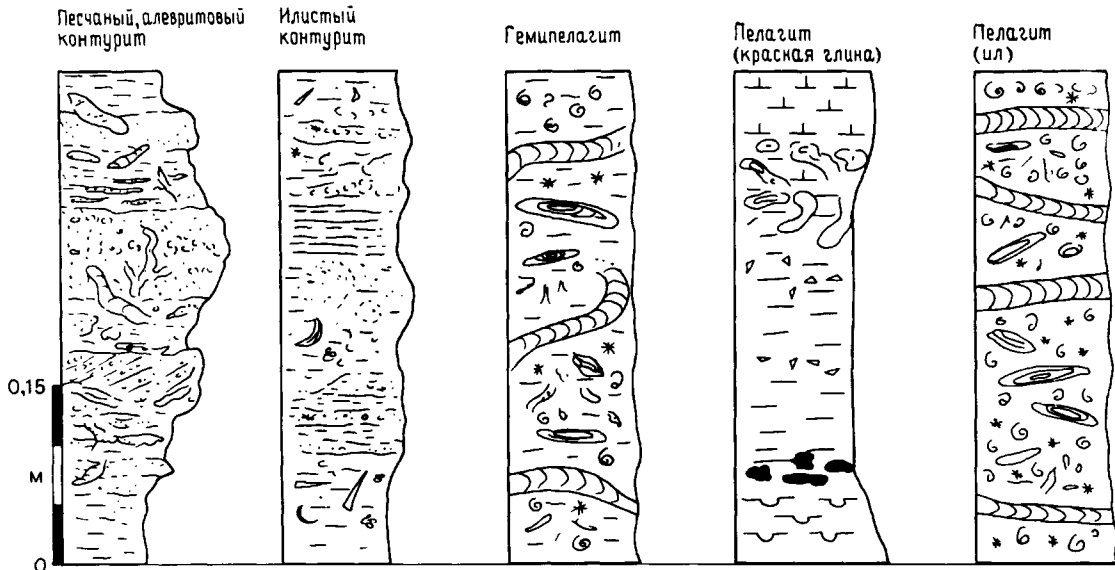


Рис. 12.18. Модели нормальных осадочных фаций контуритов, гемипелагических и пелагических отложений.

В каждой колонке размер частиц увеличивается слева направо.

вых осадков переотложенные осадки присутствуют в виде изолированных горизонтов большой и малой мощности, а не как единая часть более крупного переотложенного слоя. В них можно видеть признаки транспортировки волочением и переработки, но отсутствуют черты, связанные с мгновенным осаждением из потока. Эти отложения хорошо описаны в древних разрезах [1095, 2165, 2638].

**Контуриты.** Под воздействием донных течений образуются два основных типа фаций контуритов: *илистые контуриты* и *песчаные контуриты* (рис. 12.18). Модели этих типов фаций основаны на изучении третичных и современных контуритов в глубоком море [2347, 2355], идентификация древних контуритов на суше затруднительна [84, 1531].

*Илистые контуриты* (фации E1.2 и D1.3 на рис. 12.12) — тонкозернистые, плохо сортированные отложения глинистой и алевритовой размерности с содержанием песчаной фракции до 15%. Они в основном гомогенны или бесструктурны и основательно биотурбированы, реже характеризуются неправильным наслоением и линзовидностью. По размеру зерна контуриты колеблются от тонкозернистых гомогенных илов до илистых крапчатых алевритов. Их состав зависит от поставляемого материала, но наиболее обычно смесь биогенного и терригенного вещества. Эти отложения более всего напоминают гемипелагиты.

*Песчаные контуриты* (фации C1.2 на рис. 12.12) встречаются в виде тонких неправильных слоев (<1—5 см) или более мощных слоев (5—25 см), которые или бесструктурны и основательно биотурбированы, или сохраняют первичную горизонтальную и косую слоистость. В них может быть видна как положительная, так и отрицательная сортировка или та и другая, а контакт между слоями резкий или постепенный. Размер зерен обычно соответствует мелкому песку, реже среднезернистому песку, сортировка плохая или средняя. Во многих случаях средний размер зерен соответствует крупному алевриту, и более точно фацию можно называть «алевроитово-тонкопесчаными» контуритами. Состав варьирует, обычно смесь терригенного и биогенного материала. Иногда эти фации путают с мелкозернистыми турбидитами.

Илистые и песчаные контуриты обычно встречаются вместе в характерных вертикальных «разрезах», по некоторым признакам аналогичных стандартным разрезам турбидитов [773]. В полном разрезе (рис. 12.19, б) видна отрицательная градационная слоистость от тонкого гомогенно-

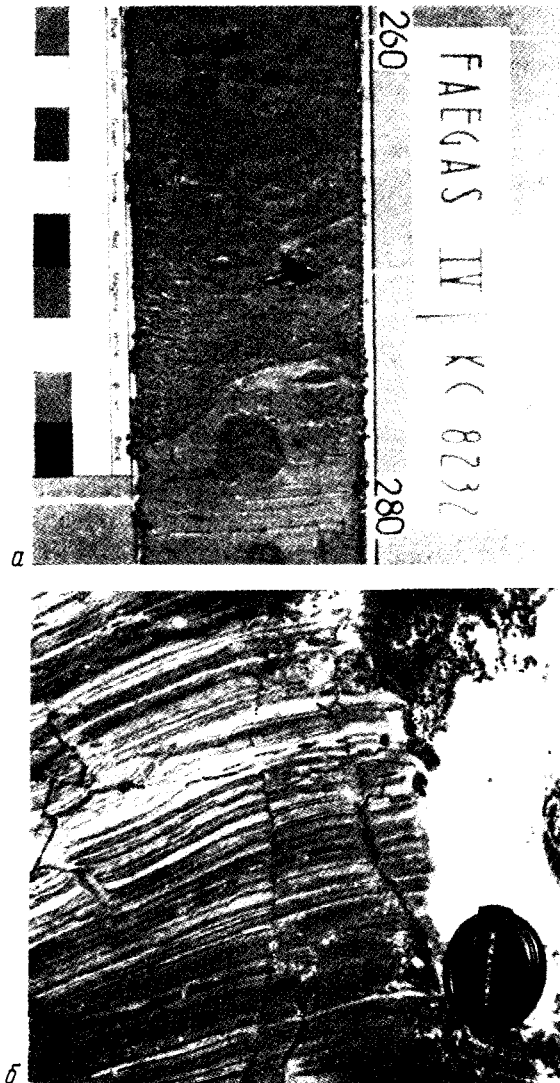


Рис. 12.19. Фотографии, иллюстрирующие фации контуритов и пелагические фации. а — керн илисто-алевроитовой фации контуритов позднечетвертичного возраста, наносы Фаро, залив Кадис (масштаб в сантиметрах); б — тонкослоистые, обогащенные органикогенно-карбонатным веществом кремнистые пелагические отложения, миоценовая формация Монтерей, Калифорния.

го ила через пятнистый алеврит к тонкопесчаной фации контуритов, а затем положительная градационная слоистость назад к илистому контуриту. Изменения размеров зерен и сопутствующие им изменения осадочных структур и состава, вероятно, связаны с долговременными флуктуациями средней скорости течения (2000—10 000 лет на 50 см разреза).

Эффекты *отсеивания и переработки*, вызываемые придонными течениями, могут приводить к появлению в фациях контуритов довольно различных характерных особенностей. Маломощные, неправильные слои плохосортированных крупнопесчаных и *гравийных остаточных контуритов* (фации B1.2 и A1.2 на рис. 12.12) с железомарганцевой пленкой на зернах смешанного состава формируются при отсеивании и удалении из осадка мощными придонными течениями тонкого материала. При переработке более или менее *in situ* придонными течениями песчанистых турбидитов они преобразуются в турбидитный песок. Полагают, что этот процесс обычен для континентального склона и подножия. Известно также, что в центральных частях океанических котловин придонные течения формируют крупные осадочные наносы, почти полностью состоящие из биогенного материала [1344, 2353]. Эти *биогенные контуриты* часто очень напоминают пелагические отложения.

**12.3.7. Модели гемипелагических и пелагических фаций.** Обобщенные модели гемипелагических и пелагических фаций также показаны на рис. 12.18 (примеры на рис. 12.19) (см. также гл. 11).

*Гемипелагические осадки* (группа фаций G2) по составу очень близки к илистым контуритам, состоящим из смеси биогенного и терригенного материала; они также гомогенные, массивные и основательно биотурбированные. Однако в них отсутствуют какие-либо свидетельства контроля осадконакопления течениями, возможно, присутствуют несколько другие ихнофации и не видно вертикальной последовательности фаций или текстур [1112, 1123].

Существуют две противоположные модели *пелагических отложений*, разработанные для илов (группа фаций G1), содержащих более 75% биогенного материала, и для красных глин (фации E1.3), в которых содержание этого материала обычно составляет менее 10% (см. гл. 11, [1138, 2440]).

## 12.4. СОВРЕМЕННЫЕ МОРСКИЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОБСТАНОВКИ

**12.4.1. Модели обстановок и их составные части.** В пределах морских областей можно выделить три фундаментально различающиеся обстановки терригенного осадконакопления: *шлейф склона, подводные конусы выноса и дно бассейна*. Шлейфы склонов представляют собой полого наклоненные поверхности, подводные конусы выноса являются крупными конструктивными

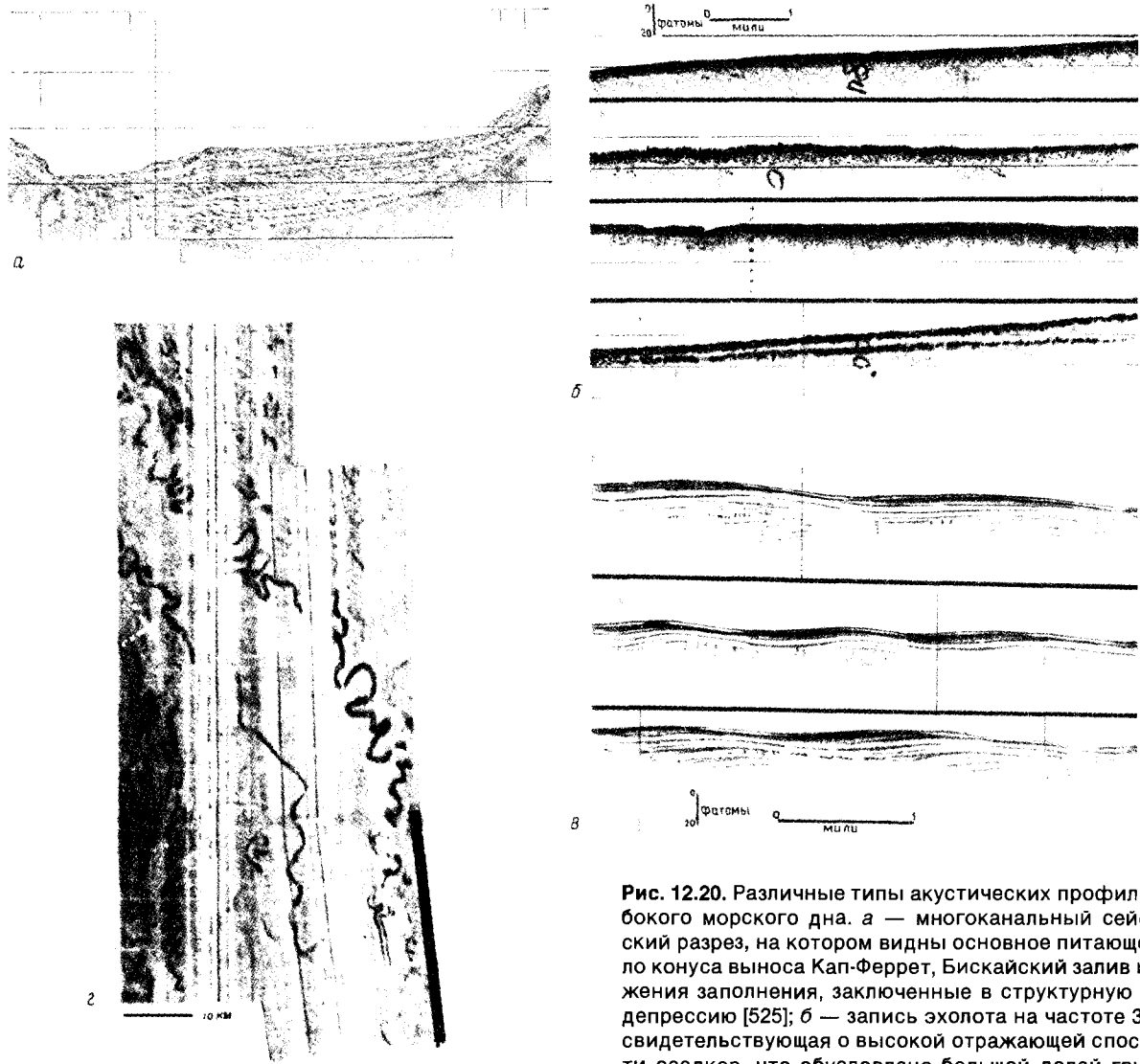
холмами, формирующимися у оснований склонов, а дно бассейнов соответствует наиболее глубоким плоским частям океана.

Типичные особенности осадконакопления, которые характеризуют каждую обстановку, лучше всего изучать при отборе осадков трубками, драгировании, бурении и фотографияровании дна. Тектонические структуры и геометрическое распределение осадочных или сейсмоакустических фаций наиболее легко различать на сейсмических профилях *МОВ* [364, 2492]. Сейсмические исследования на низких частотах в целом дают большее проникновение, но меньшее разрешение, тогда как при более высоких частотах получают картину с высоким разрешением в пределах от первых десятков до сотен метров от поверхности дна (рис. 12.20).

К *морфологическим элементам* различных обстановок относятся каньоны, глубоководные русла и оползневые уступы, выступы, невысокие холмы, наносы и хаотические массы осадков, клиновидные осадочные тела, намывные валы и межрусловые, открытые склоны и открытые котловины (рис. 12.21). Их ширина обычно составляет от первых сотен метров до нескольких километров, а превышение от первых метров до первых сотен метров, в плане они могут быть близки к изометричным или заметно вытянутыми (до нескольких тысяч километров). Такие структуры легко выявляются с помощью обычных эхолотов, их характерные особенности в какой-то степени также видны на эхограммах [562, 563] и на записях сейсмоакустических фаций [1755, 2091, 2492] (рис. 2.6, 12.21).

На дне моря существуют многочисленные морфологические структуры еще меньшего размера, которые имеют эрозионное, осадочное или иное происхождение и которые начали изучать сравнительно недавно с использованием глубоководных буксируемых аппаратов [1805, 2307]. Имеются структуры такого масштаба, которые легко выделяются в древних обнажениях, и в работе Нормарка и др. [1807] обращалось внимание на разницу в масштабах между структурами, наблюдаемыми в море и на суше.

**12.4.2. Шлейфы склона.** Шлейфы склона маскируют области между шельфом и дном котловины, окружая как маленькие бассейны на шельфе, так и крупные океанические котловины. Они включают в себя континентальный склон и континентальное подножие. Шлейфы склона встречаются также на флангах океанических хребтов, изолированных подводных гор и плато. Краевые склоны океанов особенно важны в качестве основных центров осадконакопления, а также



**Рис. 12.20.** Различные типы акустических профилей глубокого морского дна. *а* — многоканальный сейсмический разрез, на котором видны основное питающее русло конуса выноса Кап-Феррет, Бискайский залив и отложения заполнения, заключенные в структурную палеодепрессию [525]; *б* — запись эхолота на частоте 3,5 кГц, свидетельствующая о высокой отражающей способности осадков, что обусловлено большой долей грубозернистой составляющей у поверхности [562]; *в* — запись эхолота на частоте 3,5 кГц, на которой видны широкие, низкоамплитудные осадочные «волны» и субпараллельные отражающие границы, расположенные под дном и указывающие на влияние течений при осаждении мелкозернистого материала [562]; *г* — изображение, полученное сонаром бокового обзора «Глория», на котором видны извилистые меандрирующие русла глубоководного конуса выноса Амазонки на глубине около 3000 м [565].

как места эрозии и начала процесса переотложения при продвижении к более глубоководным обстановкам основания склона, конуса выноса и котловины.

Ширина склоновых шлейфов изменяется от менее 1 км до более 200 км, а угол наклона — от 2 до 7°, лишь изредка он превышает 10°. Склоновые шлейфы могут иметь эрозионное или осадочное происхождение, быть ровными или изрезанными и состоять из полного диапазона обломочных и биогенных фаций. Основными морфологическими элементами являются сравнительно резкий перегиб шельфа, сбросовый уступ, клин

рифовой осыпи, оползневые уступы, хаотические оползшие массы и отложения обломочных потоков, небольшие прямые или несколько извилистые русла и промоины, более сложные ветвистые

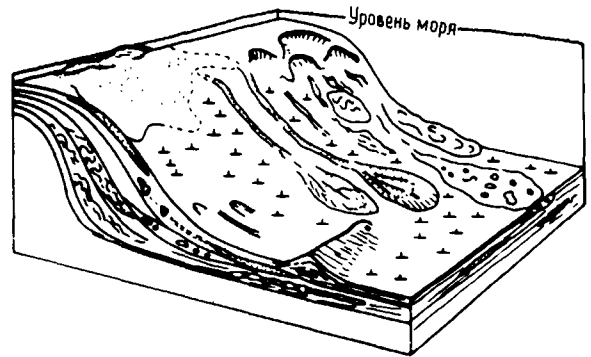
ТИП ОТРАЖЕНИЯ	ИЗОБРАЖЕНИЕ	МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
ОТЧЕТЛИВОЕ единичное		Континентальные шельфы, поверхностный грубозернистый горизонт
многократное		Склоны, конусы выноса, равнины бассейна, мелкозернистые турбидиты, контуриты и пелазиты
РАЗМАЗАННОЕ сильное		Русла и каньоны, грубозернистые фации, мелкокоматитовые неровности поверхности
среднее + под дном		Небольшие русла, лопастевидные выносы и т.д., смесь грубых и мелкозернистых фаций
слабое		Склоны и русла, обломочные потоки и сползшие массы
ГИПЕРБОЛИЧЕСКОЕ высокоамплитудное ± под дном		Склоны, неровная поверхность оползней, сползших блоков и обрывов
среднеамплитудное		Склоны, неровная поверхность оползней и т.д. или форм дна.
низкоамплитудное		Нижние склоны, конусы выноса, русла, небольшие формы ложа, выработанные течениями
ВОЛНЫ стоячие ± правильные		Нижние склоны, намывные валы, равнины бассейна, крупные формы ложа, выработанные течениями
митрирующие ± правильные		То же самое. Более устойчивый поток, обычная миграция вверх по течению
уступы эрозионный		Склоны, русла, уступы сползших блоков, или края русла
разломный		Склоны, русла, неустойчивые в тектоническом и непостоянные в седиментологическом отношении области
флексура + структуры протыкания		Склоны, обычно возникающие при диапиризме

Рис. 12.21. Схематическое изображение, выявленное по эхолотным записям, характерных особенностей рельефа для различных морфологических обстановок на глубокководном морском дне [562, 1237].

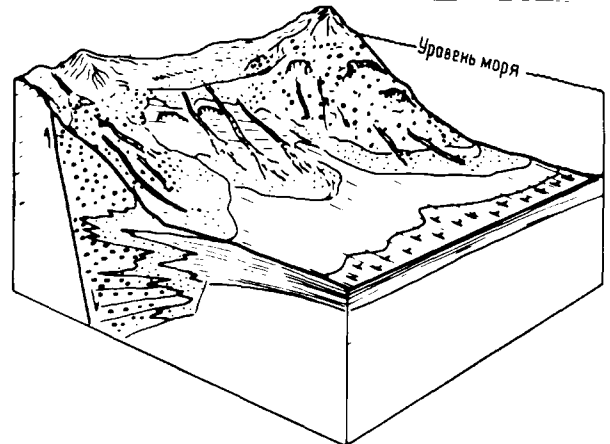
каньоны, изолированные лопастные выступы, холмы, наносы и широкие области ровного или изрезанного течениями рельефа.

На основании первичного морфотектонического положения можно выделить по крайней мере десять различных типов склоновых шлейфов

#### А. НОРМАЛЬНЫЙ (ОБЛОМОЧНЫЙ) ШЛЕЙФ



#### Б. ШЛЕЙФ, СВЯЗАННЫЙ С РАЗЛОМОМ



#### В. КАРБОНАТНЫЙ ШЛЕЙФ

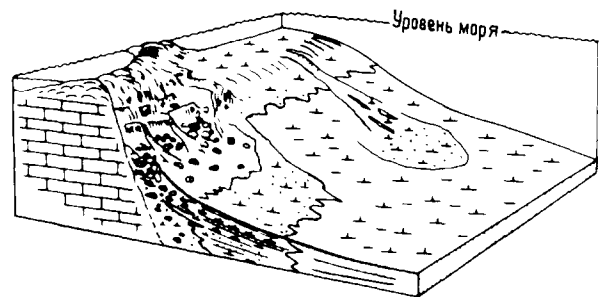


Рис. 12.22. Модели осадочных обстановок склоновых шлейфов: а — нормальных (обломочных); б — связанных с разломами и в — карбонатных. Масштабы различные, ширина склона колеблется от 1 до 500 км, градиенты склона обычно составляют 1—7° [2350].

[310, 727, 657, 1628]. Однако по главным особенностям строения осадочной толщи и морфологическим элементам мы выделяем три обобщенные модели склоновых шлейфов (рис. 12.22).

Нормальные (обломочные) шлейфы склона. Эти шлейфы имеют относительно ровный выпу-

кло-вогнутый профиль, надстраиваемый вверх и наружу при наступлении склона (рис. 12.22, а). В низкоэнергетических обстановках они имеют поперечный разрез с *сигмоидально-проградационной* структурой, тогда как в высокоэнергетических обстановках поперечный разрез шлейфов характеризуется *коспроградационным* строением [2491] (рис. 2.6). В первом случае поверхность склона имеет тенденцию выравниваться течениями и размываться ими, иногда с формированием вблизи основания склона заметно вытянутых наносов контуритов, тогда как во втором случае склон может прорезаться оврагами и рассекаться оползнями с формированием на его подошве лопастевидных осадочных выступов, скоплений материала обломочных потоков и оползневых блоков. Под прямым углом к простиранию склона через определенные интервалы могут формироваться более крупные каньоны и глубоководные русла.

Там, где питание осадками достаточно интенсивное и наряду с погружением имеет место аккумуляция, шельф надстраивается в форме клина, который утолщается по направлению к его краю. Эрозия на фронтальной части склона, по-видимому, обусловлена неустойчивостью осадков и разворота его поверхности при прогибании, в результате чего происходит увеличение угла наклона склона и образуется более неровная поверхность, чем для проградацирующего склона. При этом древние осадки и отражающие горизонты обнажаются на поверхности склона.

Распределение фаций весьма неравномерное; преобладают тонкозернистые отложения (алевриты, глины, илы и гемипелагические осадки). Как правило, существует *иловая граница* [2314], отделяющая высокоэнергетические песчаные фации шельфа от илистых осадков склона. Вдоль перегиба шельфа накапливается некоторое количество *намывного песка*, и он перемещается вниз по каньонам и оврагам, формируя изолированные лопастевидные выступы. Для ряда склоновых шлейфов обычны оползни и обломочные фации.

Строение многих склонов Мирового океана, активных окраин, окраинных морей и шельфовых котловин совпадает с этой моделью нормального обломочного шлейфа склона. Склон Новой Шотландии у восточного побережья Канады (рис. 12.23) представляет собой пример, иллюстрирующий как конструктивные, так и деструктивные элементы (проградационные-эрозионные) [1350]; общая мощность осадков, отложившихся с раннемезозойского времени, здесь составляет 10—12 км.

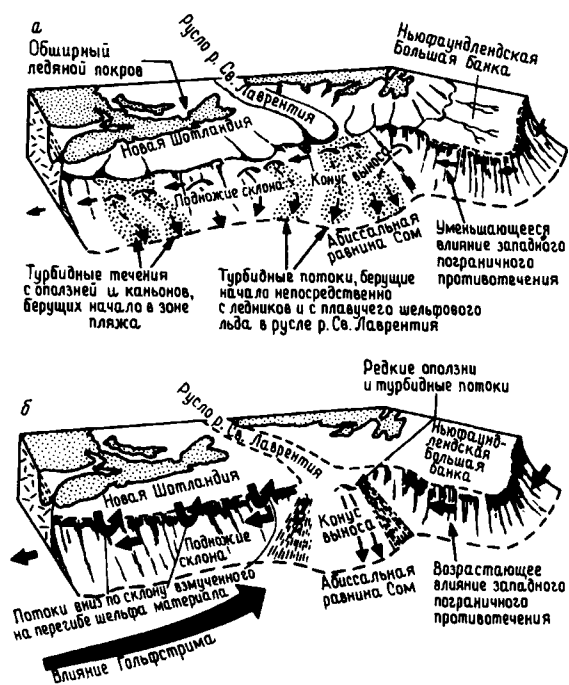


Рис. 12.23. Схема строения окраины Новой Шотландии у восточной Канады, иллюстрирующая позднечетвертичную историю осадконакопления [2346]. а — ледниковый период: пониженный уровень моря, осадки напрямую питают верхний склон, преобладает перетолжение турбидными течениями, обычны оползневые процессы, придонные течения слабые; б — постледниковый период: быстрый подъем уровня моря, отступление ледника, широкие погруженные шельфы, на перегибе шельфа осадки вновь переходят в суспензию, преобладает гемипелагическое осадконакопление, сильные придонные течения.

В течение плейстоценовых и четвертичных ледниково-межледниковых циклов имели место изменения уровня моря и характера осадков. Когда уровень моря был низкий (рис. 12.23, а), большая часть континентального шельфа обнажалась и подвергалась воздействию субаэральных процессов. Ледник покрывал восточные провинции Канады и, вероятно, современный шельф, в то время как основные ледовые потоки с ледниковой шапки Лаврентиды через залив Святого Лаврентия питали плавучий лед на окраине материка [19]. Нижняя часть склона получала большое количество осадков, в то время как в других его частях происходила эрозия и возникали оползни.

В настоящее время (рис. 12.23, б) на западе склон относительно ровный и пологий, тогда как на востоке он более крутой и рассечен многочис-

ленными руслами и оврагами. Некоторые каньоны проходят через перегиб склона, но большинство русел начинается на глубинах более 400 м и заканчивается у подножия склона [1902, 2313]. Глубоководные русла могут образовываться за счет обильного питания осадками, приводящего к интенсивным оползневым процессам, или поддерживаются разрывными течениями, которые снабжают литоральными песками верховья каньонов во время низкого стояния уровня моря. Оползни и оползшие массы всех размеров встречаются повсеместно, но наиболее обычны они на склоне, изрезанном оврагами, и на склоне над конусом выноса реки Святого Лаврентия.

Распределение мелкозернистых осадочных фаций на склоне Новой Шотландии является пятнистым и неравномерным. Пески и гравий ограничены в своем распространении намывными песками на верхнем склоне близ острова Сейбл, осевыми частями каньонов и русел, пересекающих склон, и изолированными лопастевидными выступами на нижнем склоне. Сильное придонное течение, Западное Пограничное противотечение, является активным на глубинах 2—4 км, так что в нижней части склона наблюдается тесное переслаивание илестых контуритов и турбидитов [2247, 2345].

Там, где разрезы склоновых шлейфов подстилаются эвапоритами или слабыми подвижными илами, формирование и внедрение соляных и глинистых диапиров могут полностью преобразовывать и контролировать развитие склона. Профиль склона становится очень неправильным, постоянно изменяющимся и характеризуется поднятиями и понижениями, разделенными сегментами глубоководных русел, небольшими изолированными котловинами и оползшими массами. Осадочные фации тоже распределяются неравномерно.

Наиболее известными примерами нормальных склонов, преобразованных диапировой активностью, могут служить склоны Мексиканского залива [309, 310], Анголы — Габона [669] и Нигерии [2606] (рис. 14.11). Верхняя часть континентального шельфа на севере Мексиканского залива представляет собой область холмистого рельефа, местами с большими углами наклона склонов, подстилаемую многочисленными диапировыми соляными и глинистыми структурами, ряд из которых располагается в десятках метров от поверхности дна. Конседиментационные разломы, разломы растяжения, обвалы и оползни встречаются непосредственно ниже перегиба склона и тесно связаны с диапиризмом. В результате диапиризма перегораживаются каньоны,

что приводит к формированию межсводовых понижений и депрессий обрушения.

*Шлейфы нарушенных склонов.* Там, где склоны активно контролируются разломами, они обычно имеют относительно крутые участки, перемежающиеся с более плоскими висячими котловинами, что формирует сложный ступенчатый профиль (рис. 12.22, б). Широко распространены оползневые уступы, оползневые массы и короткоживущие неглубокие русла. В том случае, когда нижний склон или подножие развиты слабо, обычно наблюдается резкое изменение градиента на подошве склона при переходе к плоскому дну котловины. Мощный *клин осадков сбросового уступа* аккумулируется в узком трое на подошве склона. Изменение осадочных фаций по латерали происходит вследствие неоднородного периодического характера активизации разломов и наличия разломов, перпендикулярных к краю склона. К последним могут быть приурочены долгоживущие каньоны и русла, через которые осадки поставляются к подводным конусам выноса и в котловины, расположенные за подошвой склона.

В том случае, когда существует источник, обеспечивающий нарушенный шлейф склона материалом любой размерности, можно наблюдать параллельное склону распределение осадков от грубозернистых до мелкозернистых. Приразломные проксимальные фации могут включать в себя камнепады, обломочные отложения, богатые гравием турбидиты и связанные с ними осадки. С удалением от зон разломов они быстро исчезают, языковидно выклиниваясь и сменяясь песчанистыми, глинистыми и биогенными фациями. Латеральная изменчивость фаций обычно усложняет простое параллельное склону распределение фаций. Периодическая конседиментационная тектоническая активность оказывает ощутимое влияние на вертикальное распределение фаций. Смена вверх по разрезу гравия песком и илом происходит периодически вслед за каждой новой фазой тектонических движений.

Наиболее часто шлейфы склонов, контролируемые разломами, встречаются на окраинах, подверженных сдвиговым смещениям (рис. 14.51 и 14.52), и на ранних рифтовых окраинах, таких, как окраины рифтовой системы Красного моря. Они также располагаются вокруг окраинных бассейнов, подобных Карибскому и Тирренскому морям [2598].

На западной окраине Тирренского моря (рис. 12.24) относительно крутой склон на ранних стадиях контролировался рифтообразованием, а на поздних — погружением котловины. Он является



эрозионным и ступенчатым и в пределах его более крутых частей обнажаются породы древнего фундамента или распространены тонкий чехол илистых осадков со множеством оползней, сползших блоков и обломочными потоками. Грубозернистые фации встречаются в осях глубоководных русел, рассекающих склон, в лопастевидных выступах, впадинах и в небольших конусах выноса, которые частично срастаются вдоль основания склона, формируя осадочное обрамление, параллельное склону. Дистально они переходят в песчаные, алевроитовые, а затем илистые и пелагические отложения. Окраина на всем своем протяжении не является однородной, поскольку ширина шельфа явно влияет на питание осадками склоновых шлейфов. По направлению к котловине склон в большей или меньшей степени прерывается поднятиями фундамента, имеющими разломную природу, которые также сильно влияют на распределение фаций и могут служить вторичными областями сноса, поставляющими материал, вовлекаемый в переотложение.

**Карбонатные шлейфы склона.** Можно выделить три типа карбонатных окраин: 1) *транзитную окраину* на краю крутого рифа или карбонатной банки; 2) *осадочную окраину* на краю более пологой банки или рифа и 3) очень пологие, сильно рассеченные *склоны флангов океанических хребтов* и других поднятий, расположенных в котловинах (разд. 11.3). В обобщенной модели карбонатного шлейфа склона (рис. 12.22, в) объединяются характерные особенности транзитной и осадочной окраин.

Транзитные окраины могут иметь очень крутые, часто ступенчатые подводные уступы с очень тонким чехлом осадков или совсем лишенные осадков, окаймленные периплатформенной известняковой брекчией, которая вниз по склону быстро переходит в калькарениты, кальцилутиты и пелагические и гемипелагические известняки. Местами окраину пересекают русла и каньоны, которые переносят более грубозернистый материал на большие глубины, нарушая тем самым параллельное склону распределение фаций.

Осадочная окраина более близка к типу склона, обычному для обломочных отложений: ей свойствен пологий выпукло-вогнутый профиль и более незакономерное распределение переотложенных карбонатных, пелагических фаций и фаций придонных течений. Наблюдается общая тенденция к утонению материала вниз по склону, но она, как правило, нарушается оползнями, обломочными потоками и отложениями грубозернистого материала, который переносится по глубоководным руслам, создавая на склоне изолированные лопастевидные выступы.

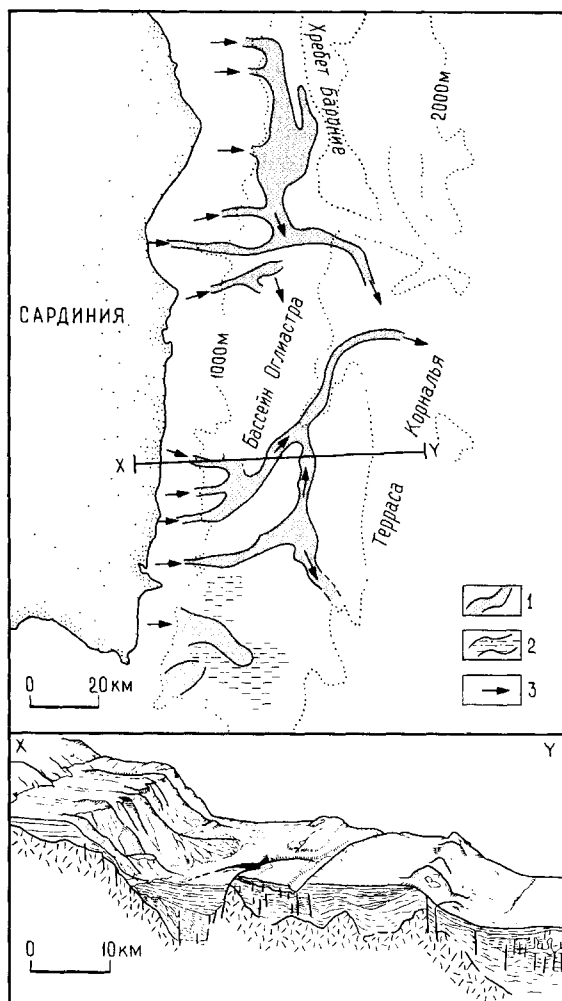


Рис. 12.24. Связанный с разломами склоновый шлейф у Сардинии и краевой бассейн в Тирренском море к западу от Италии [2598]. 1 — грубозернистые фации, 2 — смешанные песчаные и илистые фации, 3 — направление основных потоков.

Наиболее известны карбонатные шлейфы склонов вокруг Багамских [1128, 1734] и Больших Антильских [963] островов и атолловых рифов у берегов Белиза [1244].

К северу от Багамских островов карбонатные шлейфы склонов характеризуются сильной изменчивостью, сложными структурами и неравномерным распределением осадков [1734]. Модель транзитных окраин совмещает в себе семь различных структурных подтипов в зависимости от того, обращены ли эти окраины к морю или морскому проливу, расположены ли они на подвет-

ренной или наветренной стороне, эродируются ли они или расширяются. Типы и распределение карбонатных фаций склона контролируются: природой источника питания и процессами осадконакопления, разломами фундамента, океанической циркуляцией, подводной цементацией материала и биологическими надстройками.

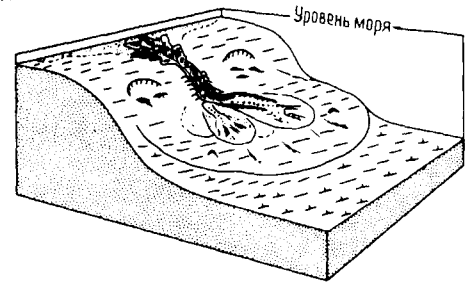
Сильно рассеченные склоны флангов океанических хребтов, линейных цепочек островов, океанических плато и изолированных подводных гор имеют профиль, характеризующийся переходом от весьма неправильного до вогнутого с поднятиями фундамента океанической коры, висячими котловинами и тонким и неравномерным осадочным чехлом. Они рассекаются поперечными долинами зон разломов или разделяются участками плоского океанического дна. На фланге Срединно-Атлантического хребта переотложенные карбонатные брекчии и карбонатные турбидиты встречаются вблизи зоны разломов Гиббса [772].

**12.4.3. Подводные конусы выноса.** Подводные конусы выноса представляют собой отчетливые конструктивные образования на подошве склонов. В отличие от склоновых шлейфов, которые протягиваются параллельно окраине, конусы выноса являются изолированными телами, которые формируются мористее основных источников осадков (рек, дельт, ледников и т. д.) или основных путей их переноса (каньонов, оврагов, рывин и т. д.).

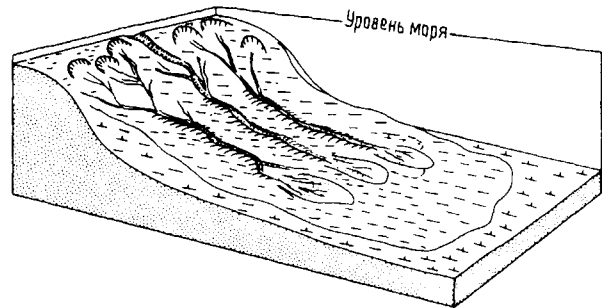
Конусы выноса сильно варьируют в размерах от округлых тел радиусом немногим более 1 км, до вытянутых структур длиной более 2000 км и имеют наклон, близкий к наклону склонов, уменьшающийся от верхней ( $2-5^\circ$ ) к нижней ( $<1^\circ$ ) части конуса. Основные морфологические элементы конусов включают в себя одно или более питающих русел, оползневые уступы и блоки, скопления отложений обломочных потоков, широкие намывные валы русел, лопастевидные выступы, формирующиеся на окончании русел и протоков и относительно ровные или всхолмленные течениями межрусловые области и области между лопастевидными выносами. Выделяются верхние, средние и нижние, или внутренние, центральные и внешние подобстановки конусов выноса, хотя эти подразделения не всегда отчетливы и могут различаться для малых и очень больших конусов выноса.

За последние 15 лет в результате исследований как современных, так и древних систем был разработан ряд различных моделей конусов выноса [311, 1179, 1747, 1748, 1773, 1790, 1794, 1800, 1801, 2346, 2528, 2530]. Тем не менее существуют только два основных типа, формирующиеся в глу-

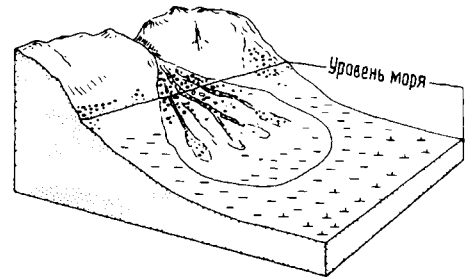
а. РАДИАЛЬНЫЙ



б. ВЫТЯНУТЫЙ



в. ДЕЛЬТОВЫЙ КОНУС ВЫНОСА



**Рис. 12.25.** Модели осадочных обстановок подводных конусов выноса. Масштабы для каждой модели различные: радиус конуса выноса обычно не превышает 150 км (для а), 1500 км (для б) и 15 км (для в). Наибольший угол наклона примерно равен  $10^\circ$  [2350].

боких водах, *радиальные* и *вытянутые* конусы выноса (рис. 12.25, а и б) с всевозможными переходами между ними [2354], и третий мелководный — *дельтовый конус выноса* (рис. 12.25, в). «Глубоководные» конусы выноса могут встречаться в относительно мелководных бассейнах, располагаясь в основании склона, тогда как дельтовые конусы выноса представляют собой подводные продолжения аллювиальных конусов.

Форма подводных конусов редко бывает идеальной, поскольку она ограничена рельефом фундамента и локальным рельефом дна. Влияние рельефа часто усиливается вследствие кон-

седиментационных тектонических движений и дифференциального уплотнения осадка. Вследствие этого идеальной модели конусов выноса подвергаются различным модификациям. В работе по верхнемиоценовым песчаникам Стивенс в Калифорнии, Скотт и Тиллман [2165] разработали модель *прилегания* для турбидитов, которые перекрывают формирующуюся одновременно с ними антиклиналь, и модель *ограничения* для турбидитов, которые отлагаются в понижениях рельефа между смежными антиклиналями (разд. 12.6.2). Там, где в результате быстрого заполнения замкнутой котловины конус выноса является полностью ограниченным, более уместным представляется использовать модель равнины бассейна (разд. 12.4.4).

На распределение фаций в конусах выноса влияет также сила Кориолиса. В результате этого воздействия в Северном полушарии турбидные течения отклоняются направо и поэтому потоки, текущие по руслам, имеют тенденцию формировать более высокие намывные валы на их правом борту; в конечном итоге это может стать причиной миграции русла влево [1648]. Развитие и положение лопастевидных выступов конуса выноса зависят от положения и активности питающих их русел, а также от местного рельефа, сформированного более ранними лопастевидными выносами [1807]. Краевые оползни в руслах или крупные отложения обломочных потоков могут перегоразживать русла и отсекают от поставляемого материала расположенные ниже лопастевидные выносы [1808]. Мутти и Соннини [1749] предположили, что даже невысокая положительная форма рельефа, образованная мощным линзовидным горизонтом, отложенным турбидным потоком, будет слабо отклонять следующие потоки, тем самым формируя мелкомасштабные, утоняющиеся вверх *компенсационные циклы*.

*Радиальные конусы выноса.* Радиальные конусы выноса имеют типичную веерообразную форму, образуются вокруг единичного питающего канала или русла и характеризуются вогнуто-выпукло-вогнутым продольным профилем (рис. 12.25, а). Их радиус колеблется от нескольких километров до нескольких сотен километров, а мощность осадков в общем не превышает 1 км. Они более или менее соответствуют песчаным, низкоэффективным, морфологически хорошо развитым конусам выноса, выделяемым другими авторами и которые питаются каньонами и расположены в замкнутых котловинах.

Для верхней части конуса выноса характерен вогнутый профиль, она имеет неровный рельеф и к ней приурочена основная долина конуса, которая может быть прямой или извилистой. С доли-

ной соседствуют намывные валы, поднимающиеся над ее дном на высоту от нескольких десятков метров до более чем 200 м. Само дно долины имеет осадочную природу и может возвышаться над смежной поверхностью конуса выноса на многие десятки метров. Ширина долины колеблется примерно от 0,1 до 10 км. Средняя часть конуса имеет выпуклый профиль и характеризуется холмистым рельефом, а основная долина распадается на многочисленные рукава, называемые руслами. Русла могут меандрировать или разветвляться, быть активными или отмершими. Их глубина в осевой части может составлять несколько десятков метров, а ширина — примерно 1 км. На окончаниях русел внизу средней части конуса выноса образуются лопастевидные выносы. Профиль нижней части конуса выноса вогнутый и ровный, здесь присутствуют многочисленные небольшие русла без намывных валов. Граница между обстановками средней и нижней частей конуса выноса постепенная и неотчетливая. В общем долины и русла конусов выноса могут быть осадочными, эрозионными и смешанными эрозионно-осадочными [1799].

В большинстве радиальных конусов выноса наряду с продольным существует концентрическое распределение грубо- и мелкозернистых фаций. Оползни, сползшие блоки и обломочный материал приурочены к области нижнего склона, верхней части конуса и краям русел. Турбидиты и связанные с ними фации на поверхности конуса распределяются двумя основными способами. Большая часть грубозернистых осадков переносится вниз по руслам и отлагается вдоль их дниц в виде мощных вытянутых песчаных тел или песчаных лопастевидных выносов, которые формируются на окончаниях русел. Тонкозернистые осадки либо перемещаются вниз по руслам, а затем вбок, формируя при переполнении русла намывные валы и поступая в междорусловые области, либо движутся в виде мощных, неограниченных руслом потоков низкой плотности. Вследствие этого отношение песка к илу в пределах русел и в проксимальных частях лопастевидных выносов бывает высоким, а в междорусловых областях и в обстановках дистальных частей конуса выноса — низким.

В верхней части конуса выноса русловые пески обычно представлены мощными грубозернистыми турбидитами, характеризующимися плохо развитой последовательностью Боумы ( $T_{ae}$ ) и чертами, присущими зернистым и разжиженным потокам (последовательность Лови). В средней и нижней частях конуса выноса пески русел и лопастевидных выносов представлены среднезернистыми турбидитами большой мощности с хорошо

развитой последовательностью Боумы ( $T_{abcde}$  или  $T_{bde}$ ). Дистально вниз по конусу выноса и по латерали в крест намывных валов и межрусловых областей турбидиты становятся все более тонкозернистыми, последовательность Боумы в основании исчезает ( $T_{cde}$  или  $T_{de}$ ) и появляются типичные для алевритов-илистых турбидитов структуры (последовательность Пайпера — Стоу).

Примерами современных радиальных конусов выноса могут служить многие небольшие конусы на западном побережье Северной Америки, такие, как Ла-Холья, Нейви, Редондо, Коронадо, Сан-Лукас и Нитинат [1799, 1806, 1807]. Во всех этих конусах преобладающим материалом является песок, представляемый единичным каньоном или руслом, а система песчаных лопастевидных выносов развивается в средней части конуса на окончании намывной верхней долины [1799, 1801].

Конус выноса Ла-Холья долго рассматривался в качестве основного примера конусов выноса этого типа. Здесь литоральные пески перемещались вдоль берега до верховьев каньона Скрипс, а далее вследствие действия различных процессов перерождения они сносились вниз по склону

и отлагались в виде серии лопастевидных выносов на окончании русла. Отношение песка к илу уменьшается при движении вниз по конусу и по латерали в сторону от оси русла. Интенсивные сейсмические исследования методом отраженных волн, однако, показали, что в развитии конуса выноса наряду с чисто осадочными процессами большую роль играли тектонические процессы и что конус выноса Ла-Холья представляет собой комплекс более мягких переплетенных радиальных конусов [981]. На морфологию конуса выноса, типы фаций и их распределение влияют также нормальные колебательные течения вдоль каньона [2234].

Из современных конусов выноса, по-видимому, наиболее детально исследован конус выноса Нейви (рис. 12.26), который сформирован в глубоких водах котловины Южный Сан-Клементс у южной Калифорнии и питался за счет переполнения русла, ведущего из котловины, расположенной в верхней части склона. Именно здесь Нормарк и его коллеги [318, 1800, 1807] прекрасно задокументировали природу отмирания и роста лопастевидных выносов и формирование мезорельефа

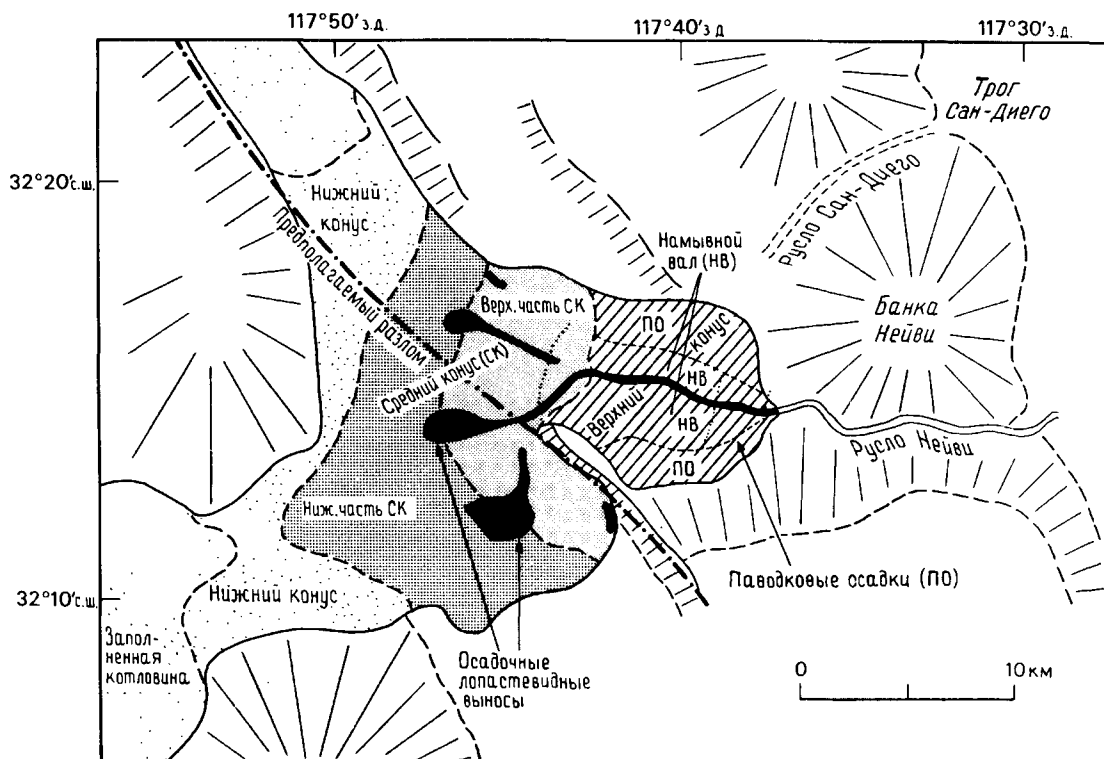


Рис. 12.26. Радиальный конус выноса Нейви вблизи Калифорнии [1807].

(отрезков русел, протоков, депрессий, холмов, донных форм и т. д.) и провели корреляцию между отдельными турбидитами, охватывающую весь конус.

*Вытянутые конусы выноса* протягиваются в продольном направлении и, как правило, ориентированы перпендикулярно к питающим окраинам; они часто имеют два или более основных питающих русла и вогнутый (от неровного до сглаженного) продольный профиль (рис. 12.25, б). Их длина колеблется от < 5 км до > 1000 км, а мощность в верхних частях может превышать 10 км. Эти конусы выноса также называли илистыми, с дефицитом песка, высокоэффективными, питаемыми дельтами крупными конусами и конусами выносов открытых котловин.

Как и в радиальных конусах выноса, здесь могут быть выделены верхняя, средняя и нижняя части, несмотря на то что их характерные особенности отличаются от описанных выше [2346]. *Верхний конус* имеет широкое верховье, которое незаметно переходит в континентальный склон, а не в отдельный гребень. Он характеризуется беспорядочным строением с многочисленными оползневыми уступами и пересечен одним основным руслом или большим их числом и множеством второстепенных русел и протоков между оползневыми блоками. Здесь преобладает эрозия, а осадконакопление ограничено. Несколько основных русел проходит почти через весь *средний конус*, поставляя большое количество осадка на намывные валы и в междурусловые области. За счет русел поверхность конуса может надстраиваться вверх или глубоко прорезаться; русла обычно извилисты с крупными меандрами и разветвлениями. Во многих руслах видна система мелких сближенных меандр (рис. 12.20, г) [312, 505]. Происхождение этих структур, очень похожих на флювиальные, пока еще не выяснено. Русла служат для доставки осадков вниз по склону, тем самым формируя вытянутый конус выноса, и отмирают в нижней части среднего конуса, образуя крупные лопастевидные выносы. При условии, что заполняемая котловина достаточно большая, ровный *нижний конус* может надстраиваться достаточно долго, незаметно сливаясь с абиссальной равниной.

Несмотря на то что данные конусы являются вытянутыми, а не концентрическими и здесь наблюдается обилие ила, а не песка, характер распределения их осадков во многом аналогичен распределению осадков в радиальном конусе выноса. В верхнем конусе отмечается большее количество оползней и больше обломочного материала, но концентрации грубозернистых осадков при движении вниз по руслу очень близки к концент-

рациям в радиальном конусе, то же самое можно сказать и про изменения размера зерен и структур от проксимальных частей к дистальным. Лопастевидные выносы могут состоять из песка или алевролита. В мелкозернистых турбидитах как при движении вниз по руслу, так и в сторону от него видна эволюция текстурных и структурных особенностей и особенностей состава [2346]. В областях с низким энергетическим потенциалом гемипелагические осадки, а в некоторых случаях конуриты переслаиваются с переотложенными фациями.

Примерами вытянутых конусов выноса открытых океанических котловин являются гигантский (длиной 3000 км) Бенгальский конус выноса [552], конусы выноса Инда [Kolla and Coumes, 1984], Миссисипи [312], Амазонки [566], Конго [2568] и Святого Лаврентия [2346]. В Средиземном море конусы выноса Роны [1803] и Нила [1564] близки к крупным вытянутым конусам; тогда как значительно меньший (длиной 10 км) конус выноса Крати [479, 2016] можно рассматривать как промежуточный между сильно изрезанным оврагами склоном и зарождающимся вытянутым конусом выноса. Нормарк [1801] считает, что конус выноса Резерв длиной 1 км в озере Верхнем [1804] следует считать вытянутым, а не радиальным.

Конус выноса реки Святого Лаврентия [1905, 2481] протягивается на расстояние свыше 600 км к юго-востоку от основания склона напротив залива Святого Лаврентия на востоке канадской окраины, сливаясь с абиссальной равниной Сом на глубине 5,2 км (рис. 12.23). С раннетретичного времени он является основным центром осадконакопления вблизи Новой Шотландии; за этот период здесь аккумулировалось несколько километров осадков. Его современная морфология и характерные особенности осадков отражают сильное влияние оледенения на континенте; несколько основных русел врезаны на глубину более 500 м. В настоящее время этот конус выноса является сравнительно мало активным.

*Дельтовые конусы выноса* (также называемые фронтальными конусами выноса дельты с коротким верховьем) представляют собой субквально-южную часть аллювиальных конусов выноса, которые продвигаются от возвышенностей непосредственно в стоячую воду (озеро или море). Они являются относительно небольшими (радиус менее 10 км) и маломощными (< 100—200 м осадков), имеют грушевидные контуры в плане и систему временных мелких ветвящихся русел, расходящихся вниз по склону от верховья конуса выноса. Ширина русел может достигать 200 м, а глубина 30 м, по ним происходит поставка материала вниз по склону дельты. Выделение русел, намывных

валов и межрусловых областей по латерали возможно лишь там, где существует достаточно долго живущий проводящий канал.

Эти конусы выноса по сравнению с конусами других типов сложены более грубозернистым материалом: в верхних их частях и в руслах преобладают песок и гравий. В намывные валы, межрусловые области и нижнее обрамление конуса выноса поступают более глинистые отложения в виде мелкозернистых турбидитов и гемипелагических осадков. В работе Уэсткотта и Этриджа [2587] выделяются два основных типа подобных конусов выноса. Первый тип, выделенный на основе изучения дельтового конуса выноса Яллакс вблизи юго-восточной Ямайки (см. рис. 14.53), характеризуется срезанным субаэральным конусом выноса, который продвигается непосредственно на крутой континентальный или островной склон. Проксимальные, гравийные отложения ветвящихся потоков в прибрежной полосе переходят в гравий и песок, а на склоне — в илистый гравий и ил. Второй тип, выделенный при изучении конусов выноса вдоль юго-восточного побережья Аляски [282, 286, 896], характеризуется более полным развитием субаэральных конусов, которые продвигаются на континентальный или островной шельф. Проксимальные отложения ветвящихся потоков переходят в слоистые прибрежные пески, а затем в дистальные или предфронтальной зоны пляжа. Эти два типа представляют собой конечные члены ряда разнообразных конусов выноса, описанных на многих побережьях и окраинах Мирового океана.

**12.4.4. Равнины бассейнов.** Равнины бассейнов плоские и относительно глубокие. По своей площади они широко варьируют от крошечных котловин на склоне до крупных океанических абиссальных равнин (1,5 млн. км<sup>2</sup>) и от достаточно мелководных до желобов глубиной до 10 км. Обычно они имеют очень пологий рельеф, который образовался вследствие выравнивания и захоронения ранее существовавших неровностей турбидитными отложениями и постепенно или сравнительно резко переходят в ограничивающие их склоны и в оставшиеся непогребенными изолированные подводные горы или приподнятые блоки фундамента. По своей форме они могут быть вытянутыми, изометричными или неправильными. В большинстве равнин бассейнов мощность осадков составляет первые сотни метров, хотя в некоторых из них, ограниченных разломами, погружение, сопровождаемое осадконакоплением, может привести к накоплению толщи мощностью несколько километров.

Равнины бассейнов служат конечной ловуш-

кой для осадков, сносимых с континентов и с подводных поднятий; наиболее обширные равнины бассейнов расположены мористее основных дренажных бассейнов земного шара. Единичная равнина бассейна может питаться за счет нескольких источников, включая подводные каньоны, глубоководные русла, конусы выносов и склоны, окружающие равнину бассейна. К их основным морфологическим элементам относятся наиболее удаленные от склонов участки подводных конусов выноса, русел и лопастевидных выносов, очень обширные области сглаженного или нарушенного течениями морского дна, а также изолированные русла внутри бассейнов, хребты и наносы, структурно контролируемые грабенами и морфологически ограниченными проходами.

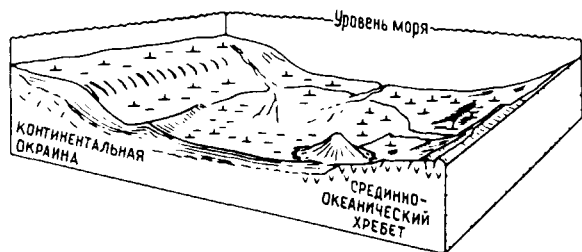
На основании таких критериев, как состав (терригенные или карбонатные осадки), характер ограничения бассейна (открытый или замкнутый), геометрия заполнения (проградационное, холмистое, трансгрессивное и драпирующее), глубина (выше и ниже уровня карбонатной компенсации) и питание осадками (недосыщенный или пересыщенный) (рис. 12.27), предлагается ряд различных классификаций.

Существуют взаимосвязанные переменные параметры, которые контролируют питание осадками, типы фаций и их распределение внутри равнин бассейна. Наиболее важными из них являются геометрия бассейна, тектоника и источники питания [1899]. Например, в крупную равнину бассейна, расположенную в области слабой тектонической активности, сносится относительно немного осадков, тогда как небольшая равнина бассейна в тектонически активной области характеризуется высоким отношением объема осадков к размеру (рис. 12.27).

*Абиссальные равнины* широко развиты в Атлантическом и Индийском океанах и по периметру Антарктиды. Они имеют удлиненные очертания с длинной осью, ориентированной параллельно континентальным окраинам. Со стороны суши равнины ограничены континентальной окраиной, откуда поступают терригенные осадки. Со стороны открытого моря равнины граничат с провинциями абиссальных холмов и срединно-океанических хребтов. Средние скорости осадконакопления составляют здесь порядка первых сантиметров в тысячу лет. Плоская поверхность равнины может нарушаться абиссальными холмами или подводными горами.

Абиссальная равнина Хаттерас (рис. 12.28, а) представляет собой крупную, вытянутую *первичную равнину*, которая имеет длину приблизительно 1000 км, а среднюю ширину около 200 км при средней глубине 5500 м [1899]. Максимальная

а. НЕДОСЫЩЕННАЯ



б. ПЕРЕСЫЩЕННАЯ

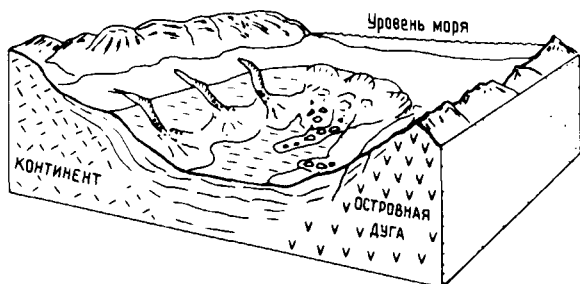


Рис. 12.27. Модели осадочных обстановок для морских бассейнов. а — крупная равнина бассейна в области слабой тектонической активности с низким отношением поставки осадочного материала к площади котловины; б — небольшая равнина бассейна в тектонически активной области с высоким отношением объема осадков к площади котловины [2350].

мощность осадочного заполнения составляет около 350 м. Главный источник терригенных осадков расположен на ее северном ограничении. Равнина слабо наклонена с севера на юг (1:83), в этом же направлении наблюдается основное рассеивание осадочного материала, а мощность индивидуальных слоев и размер зерен осадков уменьшаются по направлению течений и вкрест них. Отдельные горизонты турбидитного песка имеют большую протяженность, покрывая до 60% океанического дна, но частота встречаемости песчаных горизонтов сравнительно небольшая. С севера на юг наблюдается отчетливый переход от проксимальных фаций к дистальным. Турбидные течения, которые питают равнину, должны достигать колоссальных размеров, но их относительная редкость и большие размеры бассейна приводят к низкому отношению объема осадков к размеру бассейна и к плоской геометрии осадочных слоев.

Абиссальная равнина Нарес является *вторичной равниной бассейна*, и ее питание осуществляется через проход Вима, приуроченный к южному замыканию абиссальной равнины Хаттерас [1095, 1155]. После того как турбидные течения прохо-

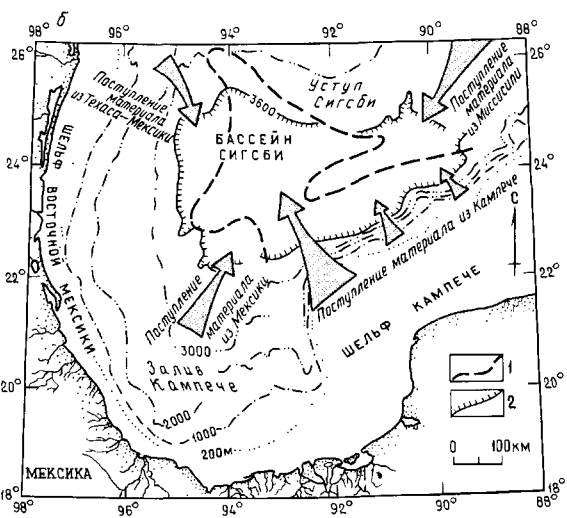
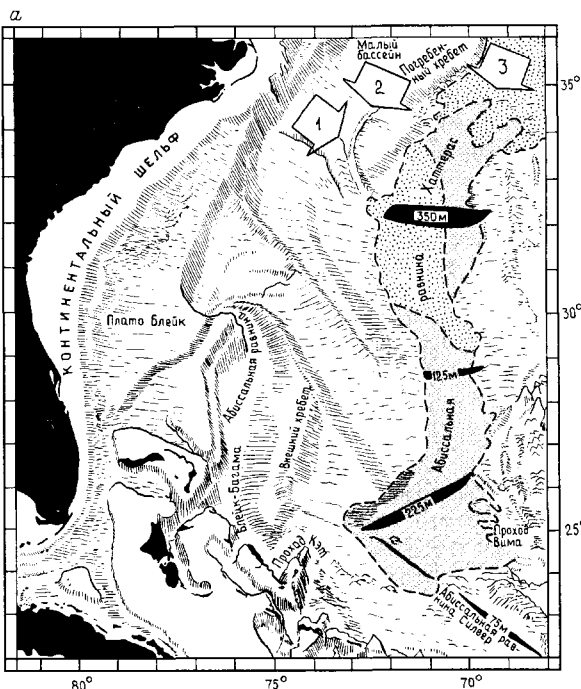


Рис. 12.28. Современные абиссальные равнины открытого океана. а — абиссальная равнина Хаттерас на западе Северной Атлантики; питание турбидитами происходит главным образом с севера, пески и алевриты показаны жирным крапом, алевриты и илы — тонким крапом [1155]. 1 — каньон Хаттерас, 2 — поперечный каньон Хаттерас, 3 — каньон Гудзон; б — абиссальная равнина Сигсби в Мексиканском заливе; центростремительное распределение как терригенных турбидитов с северо-западного шельфа Мексиканского залива, так и биокластических турбидитов с шельфа Кампече [571]. 1 — граница распространения мелководных карбонатов, 2 — внешняя граница абиссальной равнины.

дят по первичной равнине Хаттерас 1000 км или более с удалением от абиссального прохода, через который турбидными течениями осуществляется поставка терригенного материала, происходит переполнение. В результате этого заполнение вторичных равнин состоит главным образом из сортированных алевритов, илов и переслаивающихся с ними пелагических отложений.

Широкое распространение крупных равнин бассейнов в Атлантическом океане и практическое отсутствие их по периметру Тихого океана обусловлены двумя основными причинами: 1) континентальные окраины Атлантики в основном пассивные, и с ними соседствуют многие крупные дренажные бассейны земного шара [1223]; 2) континентальные окраины Тихого океана главным образом активные, и основные дренажные системы континентов располагаются в стороне от них, кроме того, вулканические дуги, задуговые бассейны и желоба служат барьерами и ловушками для терригенных отложений.

*Окраинные моря* также имеют равнины бассейнов, такие, как абиссальная равнина Сигсби в Мексиканском заливе [571] (рис. 12.28, б), Балеарская абиссальная равнина в западной части Средиземного моря [1155, 2062, 2065] и равнина бассейна Черного моря [598]. Вследствие того что эти бассейны замкнутые, их глубоководные части питаются турбидными течениями, приносящими материал из весьма разнообразных источников (рис. 12.28, б). Наиболее глубокой частью бассейна обычно является ее центральная часть, которая может быть или слабонаклонной, или полностью выровненной. Для равнин бассейнов характерно близкое к центростремительному рассеивание турбидитов и обычно подпруживание турбидных течений. Турбидиты, например, в абиссальной равнине Сигсби, связанные как с терригенными, так и с биогенными источниками материала, могут языкообразно выклиниваться и обычно состоят из тонкозернистого алеврита, ила и кальцилитита. Мощность и протяженность отдельных горизонтов турбидитных песков в большинстве окраинных бассейнов, как правило, невелики из-за относительно малых размеров самих турбидных течений. Однако вследствие наличия ряда активных источников их частота довольно высока. Скорость голоценового осадконакопления колеблется от 10 до 20 см/1000 лет, но в течение последней фазы оледенения она была в несколько раз выше [2062].

Дно некоторых морских *глубоководных желобов* может целиком или частично состоять из равнин бассейна, которые вытянуты параллельно континентальной окраине на расстоянии в сотни километров и имеют ширину не более нескольких

десятков километров. Дно желоба может быть разбито поперечными зонами на отдельные сегменты, часть из которых лишена осадков, а в другие поставляются большие объемы материала (см. рис. 14.29).

Близость областей сноса, их высокий рельеф и наличие вулканической активности благоприятствует поставкам обломочного материала на равнины бассейна желобов [2486]. Турбидные течения распределяют его главным образом в продольном направлении. Вдоль краев равнины бассейна могут развиваться отчетливые краевые фации. В Центральноамериканском желобе на его континентальном фланге преобладают алевритовые глины, в то время как на океаническом фланге накапливаются биогенные осадки [2057]. На континентальной стороне Алеутской равнины бассейна параллельно ее продольной оси протягивается глубоководное русло шириной 2,5—6 км, маркируемое намывным валом, расположенным со стороны моря. Дно русла сложено песком, тогда как в намывном валу и на дне желоба накапливаются алевриты и илы. Однако в настоящее время связь равнины с областью терригенного сноса отсутствует, и разрез турбидитов перекрывается пелагическими отложениями мощностью около 100 м. Тектоническая активность и крутые (до 10°) внутренние стенки желоба приводят к оползневым смещениям склоновых отложений на равнину бассейна. Направление оползания в целом перпендикулярно преобладающему расщеплению турбидитов [1906].

В обстановках горизонтального смещения равнины бассейнов встречаются вдоль калифорнийской окраины, где их называют также *бассейна-бордерленда* (см. рис. 14.50 и 14.51) [967], и вдоль окраины Новой Зеландии [2309]. Питание осадками этих равнин может происходить из нескольких мест, хотя, как правило, на окраине преобладает один активный разлом. Типы фаций зависят от окружающих областей сноса. Здесь могут присутствовать грубозернистые пески и гравий, крупные оползни, обломочные потоки тонкозернистых осадков, значителен вклад гемипелагического материала из континентальных источников. По направлению от окраины к центру бассейна происходят изменения, типичные для перехода от проксимальных к дистальным фациям, несмотря на то что подпруживание потоков может приводить к увеличению мощности осадков в ее центральных частях. Горизонты турбидитных песков имеют тенденцию прерываться, поскольку турбидные течения относительно слабые, тогда как их встречаемость высока вследствие частой повторяемости потоков, обусловленной тектонической активностью [1899].



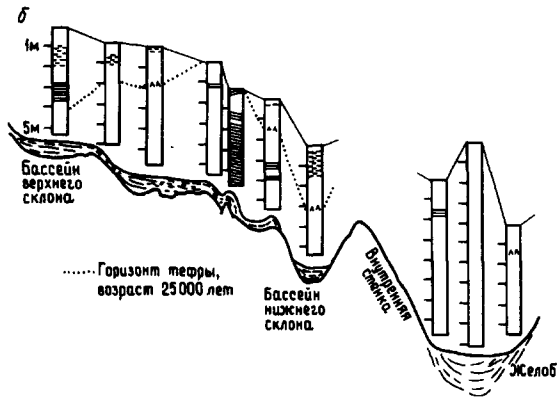
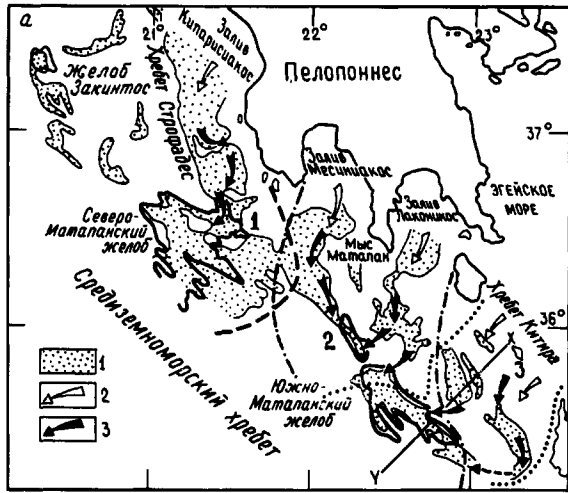


Рис. 12.29. Взаимосвязанные склоновые бассейны на юго-западной окраине полуострова Пелопоннес, Греция [969]. а — карта, на которой показаны три отдельные системы взаимосвязанных бассейнов, выделенные на основании анализа тяжелых и глинистых минералов; б — детальное изображение одной из систем от хребта Китира до желоба Матапан, на котором видна корреляция между колонками осадков на типичном пересечении. 1 — мощность осадков >200 м, 2 — источники сноса, 3 — перемещение осадков после их отложения. Цифрами обозначены минералогические провинции.

Небольшие склоновые бассейны (см. рис. 14.32) вдоль тектонически активных окраин с наличием диапиризма могут быть недосыщены осадками или могут быстро заполняться терригенными и вулканогенными отложениями, которые переполняют их, спускаясь вниз по склону и в нижние склоновые бассейны. Серии связанных склоновых бассейнов были описаны на окраине Эллинской дуги [969] (рис. 12.29) и на окраинах Тирренского моря, разбитых субвертикальными

разломами [2598]. Эти бассейны питаются смешанными осадками, частично связанными с оползанием на склонах котловины, а частично поступающими из русел, которые соединяют бассейны и служат для переноса материала в наиболее глубокие бассейны.

## 12.5. РАСПОЗНАВАНИЕ ДРЕВНИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ СИСТЕМ

Хотя в настоящее время мы имеем четко разграниченные модели фаций, связывающие глубоководные отложения с процессами осадконакопления, и относительно хорошо описанные модели обстановок, очерчивающие диапазон изменчивости, который существует в современных системах, тем не менее распознать и проинтерпретировать древние морские глубоководные отложения далеко не просто. В данном разделе приводятся примеры некоторых методов и проблемы, возникающие при интерпретации древних пород, и дается сводка главных особенностей, по которым мы можем выделять древние системы склоновых шлейфов, подводных конусов выноса и равнин бассейнов.

**12.5.1. Масштаб, сохранность и батиметрия.** Использование результатов современных исследований при интерпретации древних глубоководных систем всегда до некоторой степени ограничено, поскольку возможности исследований, проводимых на море, не безграничны. Одну из существенных проблем представляет проблема масштаба [1807]. Бенгальский конус выноса или абиссальная равнина Сом по своим размерам равны или превосходят весь Альпийско-Карпатский складчатый пояс Евразии. Даже меньший по размерам конус выноса, например, такой, как Нейви или склон бассейна бордерленда вблизи Калифорнии, на порядок больше по сравнению с отдельно взятым непрерывным обнажением.

При использовании традиционных методов исследования с надводных судов, например, таких, как эхолотирование, выделяются морфологические структуры высотой примерно 20 м и шириной 1 км. Использование комплекса глубоководной буксируемой аппаратуры позволило увеличить разрешение и выделять структуры на один или два порядка меньшие по размерам и сопоставимые с размерами обнажений древних пород. При подводном фотографировании и отборе колонок грунтовыми трубками получают данные того же масштаба, что и при исследованиях многих обнажений. Однако точность навигации и определения положения прибора на дне не позво-

ляют достаточно точно привязывать эти данные к реальной морфологии.

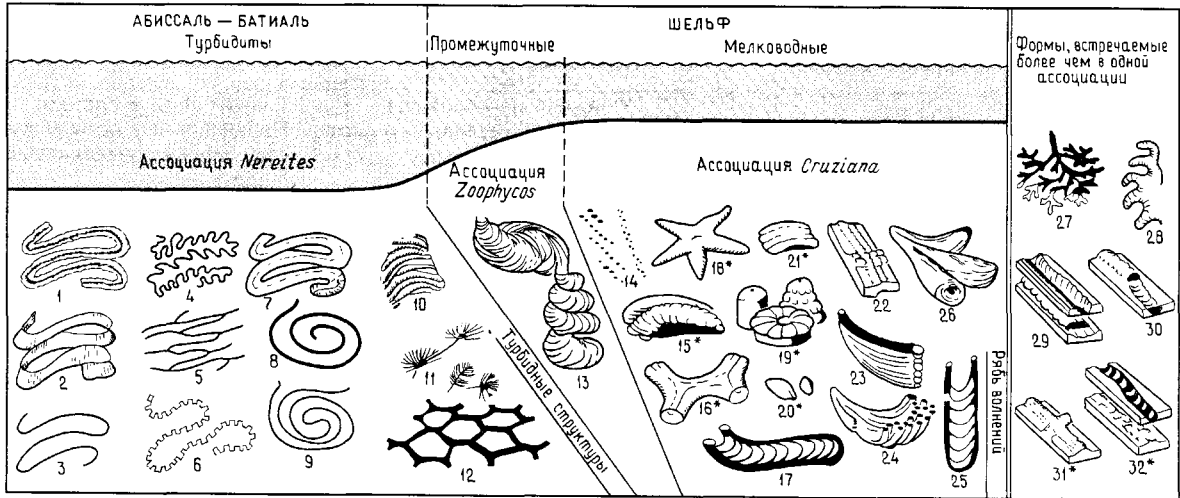
При исследованиях древних пород на суше сталкиваются также с проблемой *сохранности* (разд. 2.2.3). 1) Отправной точкой в большинстве исследований является выделение индивидуальных фаций, но этому могут препятствовать значительное уплотнение осадка и его диагенетические изменения. 2) В обнажениях могут быть выделены некоторые морфологические структуры средних масштабов, такие, как глубоководные русла, или незначительные вариации мощности слоев в осадочных лопастевидных выступах, но редко сохраняется первоначальный крупномасштабный рельеф склонов, конусов выноса и равнин бассейнов. 3) Подобные крупномасштабные структуры могут сохраняться при воздымании, но для реконструкции из первоначальной палеобстановки требуется тщательная тектоническая расшифровка.

При исследованиях вблизи поверхности применяются другие методы и возникают другие проблемы (разд. 2.3). 1) Прежде всего используются дистанционные сенсорные методы, из которых для целей седиментологии наиболее полезным является сейсмическое профилирование. Хотя этот метод широко применяется для распознавания морфологии крупно- и среднемасштабных структур, а также конседиментационных и субсеквентных тектонических движений, проводить интерпретацию сейсмических фаций с точки зрения типов фаций и разрезов далеко не просто. 2) Комбинация каротажа с опробованием керна является очень мощным методом для анализа фаций и разрезов, но отдельные скважины имеют небольшой диаметр и, как правило, удалены друг от друга.

Еще одно затруднение при изучении древних разрезов, как обнажающихся на поверхности, так и находящихся вблизи нее, заключается в трудности батиметрической интерпретации. Существуют пять основных методов, посредством которых мы можем получить некоторые представления о *палеобатиметрии*. 1) Для турбидитов и других переотложенных фаций требуется, чтобы осадочный процесс развивался на субаквальном склоне достаточной протяженности и осадки, чтобы они могли сохраниться, должны отлагаться ниже среднего основания волны. Это должно подразумевать глубину более 50 м, хотя выделяются турбидиты, преобразованные под воздействием как волн, так и штормов. 2) Некоторые ассоциации бентосных фораминифер, главным образом третичного возраста, сопоставимы с современными ассоциациями, которые обитают на известной глубине (например, [655, 978]). В переотло-

женных фациях обычно обнаруживается смесь переотложенных мелководных фораминифер или других биогенных, пелагических биогенных и глубоководных форм. 3) Предполагается, что следы жизнедеятельности различных сообществ связаны с определенной глубиной [2175, 2177] (рис. 12.30): сообщество мелководного склона (*Cruziana*), сообщество склона (*Zoophycos*) и батимальное сообщество (*Nereites*); однако другие факторы среды, такие, как поставка осадков, наличие пищи, размерность зерен и окислительно-восстановительные условия, могут полностью изменять эту глубинную зональность [2596]. 4) Поскольку может сохраняться истинная геометрия разреза, возможно, например, для системы шельф—склон—котловина измерить минимальные палеоглубины (например, [897]). 5) В тех случаях, когда достаточно хорошо известна тектоническая история региона, в определенных пределах возможна и палеорекострукция. Для древних разрезов в скважинах, расположенных в океане, может быть использован метод обратного закрытия (*back-tracking*), основанный на охлаждении и погружении океанической коры [2155].

**12.5.2. Горизонтальное распределение фаций.** Отсутствие обнажений и тектонические нарушения очень сильно затрудняют определение характера горизонтального расположения фаций в древних разрезах. В связи с этим фациальные модели основаны главным образом на других данных, и, в частности, многие модели конусов выноса разрабатывались с использованием вертикальных разрезов (например, [2528]). Тем не менее иногда фации могут быть прослежены по латерали на расстояние до 2—3 км, и путем корреляции изолированных разрезов можно реконструировать палеогеографию на обширной площади. Один из методов построения картины горизонтального распределения фаций основан на выделении закономерных изменений в литологии при переходе от *проксимальных* (близких к области сноса) фаций турбидитов к *дистальным* (удаленным от области сноса), как это наблюдается вниз по течению [2524] (табл. 12.2, рис. 12.31): в этом направлении уменьшаются отношение песчаник/сланец, мощность песчаника, размер зерен и распространенность эрозионных структур (амальгамных песчаников, русел); количество знаков размыва, таких, как рифли, уменьшается, а количество следов выпавивания, таких, как желобки, увеличивается; пласты становятся более правильными, параллельными, лучше сортированными, слоистыми и косослоистыми. Уокер [2524] также предложил использовать проксимальный индекс (*ABC*), основанный на процентном содержании



**Рис. 12.30.** Обычные ассоциации ископаемых и их значение при выделении обстановок, в особенности при определении глубины бассейна [2175]. 1 — *Nereites* S.Str; 2 — *Dictyoedora*; 3 — *Helminthoidea*; 4 — *Cosmorhaphe*; 5 — *Urohelminthoidea*; 6 — *Paleomeandron*; 7 — *Scolicia* (меандрирующая); 8 — *Spirophycus*; *Spirodesmos*; 9 — *Spirorhaphe*; 10 — *Lophoctenium*; 11 — *Oldhamia*; 12 — *Palaеodictyon*; 13 — *Zoophycos*; 14 — следы акропод;

15 — *Cruziana*; 16 — *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*; 17 — *Rhizocorallium*; 18 — *Asteracites*; 19 — *Bergaueria*, *Conostichus*, *Solicycl*; 20 — *Lockiea* (= *Pelecypodichnus*); 21 — *Curvolithus*; 22 — *Gyrochorte*; 23 — *Teichichnus*; 24 — *Phycodes*; 25 — *Diplocraterion*; 26 — *Asterosoma*, *Rosselia*; 27 — *Chondrites*; 28 — *Phycosiphon*; 29 — *Scolicia*; 30 — *Taenidium*; 31 — *Fucusopsis*; 32 — *Nereites* (*Scalarituba*).

слоев в разрезе турбидитов, основание которого начинается с подразделения Боумы  $T_a$ ,  $T_b$  или  $T_c$  (рис. 12.31, б).

Изменения от проксимальных фаций к дистальным [2524] могут проследиваться дальше вниз по течению вплоть до очень мелкозернистых, тонкослоистых турбидитов [1746, 1903, 2356] (табл. 12.2). Дистальные фации Уокера фактически являются промежуточными между выделяемыми им проксимальными турбидитами и истинно мелкозернистыми турбидитами.

Мелкозернистым турбидитам также свойственны изменения при переходе от проксимальных к дистальным фациям, выражающиеся в изменениях размера зерен, сортировки, структуры и мощности слоев на открытом склоне, которые происходят параллельно с изменениями, наблюдаемыми в более грубозернистых осадках, ограниченных глубоководными руслами. В алевроитовых и илистых турбидитных слоях на расстоянии в сотни километров вниз по склону, в десятки километров поперек намывных валов и в несколько сантиметров вверх по отсортированной тонкослоистой единице разреза турбидитов наблюдаются точно сопоставимые изменения [1746, 1773, 1774, 2346].

Необходимо однако отметить, что 1) турбидиты, как проксимальные, так и дистальные, в определенных глубоководных обстановках могут вмещаться по латерали друг с другом. Например, заполненные песком и гравием глубоководные русла могут пересекать склоновые шлейфы, в которых преобладают илы, и, таким образом, вследствие радиальной формы многих конусов выноса «дистальные» склоновые фации могут спускаться в котловину к «проксимальным» фациям конуса выноса; 2) размерность отложений и мощность их слоев частично контролируются типом материала и его количеством в области сноса. Поэтому, если отсутствуют более грубозернистые отложения, то мелкозернистые «дистальные» турбидиты могут отлагаться близко к источнику сноса. Если палеотечения и другие признаки не позволяют определить истинные взаимоотношения между проксимальными и дистальными фациями, предпочтительнее использовать термины «грубозернистые» (грубослоистые) и «мелкозернистые» (тонкослоистые) фации.

**12.5.3. Палеотечения и палеосклоны.** Для нашего понимания геометрии отложений в сериях древних пород и характера их распределения

Таблица 12.2. Характерные особенности проксимальных, медиальных и дистальных турбидитов

	Проксимальные (грубозернистые)	Медиальные (среднезернистые)	Дистальные (мелкозернистые)
Мощность слоев	Большая	Средняя и небольшая	Тонкие слои и слойки
Форма слоев	Неправильная, линзовидная, русловая и обычно эрозионная	Плоско-параллельная; слоистость правильная	Параллельные слои и слойки, также прерывистые слойки
Отношение песок/ил	Высокое, амальгамация песчаников, тонкие прослойки и слои аргиллитов	Среднее, изредка отмечается амальгамация, хорошо развиты слои аргиллитов	Низкое, преобладают аргиллиты
Сортировка	Слои часто несортированы или плохо сортированы, заметна отрицательная сортировка	Обычно сортировка хорошо развита	Сортировка очень тонкая и мелкомасштабная
Модели фаций	Обычны последовательности Боумы ( $T_{ae}$ ) и Лови	Обычны классические последовательности Боумы ( $T_{abcde}$ , $T_{bcde}$ и т. д.)	Обычны последовательности Стоу — Пайпера и подразделения Боумы $T_{(c)de}$ и $T_e$
Стратификация	Обычна крупномасштабная параллельная и косая слоистость	Обычны слоистая волнистость и конволютная слоистость	Обычны переслаивание алевролитов и аргиллитов, косая микрослоистость и т. д.
Структуры кровли и подошвы	Нижний контакт резкий, обычно неровный; верхний контакт часто резкий	Нижний контакт резкий с небольшими неровностями; верхний контакт, как правило, градационный	Нижний контакт резкий, реже градационный, несколько неровный; верхний контакт резкий или градационный
Биотурбация	Как правило, отсутствует	Хорошо развита в прослоях аргиллитов	Хорошо развита; обычна также микробиотурбация
Деформационные структуры	Обычны оползни и структуры обезвоживания	Небольшие оползни и структуры обезвоживания	В горизонтах алевролитов и аргиллитов могут встречаться соответственно структуры нагрузки и перепутанные структуры
Размер зерен	Преобладают гравийная и крупнопесчаная размерности	Средне-мелкозернистый песок, переслаивающийся отсортированным илом	Очень мелкозернистый песок и алеврит с большим количеством илистого материала
Сортировка	Часто плохая	Средняя	От средней до хорошей
Состав	Незрелый и смешанный материал	Умеренная зрелость, обычна градация по составу	Зрелые по составу
Ассоциирующиеся фации	Оползни и обломочный материал (дебриты)	Тонкозернистые турбидиты, иногда гемипелагические осадки	Среднезернистые турбидиты, контуриты, гемипелагические и пелагические осадки

критическим является анализ *наклона палеосклона* и *направления палеотечений*. При интерпретации палеосклона особенно полезно выяснение ориентировки оползневых складок, тогда как направление течения можно определить по измерениям ориентировки зерен, расположению ископаемых остатков и обломков, черепитчатому налеганию, подошвенным знакам (желобкам, выемкам), линейным знакам течения и знакам ряби. Эти главные признаки могут пополняться данными

о размерности, мощности слоев, составе и другими характеристиками, причем следует всегда помнить о проблеме совмещения фаций.

В древних разрезах турбидитов было выполнено много таких измерений [1922]. В вытянутых бассейнах с наличием нескольких небольших источников питания, расположенных по краям и составляющих осадки вниз по склону под прямым углом к простираению котловины, как правило, преобладает продольный характер распределе-

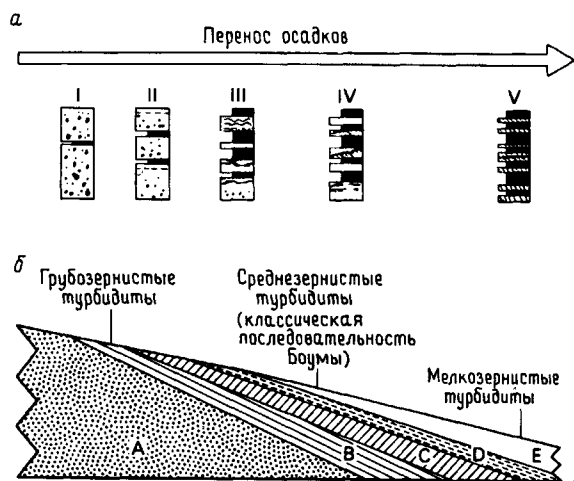


Рис. 12.31. Характерные особенности проксимальных и дистальных турбидитов. а — схематическое изображение изменений, наблюдаемых вниз по течению и заключающихся в уменьшении мощности слоев, размера зерен и отношения песок/ил в разрезе турбидитов [705]; б — латеральные изменения в отдельно взятом горизонте турбидитов [516].

ния осадков [731, 1548]. Реже устанавливается радиальный характер распределения, который может быть обусловлен осадконакоплением в радиальных конусах выноса (например, [1411, 1504, 2064]). Определение истинного направления палеосклона по ориентировке осей складок оползания является очень важным дополнением к простым измерениям направления палеотечения [2645, 2650, 2651].

Часто характер палеотечений весьма сложен [1531]. Паркаш и Мидлтон [1860] показали, что турбидные потоки, которые были зафиксированы в ордовикской формации Клоридорм в Квебеке, меандрировали. Изменение направления течения на  $90^\circ$  в единой серии пород может происходить в результате переработки турбидитов придонными (контурными) течениями, направленными вдоль склона (например, [2355]).

**12.5.4. Вертикальные последовательности faciй.** В древних глубоководных последовательных наслоениях существует много разновидностей *вертикального разреза*, различающихся по своей мощности на несколько порядков [2014, 2064, 2200, 2351]. Одним из крайних членов является последовательность заполнения бассейна, мощность которого изменяется от нескольких сотен метров до нескольких километров, а другим — индивидуальный градационный слой мощнос-

тью от  $>1$  см до  $<1$  м. Первый имеет в основном тектоническое происхождение, а второй — осадочное. Между этими двумя крайними членами находятся разрезы мощностью от первых дециметров до первых десятков метров, которые образуются в результате взаимодействия процесса осадконакопления, рельефа, тектоники и колебаний уровня моря. Эти разрезы выделяются в скважинах на суше и при глубоководном бурении в океане (рис. 12.32 и 12.33). Разрезы распознаются по размеру зерен, мощности слоев и фациальным изменениям, и, по-видимому, они характеризуют конкретные морфологические элементы. Поскольку в настоящее время собрано относительно мало данных по бурению современных аналогов древних систем, то подтвердить или опровергнуть существующие представления пока невозможно [313].

Выделяются несколько типов заполнения каньонов и глубоководных русел: блоковое, массивное, грубозернистое заполнение каньонов или проксимальных русел; более закономерные с уменьшением размера и утонением слоев в направлении кверху разрезы русел средней части склона или конуса выноса; пачки песчаного материала, осаждаемого в рукавах русел; и от блокового до уменьшающегося вверх по размерности заполнения русел с преобладанием ила. Разрезы с постоянно увеличивающейся вверх размерностью (и мощностью слоев), по-видимому, типичны для более проксимальных песчаных выносов среднего конуса, а также, вероятно, для проксимальных илистых лопастевидных выносов, тогда как более симметричные разрезы характерны для дистальных (конечных) песчаных и глинистых лопастевидных выносов. Иного рода холмистые отложения на дне моря включают в себя наносы контуритов с незакономерными вариациями более или менее песчаных и алевролитных илов гемипелагического облика и оползни или массы обломочных потоков с хаотической совокупностью оползней и дебритов. Обстановки намывного вала, межрусловые и спокойного склона могут характеризоваться неправильными разрезами и разрезами с уменьшением или увеличением размера зерен по направлению кверху. Эти разрезы отличаются по относительным пропорциям преобладающих типов faciй: песчаных, алевролитных или глинистых турбидитов, гемипелагических и пелагических отложений или черных сланцев. Контролируемые тектоникой разрезы с уменьшением размера зерен кверху обычны для склоновых шлейфов и котловин, связанных с разломами.

Вышеописанные разрезы являются обобщенными, они связаны со специфическими структур-

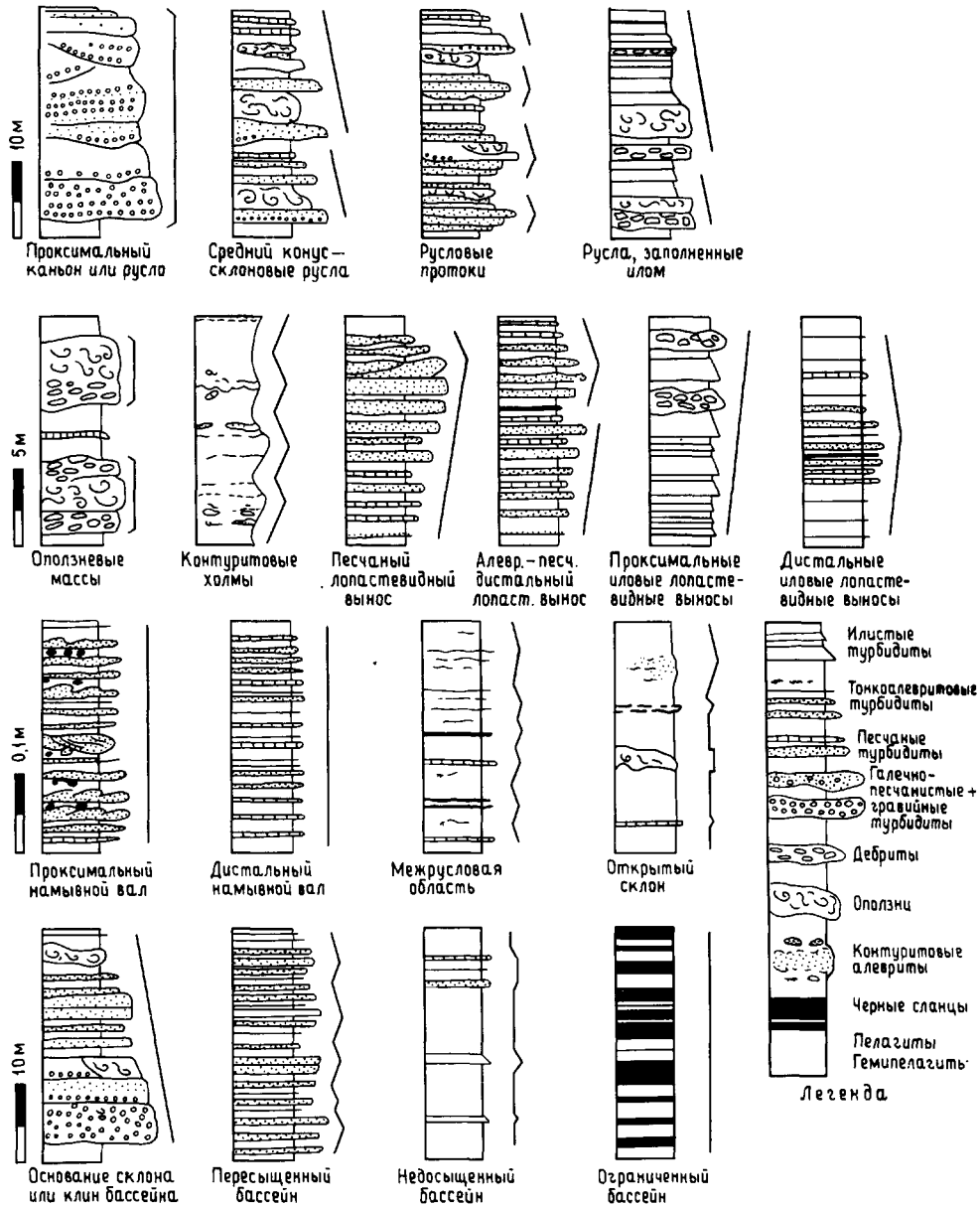


Рис. 12.32. Вертикальные разрезы турбидитов и связанных с ними осадков для различных морфологических элементов в глубоком море. Утончающиеся (утоняющиеся) вверх, укрупняющиеся (утолщающиеся) вверх, блоко-

вые, симметричные и незакономерные типы разрезов показаны линиями справа от литологических колонок (из [2350]).

ными элементами на дне глубокого моря. Поскольку по своим масштабам, характеру осадочного материала и наличию тех или иных закономерностей они могут изменяться, не всегда легко с определенностью интерпретировать их происхождение. Во многих работах некоторые

из этих вертикальных разрезов непосредственно связывались с отдельными частями идеализированной модели конуса выноса [1747, 2528, 2532]. Следует, однако, отметить, что, например, изолированное русло, лопастевидные выносы или другие морфологические элементы могут образовы-

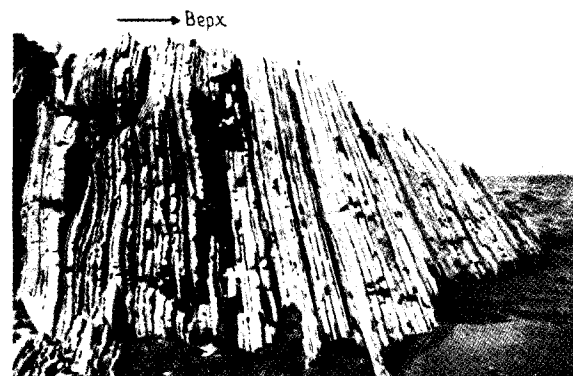
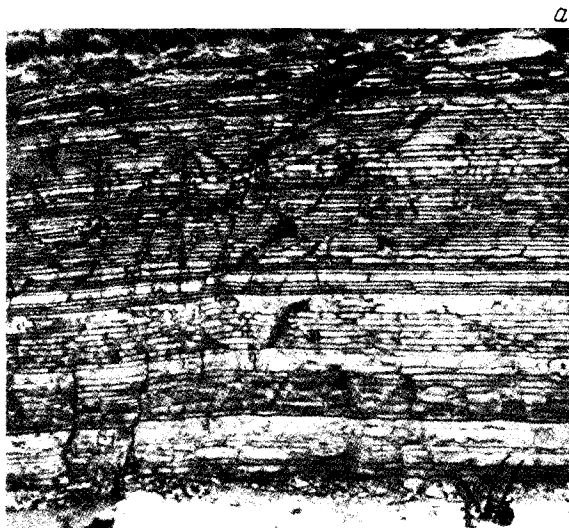


Рис. 12.33. а — разрез, превышающий 12 м, кальцитурбидитов мелового — третичного возраста, формация Скаглия-Росса, Италия; в направлении кверху размер зерен уменьшается и слоистость становится более тонкой; б — разрез мощностью более 15 м кембрийско-ордовикских обломочных турбидитов формации Мегума, Кана-

да; в направлении кверху размер зерен увеличивается и слоистость становится более грубой (разрез омолаживается справа налево); в — правильно-слоистые турбидиты (темное) и пелагические отложения (светлое) в едином разрезе, палеоценовый флиш, северо-западная Испания.

ваться в любой из трех основных обстановок: склонового шлейфа, конуса выноса или равнины бассейна. Именно поэтому при интерпретации обстановки необходимо знание положения разреза в более региональном плане.

**12.5.5. Совокупности фаций в различных обстановках.** Для каждой из трех основных обстановок предполагается наличие *совокупности фаций* [1747] (рис. 12.34). Несмотря на сильную схематизацию и упрощение, она обобщает некоторые из основных характерных признаков, в каждом случае выделяя совокупность фаций различных ти-

пов и взаимное положение различных вертикальных разрезов (см. также табл. 12.3).

В *совокупности фаций шлейфа верхнего склона* доминируют аргиллиты и мергели, главным образом гемипелагического происхождения, но с некоторым участием переотложенных фаций. Здесь обычны оползневые уступы и признаки эрозии или других высокоэнергетических процессов. В *совокупности фаций шлейфа нижнего склона* также преобладают аргиллиты и мергели с наличием тонкозернистых турбидитов, прорезанные разрезами заполнения русел, которым свойственно незакономерное распределение об-



Рис. 12.34. Фации и разрезы, состоящие из совокупности фаций, характеризующих обстановку склонового шлейфа, конуса выноса и бассейна [1747].

ломочного материала или уменьшение размерности кверху, и переслаивающиеся с изолированными дебритами и оползневыми массами. Нижняя часть склона может также включать в себя наносы контуритов и турбидитные лопастевидные выносы.

Для конуса выноса выделяются три совокупности фаций. Верхний конус характеризуется фациями толстослоистых, грубозернистых, линзовидных песчаников и конгломератов и фациями слоистых или биотурбированных аргиллитов и мергелей, представляющих соответственно русловые и межрусловые отложения. В фациях намывных валов присутствуют тонкослоистые мелкозернистые турбидиты. Средний конус характеризуется разрезами с уменьшением размера зерен кверху (притоки русел), перекрывающимися разрезами, которым свойственно увеличение размера зерен кверху (наступающие лопастевидные наносы). Фации средне- и грубозернистых не выдержанных по латерали турбидитов вместе с вторичными мелкозернистыми турбидитами и тре-

циноватыми песчаниками доминируют в межрусловых областях и в дистальных лопастевидных выносах; с ними повсеместно ассоциируется небольшое количество гемипелагических отложений. В верхней и средней частях конуса выноса направления палеотечений для мелко- и грубозернистых турбидитов часто заметно различаются. Нижний конус слагают выдержанные по латерали средне- и мелкозернистые турбидиты, переслаивающиеся с гемипелагическими осадками и обычно характеризующиеся однонаправленным палеотечением.

Совокупность фаций равнин бассейнов характеризуется наибольшей монотонностью и неправильным вертикальным расположением мелкозернистых тонкослоистых турбидитов. Большое значение здесь могут приобретать гемипелагические и пелагические аргиллиты и мергели. Могут присутствовать невыразительные разрезы лопастевидных выносов, проградирующие разрезы и изолированные пачки более грубослоистых турбидитов.



**Таблица 12.3.** Основные характеристики современных и древних склоновых шлейфов, подводных конусов выноса и равнин бассейнов

	Склоновые шлейфы			Подводные конусы выноса			Равнины бассейнов
	Нормальные (обломочные)	Связанные с разломами	Карбонатные	Радиальные	Вытянутые	Дельтовые конусы	
Положение	Между шельфом и равниной бассейна, окраины, окружающие океанические бассейны и шельф, склон или бассейны окраинных морей			Протягиваются от верхнего склона к дну бассейна, широко распространены дискретные накопления осадков			Самые глубокие и плоские части осадочной системы; конечная ловушка для терригенного материала
	Широкое пространство	Тектонически активные области	Низкие широты и фланги срединно-океанических хребтов	Единственный питающий каньон, малые и средние объемы поставляемых осадков	Обычно питание дельтового типа, большие объемы поставляемых осадков	Аллювиальный тип поставки материала с близлежащих поднятий	
Форма	Узкая, прямолинейная, вытянутая окраине		параллельно	Верная вокруг питающего каньона	Обычно вытянутая перпендикулярно склону	Грушевидная вокруг вершины аллювиального конуса	Очень различные формы; но часто вытянутые параллельно континентальной окраине
Размеры	Ширина изменяется от 5 до 300 км	Ширина изменяется от 5 до 50 км	Ширина изменяется от 5 до 300 км	Радиус обычно изменяется от 5 до 250 км	Радиус (длина) изменяется от 5 до 2500 км	Радиус обычно небольшой: 5—50 км	Площадь изменяется от <100 км <sup>2</sup> до >1,5 млн. км <sup>2</sup>
Уклон	От 10° (вверху) до ~1° (внизу)	Может увеличиваться до >45°	Крутой у рифов, очень пологий у океанических хребтов	От 5—10° (вверху) до ~1° (внизу)	От 5—10° (вверху) до <1° (внизу)	От 5—10° (вверху) до 1—2° (внизу)	От очень пологого до горизонтального
Основные морфологические элементы	Перегиб шельфа, спокойный пологий склон, овраги, русла, каньоны, оползневые обрывы, оползневые массы, наносы осадков на подошве склона и лопастевидные выносы, поперечные зоны разломов на флангах срединно-океанических хребтов			Верхний, средний и нижний конусы, выделяемые на основе уклона и морфологических особенностей, каньон или трог, русла (с протоками и без них), оползневые массы, намывные валы русел, переполнения русел и пологие открытые конусы, осадочные лопастевидные выносы			Протяженное плоское или волнистое дно бассейна, перекрытое осадками; изолированные русла, хребты и наносы, сливается с дистальными конусами, склоновыми шлейфами, океаническими хребтами, подводными горами
Процессы и характер рассеивания	Линейное распределение поступающих осадков, процессы переотложения (всех типов), главным образом вниз по склону, донные течения (всех типов) вверх и вниз по руслам и вдоль склона; широко распространено пелагическое осажжение			Обычно точечный источник или обширный сбор осадков; преобладают осадочные процессы (всех типов) с радиальным рассеиванием в руслах вниз по склону, обычны колебательные течения в каньонах; также активны другие донные течения; воздействие волн и приливов на дельтовые конусы, между событиями переотложения широко распространено пелагическое осадконакопление			Обычно имеется несколько различных источников материала, среди них один может доминировать; продольное, латеральное и центростремительное рассеивание; в различных бассейнах доминирует один из процессов: переотложение, пелагическое или гемипелагическое осадконакопление

	Склоновые шлейфы			Подводные конусы выноса			Равнины бассейнов
	Нормальные (обломочные)	Связанные с разломами	Карбонатные	Радиальные	Вытянутые	Дельтовые конусы	
Совокупности фаций	Преобладают мелкозернистые турбидиты и гемипелагиты, обычные оползни и дебриты; фации грубозернистых русловых турбидитов и лопастевидных выносов распространены мало; переслаивающиеся контуриды и наносы контуридов	Преобладают грубо-, средне- и мелкозернистые кальцитурбидиты, пелагиты, гемипелагиты, обычные оползни и дебриты	Грубо-, средне- и мелкозернистые кальцитурбидиты, пелагиты, гемипелагиты, обычные оползни и дебриты	Во всех конусах доминируют переотложенные фации, немного пелагитов и гемипелагитов, контуриды редки Богатые песком	Богатые илом	Богатые гравием	Различная смесь переотложенных, пелагических и гемипелагических фаций; контуриды редки; выделяются фации красных глин и железомарганцевых конкреций, также присутствуют переотложенные мегаслои и отраженные турбидиты; обычно преобладают тонкозернистые фации
Горизонтальное распределение фаций	Крайне неакономерное	Фации от грубо- до мелкозернистых могут распределяться параллельно склону	Крайне неакономерное	Заметная горизонтальная сегрегация фаций; грубые фации в руслах и лопастевидных выступах; оползни и дебриты на верхнем и среднем конусе и бортах русла; мелкозернистые фации распространены повсеместно		Система руслолопастевидные выносы и сегрегация фаций плохо развиты; от проксимальных к дистальным частям размер зерен уменьшается	В крупных равнинах бассейнов видны закономерные изменения от проксимальных к дистальным частям, связанные с областями поставки материала; в небольших котловинах эти изменения могут быть менее закономерными
Вертикальные последовательности фаций	Последовательности с увеличением или уменьшением размера зерен могут быть связаны с продвижением склона, колебаниями уровня моря или тектонической активностью; аналогичные последовательности могут встречаться в руслах и лопастевидных выносах			Распространены последовательности <i>средних масштабов</i> (мощность 20—80 м); русла: увеличение размера зерен кверху и блоковые разрезы; лопастевидные выносы: увеличение или уменьшение размера зерен кверху, симметричные и блоковые разрезы; намывные валы: увеличение или уменьшение размера зерна кверху и неправильные разрезы; другие подобстановки: обычные неправильные разрезы; компенсационные циклы <i>малого масштаба</i> (мощность 2—8 м) обычны в участках среднего и нижнего конуса			Вертикальные разрезы, в основном неправильные, блоковые или симметричные

## 12.6. ДРЕВНИЕ МОРСКИЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ СИСТЕМЫ: ИХ ПРИМЕРЫ И КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Существует много прекрасных описаний древних глубоководных систем, основанных или на детальном картировании протяженных обнажений на берегу или на структурном картировании, проводимом при поисках углеводородов. Ряд из этих примеров приведен в данном разделе. На-

сколько было возможно, показана их связь с первичными контролируемыми факторами, которые влияют на типы фаций и их распределение, морфологию и геометрию, и интерпретируются с точки зрения систем склонового шлейфа, подводного конуса выноса и бассейнов, выделяемых в современных обстановках (разд. 12.4).

**12.6.1. Питание осадками и контролирующие его факторы.** Крупные точечные локальные ис-

точники обломочных отложений, такие, как крупные флювиально-дельтовые системы, обычно приводят к формированию в глубоких водах подводных конусов выноса при условии небольшой ширины шельфа и отсутствии других барьеров, препятствующих переотложению вниз по склону.

Дельта Пеннин в северной Англии в карбоновое время поставляла через узкий шельф осадки на смежный склон. Разрез склонового шельфа прорезался заполнением русла, представленным грубозернистыми турбидитами, которые питали осадками небольшие радиальные конусы выноса в основании склона (сланцы Грит) (рис. 6.38) [1607, 2532]. Часть более крупного, вероятно, вытянутого конуса выноса была описана в формации Конгсфьорд докембрийского возраста в северной Норвегии [1894, 1895]. Она перекрывает разрез верхнего склона и прodelьты и далее флювиально-дельтовую систему, которая, как полагают, являлась основным поставщиком осадков в конус выноса.

Подводный палеогеновый конус выноса Фортис, располагающийся в Северном море и насыщенный углеводородами [422, 2046], также, вероятно, питался за счет крупной дельты, которая продвигалась в бассейн Мари-Фёрт (рис. 14.13 и 14.17). Об этом свидетельствует общая форма конуса и распределение его фаций, сходное во многих отношениях с моделью вытянутого конуса выноса (разд. 12.4.3). Развитие конуса частично контролировалось раннетретичной тектонической активностью, способствовавшей погружению бассейна и образованию конседиментационных разломов. Далее к северу в грабене Викинг в комплексе конуса выноса палеоген-эоценового возраста формировались газо-нефтяные поля Фригг, Ист-Фригг и Один (рис. 12.35, а) [1109]. Сейсмическое картирование фаций выявило единственное питающее русло, заполненное песком и протягивающееся от Берил-Эмбаймент на юго-западе. Это русло могло захватывать мелководные шельфовые пески или отложения флювиально-дельтовой системы. Конседиментационная тектоника, вероятно, служила определенным фактором, контролирующим поступление осадков. В период тектонического омоложения и врезания русел могли формироваться дополнительные лопасти видные выносы, состоящие из песка (Один, Ист-Фригг), за пределами основного радиального конуса выноса (Фригг). Учитывая эффект Кориолиса и уплотнение осадков после их накопления, можно объяснить положение и современную геометрию бывших намывных валов у русел (рис. 12.35, б).

Относительно мелководные дельтовые конусы выносов, выявленные в нескольких древних

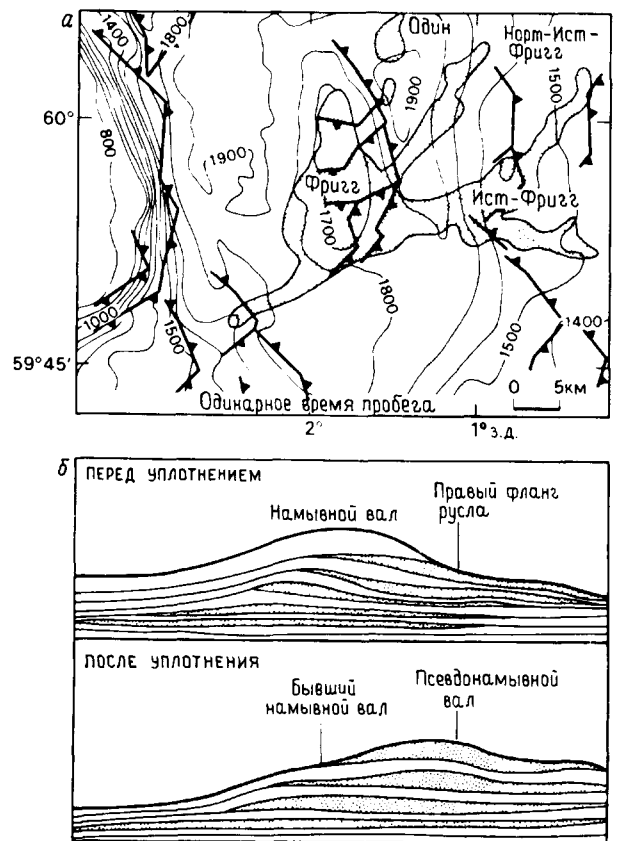


Рис. 12.35. Комплекс конуса выноса Фригг в Северном море [1108]. а — контуры нефтяных и газовых полей Фригг, Ист-Фригг и Один, показывающие взаимоотношения резервуара с глубиной структурой (приблизительно основание мела). Интерпретируются как палеоэоценовый комплекс конуса выноса с питающим каналом, расположенным на юго-западе. Сечение изопахит 100 мс; б — влияние эффекта уплотнения на глубоководное русло и намывный вал, видимое в конусе выноса Фригг при движении вверх по течению на юго-запад. Отметим, что 1) русловые пески мигрируют к левому борту русла, когда правый намывный вал становится выше левого, и 2) после уплотнения глинистые сланцы бывшего намывного вала опускаются ниже русловых песков.

разрезах, питались за счет аллювиальных конусов выноса, которые выходили непосредственно на склон бассейна [2588]. Трог Вагуотер в восточной части центральной Ямайки является одним из наилучших примеров конусов выноса этого типа. Здесь в пределах дельтового конуса выноса, расположенного в гумидной области и наступавшего в бассейн с соседней возвышенности, накопилась толща конгломератов, песчаников и сланцев группы Вагуотер мощностью около 7 км

(рис. 12.36). Грубозернистые флювиальные отложения протоков на побережье перерабатывались в песчаные и гравийные пляжи. Склоновые осадки, накопившиеся на крутых подводных склонах по соседству с побережьем, часто перемещались вниз в виде оползней, обломочных потоков и турбидных течений. На подошве второго склона, непосредственно в самой котловине, осадки дельтового конуса выноса переотлагались в виде истинных подводных конусов выноса (радиального типа?). Подобная система двойного конуса выноса очень близка к современной системе Хоп-Лигуанея у юго-восточной Ямайки (разд. 12.4.3, рис. 14.53).

Склоновые шлейфы, параллельные континентальной окраине образуются за счет линейных, а не точечных (локальных) источников материала. Чаще всего их формирование происходит мористее мелководных карбонатных шельфов или рифов. Например, в центральной Неваде [509, 506] осадочный кембрийско-ордовикский карбонатный разрез склона мощностью 150 м состоит из темных тонкозернистых известняков, главным образом гемипелагического происхождения, переслаивающихся с грубозернистыми карбонатными турбидитами, которые связаны с оползневыми и обломочными фациями, слагающими не менее 25% разреза. Источником склонового материала были мощные биостромные и биогермные отложения шельфа, которые в настоящее время обнажаются в восточной Неваде.

В древних разрезах известны также транзитные карбонатные склоны с крутыми уступами, окаймленными обломочным материалом камнепадов, дебритами и кальцирудитами. Кембрийско-ордовикская брекчия Коу-Хед в западной части Ньюфаундленда [1195, 1241] представляет собой склоновый разрез мощностью 310 м, который состоит из мегабрекчии известняков и дебритов с гигантскими обломками карбонатов, переслаивающихся с калькаренидами, известковыми аргиллитами, мергелями, глинистыми сланцами и радиоляриевыми кремнями со спикулами губок. Некоторые из тонкослоистых калькаренидов интерпретируются как контуриты, отложенные придонными течениями юго-восточного направления, хотя доказательства этому сомнительны.

Во многих древних глубоководных разрезах с некоторой долей определенности можно выделить только питающие каньоны или русла [2602]. Кембрийско-ордовикскую формацию Кап-Энраже в Квебеке интерпретируют как комплекс подводного русла длиной более 50 км, шириной не менее 10 км и глубиной 300 м, заполненное конгломератами, галечными песчаниками и массивными песчаниками. Наличие таких внутренних факто-

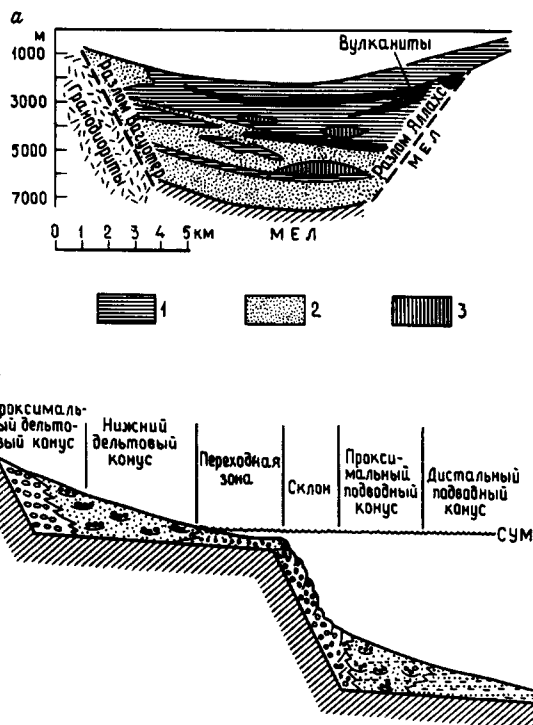


Рис. 12.36. Древняя система дельтового конуса выноса — эоценовая группа Вауотер, Ямайка [2588]. а — схематический разрез через трог Вауотер до среднемиоценового воздымания; 1 — формация Ричмонд (в основном турбидиты), 2 — формация Вауотер (в основном конгломераты), 3 — известняки; б — модель осадконакопления в формациях Вауотер и Ричмонд (система дельтового конуса выноса), на которой показаны взаимоотношения между обобщенными фациями и обстановки осадконакопления. С.У.М. — средний уровень моря.

ров, контролирующих осадконакопление, как отмирание старых и возникновение новых русел, ведет к тому, что переотложение этих грубозернистых фаций происходит в подводных разветвленных руслах, русловых барах, краевых барах, во вторичных руслах или на краевых террасах (рис. 12.37).

Конгломераты Лаго-София и верхнемеловые песчаники на юге Чили [2639] отлагались в субмеридиональных руслах длиной до 125 км, шириной 6—10 км и глубиной 350 м (рис. 12.38), которые формировались вдоль оси узкого бассейна, приуроченного к древней дуге (разд. 14.7.4, рис. 14.38, 14.39, в). Большинство из русловых фаций характеризуются структурами, сформировавшимися вследствие волочения, которое имело место в основании мощных турбидных течений. Эти фации ограничены более мелкозернистыми, турбидитами и гемипелагическими отложениями.

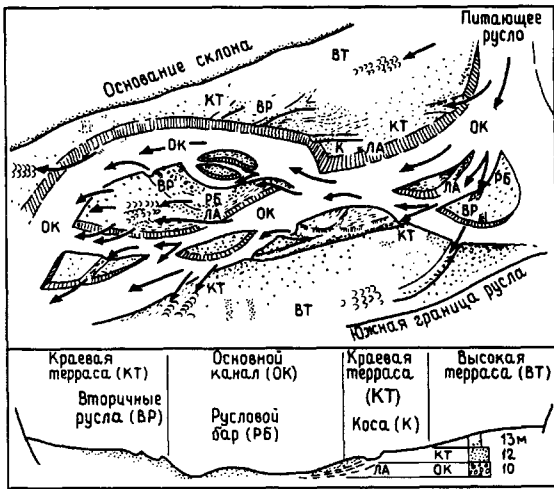


Рис. 12.37. Схематическая реконструкция кембрийско-ордовикского глубоководного русла Кап-Энраже в провинции Квебек. На разрезе показаны типичные последовательности с уменьшением размера зерен и утонением слоев сверху, сформировавшиеся при миграции русла в латеральном направлении; показаны также средние мощности различных фаций [1099]. ЛА — латеральная аккреция.

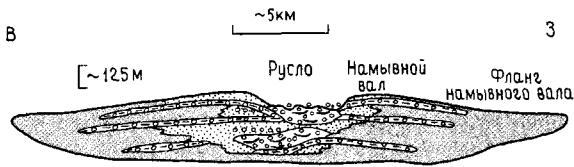


Рис. 12.38. Схематический широтный разрез через линзы Лаго-София формации Серро-Торо, на котором показано предполагаемое положение фаций русла (конгломераты и песчаники), намывного вала (песчаники) и фланга намывного вала (тонкослоистые турбидиты и дебристы) [2640]. Отмечается смещение русла вправо.

**12.6.2. Влияние тектоники.** Региональное тектоническое положение служит основным фактором, контролирующим тип формирующейся глубоководной системы. Точнее говоря, существует много примеров, которые свидетельствуют, что конседиментационная тектоническая активность играет важную роль в распределении фаций и их геометрии, часто взаимодействуя с такими факторами, как питание осадками (например, обсуждавшиеся выше третичные конусы выноса в Северном море, разд. 12.6.1).

Нефтяные песчаники Стивенс верхнемиоценового возраста в бассейне Сан-Хоакин, Кали-

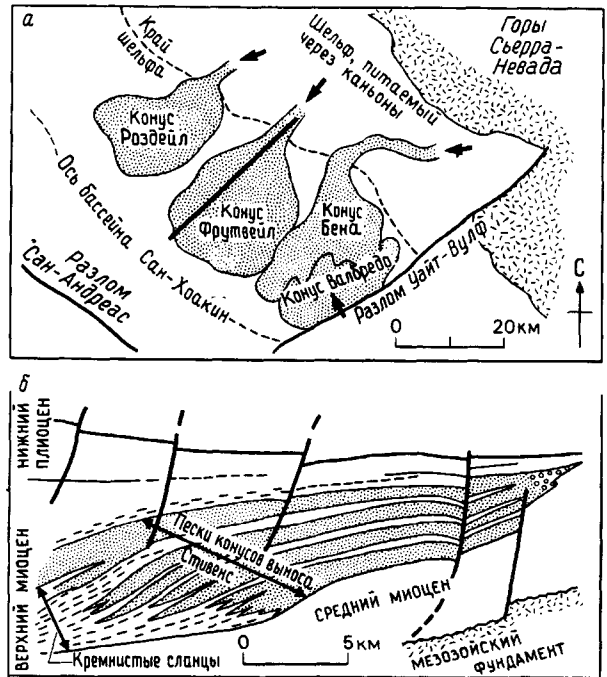


Рис. 12.39. Древняя система конусов выноса — бассейн: верхнемиоценовые песчаники Стивенс [556]. а — схематическая карта положения конусов выноса в южной части Грейт-Валли, Калифорния; б — схематический радиальный разрез с северо-востока на юго-запад через конус выноса фрутвелл.

форния, представляют собой комплекс подводных конусов выноса, питавшихся руслами с восточной окраины [1556, 2165] (рис. 12.39). Здесь выделяются фации массивных амальгамных грубых песчаников, мощных песчаников, в которых видны текстуры волочения, классических среднезернистых турбидитов и мелкозернистых тонкослоистых турбидитов. Они образуют последовательности, в которых осадки по направлению вверх становятся более грубыми или более тонкими, а также последовательности с незакономерным изменением размерности. Несколько осадочных тел, напоминающих радиальные конусы выноса, а также лопастевидные, хаотические, похожие на русловые накопления турбидитов, выделяются главным образом в восточной части бассейна.

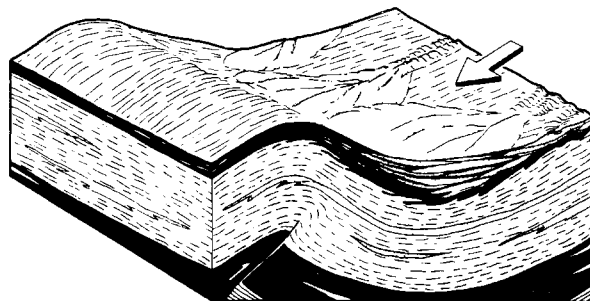
Скотт и Тиллман [2165], однако, предположили, что традиционные модели конусов выноса неадекватно описывают совокупность турбидитных фаций в центральной и западной частях бассейна, где конседиментационная тектоника влияет на рельеф дна. В связи с этим они предло-

жили модели прилегания и ограничения (рис. 12.40). Прилегающие турбидиты представляют собой надстраивающееся по вертикали тело, похожее на конус выноса, которое формируется напротив одновременно воздымающейся антиклинали. Внутренние разрезы этого тела характеризуют наступающий конус выноса, но с внешней стороны песчаники выклиниваются, и их отложения могут не иметь формы конуса выноса. Турбидитам ограничения свойственна морфология, напоминающая морфологию русловых отложений, они приурочены к понижениям рельефа между смежными воздымающимися антиклиналями. В данном случае фаши и их совокупность не обязательно соответствует тем, которые обычно описываются для русел.

В поздней юре крупномасштабные сбросы вдоль более древних ослабленных линий раздробили восточный шельф Гренландии на несколько наклоненных к западу блоков (рис. 12.41) [2383]. В нижней части крупного разломного уступа синхронно с тектоническими движениями происходило накопление отложений группы Уолластон-Форланд, которая сформировала мощный склоновый шлейф, или клин, параллельный простиранию разломов. Брекчии камнепадов, залегающие в непосредственной близости к разломам, по латерали переходят в мощные переотложенные конгломераты и песчаники, а далее к востоку быстро сменяются алевролитами и аргиллитами. Периодическая активность разломов привела к углублению бассейнов, утолщению осадочных клиньев и к расположению фаций в порядке утонения кверху в вертикальной последовательности мощностью несколько сотен метров. Каждая из таких последовательностей включает в себя более мелкомасштабные (от метров до десятков метров) последовательности с уменьшающейся кверху размерностью, вероятно связанные с заполнением и отмиранием временных русел. Полный разрез склона мощностью 4 км перекрывается тонкозернистым трансгрессивным разрезом турбидитов и гемипелагических отложений. Эта система склонового шлейфа, связанного с разломами, могла питаться из дельтовых конусов выноса вдоль побережья.

Верхнеюрское нефтяное поле Брае в Северном море очень напоминает группу Уолластон-Форланд. Оно сложено переотложенными конгломератами и песчаниками, переслаивающимися с тонкослоистыми, богатыми органикой аргиллитовыми и алевролитовыми турбидитами [2348, 2351]. Эта система включает отложения склонового шлейфа мощностью 600 м, накопленные в узком (шириной < 10 км) вытянутом поясе вдоль периодически оживлявшейся зоны разломов. Основны-

а. МОДЕЛЬ ПРИЛЕГАНИЯ



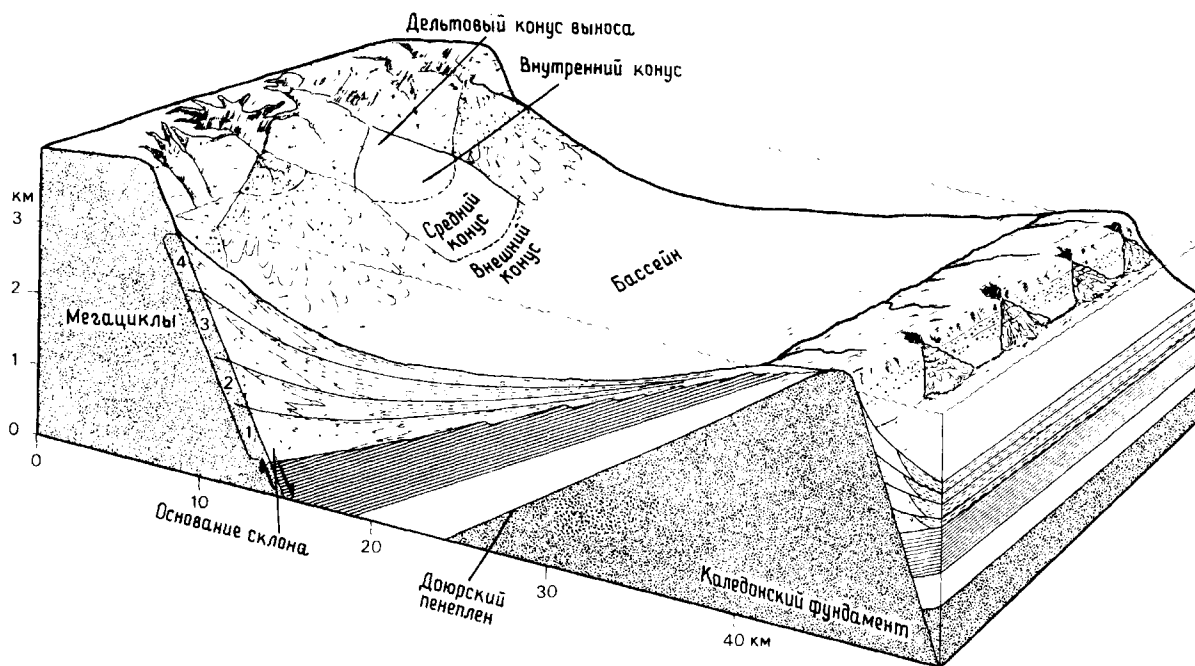
б. МОДЕЛЬ ОГРАНИЧЕНИЯ



Рис. 12.40. Модели конусов выноса, разработанные для миоценовой формации песчаников Стивенс, иллюстрирующие влияние конседиментационной тектоники на осадконакопление [2165]. а — модель прилегания, на которой показана серия сложенных песчаным материалом тел, прилегающих к одновременно воздымающейся антиклинали; б — модель ограничения, на которой показана серия сложенных песчаным материалом тел, аккумулирующихся в синклинальном понижении между смежными антиклиналями. Может происходить нагромождение осадков по вертикали и их продвижение вдоль оси прогиба.

ми факторами, контролировавшими ее развитие, была тектоника, кроме того, второстепенное значение имели такие факторы, как поступление осадков и изменение уровня моря.

В горах Санта-Инес, Калифорния, в нескольких разрезах впадин заполнения эоцен-олигоценного возраста виден переход от аргиллитов через турбидитные песчаники к мелководным фациям [1257]. Вариации в латеральном и вертикальном расположении фаций можно связать с тремя обстановками, характеризующимися различной степенью тектонической активности. В обстановках типа 1 (рис. 12.42, а) отсутствуют грубозернистые турбидиты и встречаются только тонкосло-



**Рис. 12.41.** Система связанного с разломами склонового шлейфа позднеюрского возраста, восточная Гренландия [2383]. На блок-диаграмме показано распределение фаций и приводятся палеобатиметрии группы Уоллстон-Форланд. Обломочный клин состоит из четырех

мегациклов, характеризующихся уменьшением размера зерен кверху. Обратите внимание на второстепенные конусы выноса, развивающиеся из временно возникающих наклонных блоков, ограниченных разломами.

истые турбидиты, которые вверх непосредственно переходят в мелководные морские песчаники. Эти взаимоотношения рассматриваются в качестве свидетельства продвижения небольших конусов выноса, расположенных во фронте дельты в относительно неглубокие воды при стабильных тектонических условиях. В обстановках типа 2 (рис. 12.42, б) средняя часть разреза характеризуется наличием грубозернистых турбидитов, которые, вероятно, указывают на большую подвижность склона во фронте дельты. Обстановки типа 3 характеризуются полной серией тонкослоистых турбидитов, грубых песчаных турбидитов и клиньев конгломератов, отделенных от мелководных фаций зоной с отсутствием осадков. Предполагается, что эта последовательность обусловлена неустойчивым состоянием склона, связанным с образованием разломов на окраине бассейна.

Хорошо описанные разрезы олигоцен-миоценовых бассейнов форланда Периадриатической области Италии (рис. 12.43, 14.66) (разд. 14.9.2) несут следы существенного воздействия тектонической активности во время накопления осадков [2014, 2015]. Общие размеры этих бассейнов были

большими ( $400 \times 50$  км), и они быстро заполнялись относительно грубозернистыми и толсто-слоистыми турбидитами, а также связанными с ними мелкочернистыми фациями. Здесь в пределах широких областей существует возможность корреляции индивидуальных турбидитов и мегатурбидитов. На характер палеотечений указывают как продольное заполнение котловин, так и наличие латерального сноса. Выделяемые разрезы лопастевидных выносов и русел обычно рассматриваются как части подводных конусов выноса, которые по латерали питают систему равнины бассейна.

Плиоценовая формация Челлино, также приуроченная к бассейну форланда на периферии Адриатического моря, недавно была описана как насыщенная углеводородами система подводного конуса выноса [431]. Хотя более проксимальные северные части площади ее распространения характеризуются быстрыми латеральными изменениями фаций от русловых песчаников к межрусловым аргиллитам, что свойственно конусам выноса, вытянутая форма ( $60 \times 20$  км) и приуроченность к узкой котловине с осевым распределением палеотечений и плоскими, протяжен-

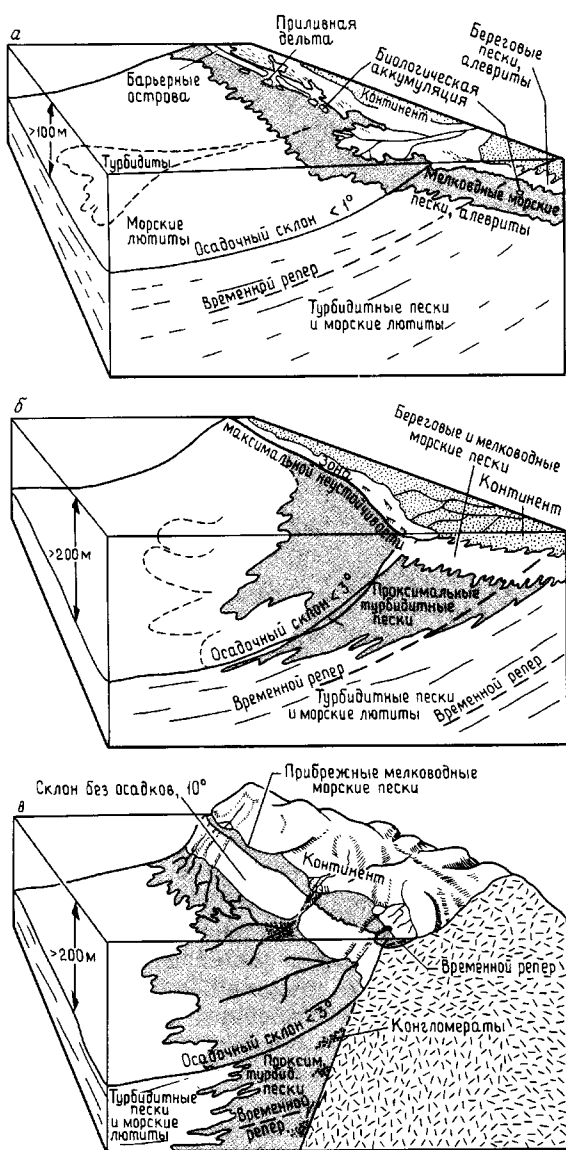


Рис. 12.42. Взаимоотношения между эоцен-олигоценными фациями в горах Санта-Инес, Калифорния [1297], развивавшимися в условиях относительно стабильной котловины (а), неустойчивого склона и продвигающейся дельты (б) и неустойчивого склона и окраины бассейна, связанной с разломами (в).

ными по латерали слоями песчаных турбидитов в большей степени указывают на то, что эта формация представляет собой заполнение бассейна и близко напоминает более древние турби-

диты, накопившиеся в периадриатических бассейнах.

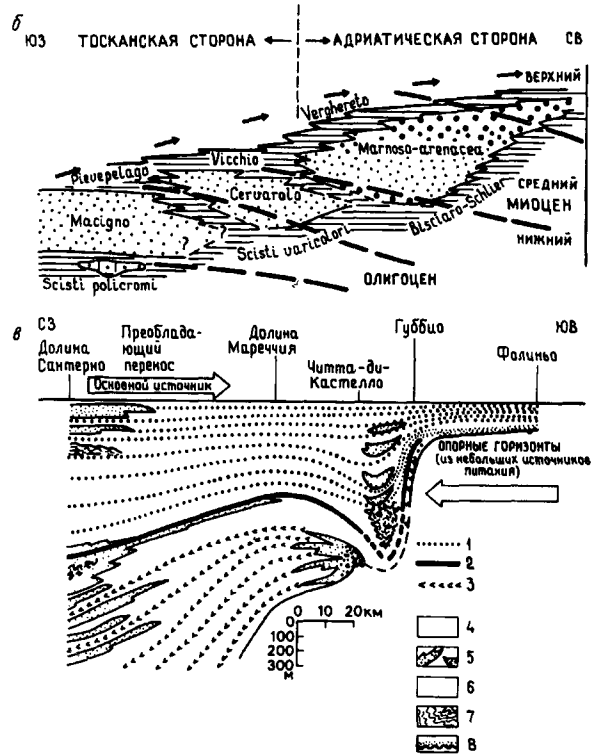
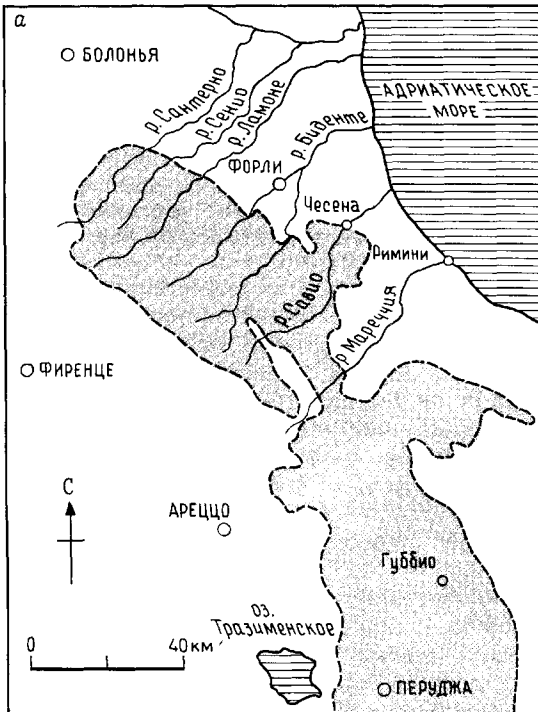
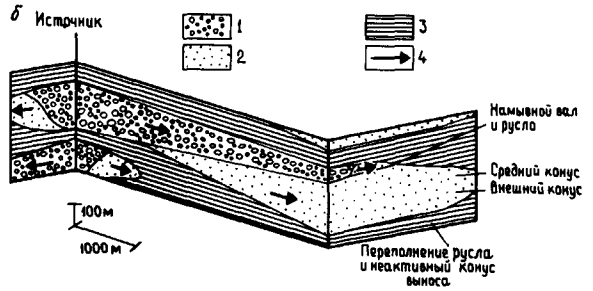
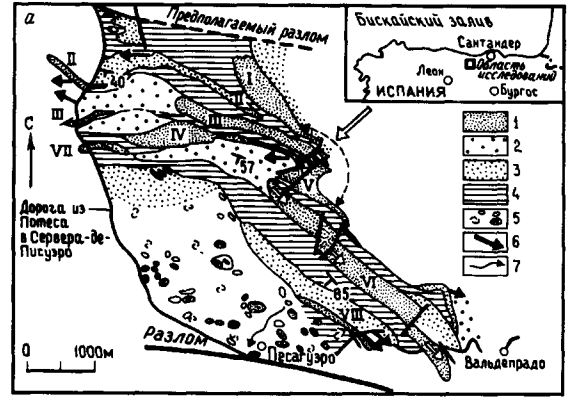
**12.6.3. Колебания уровня моря.** Несмотря на то что колебания уровня моря в плиоцен-четвертичное время, как это можно видеть, оказывают большое влияние на формирование современных океанических конусов выноса, все же достаточно трудно рассматривать это явление в качестве фактора, контролировавшего развитие древних глубоководных систем. В приведенных ниже двух примерах наряду с колебаниями уровня моря важное значение имеют тектонический и седиментологический факторы.

Конус выноса Песагуэро формировался в позднекарбовое время в небольшой, контролируемой разломами котловине Кантабрийских гор на севере Испании (рис. 12.44) [2064]. По вертикали связь котловины с шельфом или дельтой отсутствовала. Конус выноса содержит в себе несколько последовательностей, каждая из которых имеет мощность первые сотни метров и состоит из аргиллитовых покровов, песчаных лопастевидных выносов и языков конгломератов. Эти последовательности представляют собой наступление активной части конуса выноса (грубозернистой) на неактивную часть (тонкозернистую) с систематическими изменениями типов фаций и процесса осадконакопления. Новые фациальные разрезы формировались здесь при авульсии и проградации. В них видны отчетливые признаки палеотечений весьма близких к описываемым в модели радиального конуса выноса. Вероятным следствием подъема уровня моря является переход вверх по разрезу от ваковых песчаников (низкий уровень моря, незрелые речные наносы) к кварцевым аренитам (средний уровень моря, зрелые шельфовые пески) и далее к чехлу аргиллитов по всему конусу выноса (высокий уровень моря). На проградацию склона и тектоническую активность может указывать перекрывающая олистограмма.

В близповерхностных отложениях самого конца карбона — начала перми Техаса на площади более 25 000 км<sup>2</sup> на основании бурения, каротажа, опробования и карты изопакит выделяется система шельф—склон—бассейн [897] (рис. 12.45). Отложения флювиально-дельтовой системы продвигались через Восточный шельф, сложенный смесью карбонатного и терригенного материала, а местами протягивались через край шельфа на верхний склон. Сохранившийся перепад рельефа между краем шельфа и дном котловины Мидленд составляет от 180 до 300 м. Склоновая система Суитутотер состоит из песчаников края шельфа, которые по направлению к котловине переходят



**Рис. 12.44.** Система древнего радиального конуса выноса — верхнекарбонный конус выноса Песагуэро в Кантабрийских горах, Испания [2015]. *а* — карта, на которой показано распределение фаций и характер распределения палеотечений: 1 — конгломераты; 2 — арениты; 3 — вакки; 4 — аргиллиты; 5 — олистострома; 6 — палеотечения; 7 — направление оползания. *б* — модель, изображающая трехмерные очертания и интерпретацию трех основных типов фаций конуса выноса Песагуэро. Набор из трех фаций (аргиллитовый чехол, песчаные лопастевидные выступы, языки конгломератов) характеризует полный цикл продвижения лопастевидных выносов крупного конуса. Новые лопастевидные выносы образуются при латеральной авульсии. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — направление палеотечения.



**Рис. 12.43.** Миоценовая формация Марнозо-Ареначеа в северной Италии [2064]. *а* — очертания равнины бассейна Марнозо-Ареначеа, *б* — предполагаемые стратиграфические соотношения между различными периадрическими бассейнами, заполненными турбидитами; *в* — схематический продольный разрез через равнину бас-

сейна Марнозо. 1 — скелетные турбидиты; 2 — контакт; 3 — скелетно-песчаные и смешанные турбидиты; совокупности фаций: 4 — равнины бассейна; 5 — внешнего конуса; 6 — гемипелагиты; 7 — мегаоползни; 8 — русловые области.

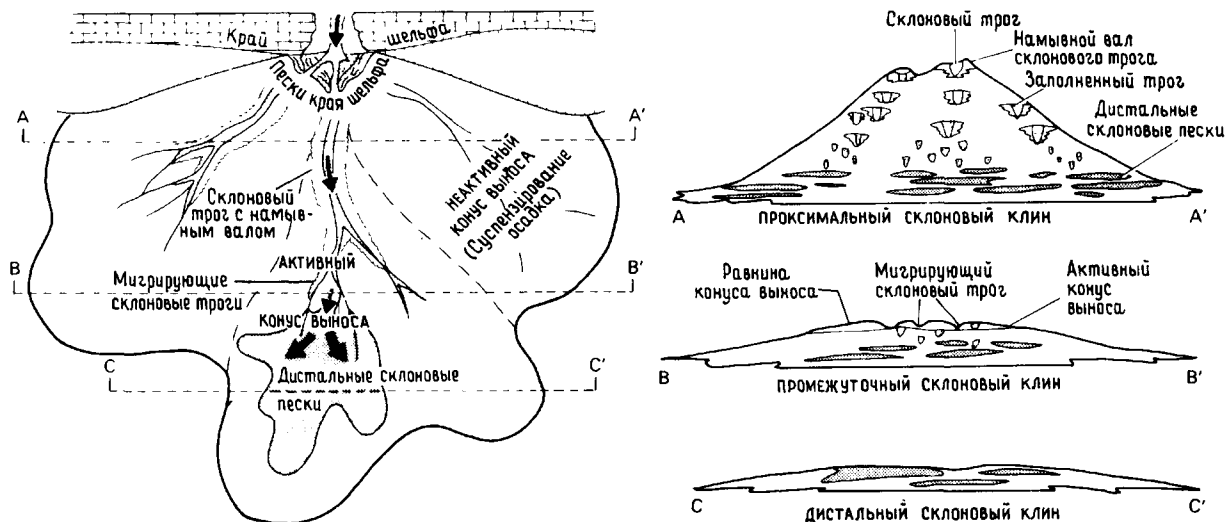


Рис. 12.45. Пермо-карбоновая группа склоновых отложений Суитутер бассейна Мидленд, Техас [897]. Стрелки

обозначают направление транспортировки материала. Вертикальный масштаб сильно преувеличен.

в несколько склоновых клиньев или перекрывающихся конусов выноса. Переотложенные фации песчаников присутствуют в трогах на склоне и в более дистальных лопастевидных выносах. Дебриты и оползни обычны для проксимальных частей склона, тогда как фации аргиллитовых и алевролитовых турбидитов и гемипелагических фаций распространены повсеместно. Во время низкого стояния уровня моря снос отложений, формировавших конус выноса, происходил с шельфа.

#### ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Doyle L.T. and Pilkey O.H. (Eds) (1979) *Geology of Continental Slopes*, pp. 374. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 27, Tulsa.
- Stanley D.J. and Kelling G. (Eds) (1978) *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*, pp. 395. Dowden, Hutchinson and Ross Stroudsburg, Pa.
- Stow D.A.V. and Piper (Eds) (1984) *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*, pp. 659. Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 15.

# ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

*М. Эдуардз*

## 13.1. ИСТОРИЧЕСКИЙ ФОН

В последние годы XIX столетия решился ожесточенный спор по вопросу происхождения так называемого дрифта, т. е. поверхностных отложений, содержащих крупные глыбы разнообразных горных пород и покрывающих обширные территории Европы и Северной Америки. Вдохновленная библейской легендой «дилювиальная» гипотеза, призывавшая катастрофические потоки, и ее ответвление — гипотеза «дрифта», которая апеллировала к широкому разносу обломочного материала айсбергами, постепенно сменились гляциальной, или ледниковой, гипотезой, которая утверждала, что этот материал переносился и отлагался площадными ледниковыми покровами и ледниками в периоды похолодания климата [820, с. 11—15].

Вплоть до 50-х годов нынешнего столетия гляциальная гипотеза предлагала единственное объяснение дрефтоподобным породам, или валунникам (тиллитам), наблюдавшимся в древних толщах. По традиции они интерпретировались либо как отложения ледников, либо айсбергов. Таким образом были выявлены многие древние тиллиты, ассоциировавшие иногда с «ледниковыми мостовыми» со штриховкой на поверхности и с чрезмерно крупными обломками, а иногда с четко стратифицированными глинистыми сланцами, интерпретируемыми как варвы. В результате был сделан вывод, что большинство геологических периодов включали ледниковые эпохи [180].

Гипотеза турбидитных течений, появившаяся в 50-х годах, делала упор на подводные морские оползни и гравитационные течения. Таким образом, она предложила иное объяснение происхождения осадков, похожих на тиллиты [539]. Такие осадки независимо от их ледникового или иного происхождения называются *диамиктонами*

*ми*, или *микстонами*, которые определяются как плохо сортированные обломочные отложения, содержащие крупные обломки, рассредоточенные в мелкозернистой основной массе [1119]. Несцементированные диамиктоны и литифицированные диамиктиты вместе называются *диамиктами*. Ледниковое происхождение этих пород не определяется их структурой, так как некоторые диамикты могут возникнуть в результате неледниковых процессов [648]. Такие неледниковые диамикты, отложенные из обломочных потоков, являются важными составными частями аллювиальных и глубоководных конусов выноса (разд. 3.3.2, 3.8.1, 12.2.3 и 12.8).

Разработка этой гипотезы послужила толчком к пересмотру генезиса якобы ледниковых пород, что вызвало горячие споры между сторонниками их ледникового происхождения и теми, кто отдавал предпочтение их генезису, связанному с гравитационными течениями [2105]. Возросший интерес к выработке надежных критериев ледникового генезиса пород [1045, 821] вскрыл значительные неясности в знании ледниковых процессов и их продуктов. Если такие критерии, как наличие штриховки или огранки обломков и многочисленные эрратические валуны в тонкослоистых глинистых сланцах, служат вескими основаниями для того, чтобы заподозрить действие ледниковых процессов, то интерпретация обстановки с использованием характерных черт осадочных пород лучше всего подкрепляется фациальным анализом, основанным на понимании процессов, важных для осадконакопления (разд. 1.2, гл. 2).

## 13.2. СОВРЕМЕННЫЕ ЛЕДНИКИ

Ледник представляет собой массу льда, которая претерпевает деформацию благодаря силе собственного веса. Существует постоянный тепло- и массообмен между ледником и атмосферой над ним и ложем или водным массивом под ним. От вариации массы ледника зависят

*M.B. Edwards. 42 Eagle Court, Spring, Texas, U.S.A.*

размеры его поверхности и мощность льда, а температурный режим, вероятно, влияет на многие геологически важные ледниковые процессы. Непрерывный тепло- и массоперенос, который в конечном счете является ответной реакцией на климатические изменения, контролирует равновесие между эрозией и отложением, и также самим характером процессов осадконакопления.

Ледниками покрыто около 10% земной поверхности. Во время четвертичного оледенения максимальное покрытие доходило до 30% [820], и образующиеся при этом осадки были распространены на значительной части земной поверхности. Кроме продуктов непосредственно ледников, таких, как тиллиты (которые образуются в пределах покрытых ледниками площадей), на больших территориях, окаймляющих ледниковые области, развиты дополнительно такие отложения, как флювиогляциальные наносы (зандровые отложения), эоловые лёссы и ледниковоморские илы с эрратическими валунами. Более того, ледяные покровы, по размерам соответствующие континентальным ледникам, оказывают влияние на осадконакопление в масштабах всего земного шара, вызывая изменения климата, уровня моря и системы океанической циркуляции.

Ледниковые льды распространены как на суше, так и на море, в низменных и высокогорных областях с разным по контрастности рельефом и могут подвергаться незначительным и громадным сезонным колебаниям температур. Поэтому ледниковые отложения могут сохраняться и в наземных и в морских обстановках в разнообразных тектонических и климатических ситуациях.

Факторы, контролирующие распространение ледников, сложны, но в основном росту ледников благоприятствуют низкие температуры и большое количество атмосферных осадков. Питание ледников происходит в зоне аккумуляции (рис. 13.1), где снег погребается и уплотняется под последующими снегопадами и при повторном замерзании воды, просачивающейся во время летних оттепелей. По мере отжимания воздуха плотность льда растет. Образующийся в результате лед состоит из взаимопрорастающих кристаллов льда с изолированными пузырьками воздуха и фактически герметичен как для воздуха, так и для воды [1869].

Относительная недоступность нижней поверхности ледника сдерживает развитие удовлетворительной общей теории ледникового осадконакопления. Кроме того, ледники перемещаются очень медленно по сравнению с другими агентами седиментации, и для получения достаточно обоснованных выводов о механизмах ледникового осадконакопления требуются длитель-

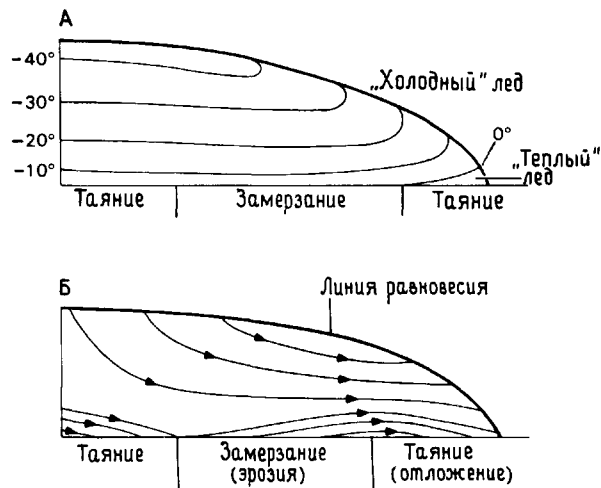


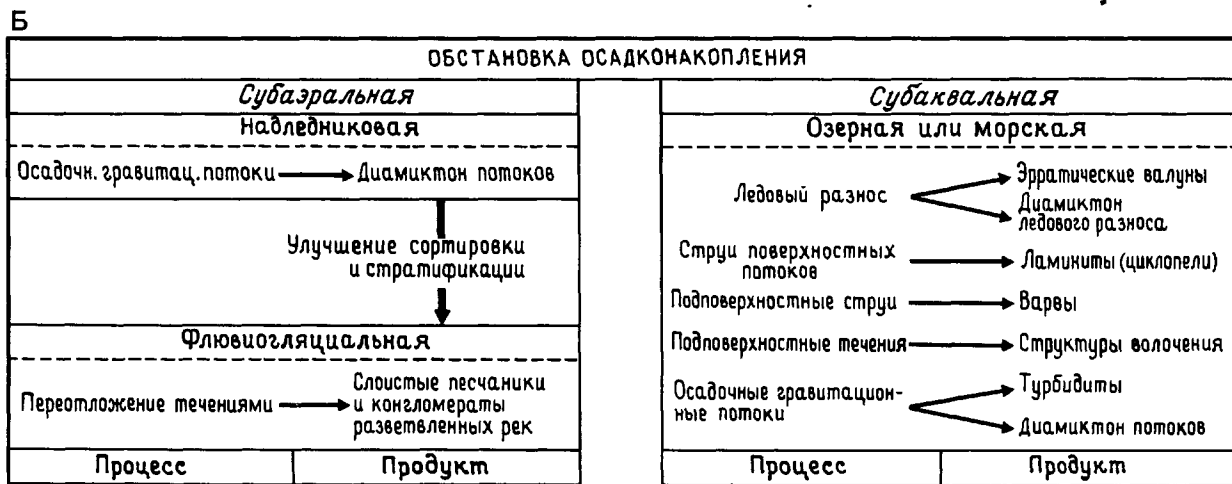
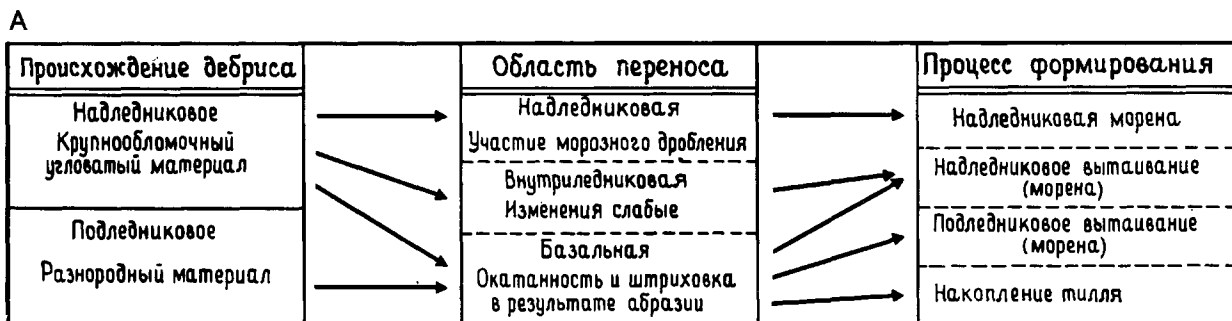
Рис. 13.1. Схема распределения температур (А) [1152] и течения льда (Б) в ледниковом покрове.

ные наблюдения. Поэтому реконструкция исчезнувших ледников путем интерпретации их отложений является особенно спорной проблемой седиментологии.

**13.2.1. Течение ледников.** Ледники движутся благодаря внутреннему течению, скольжению по ложу и образованию разломов [1869]. Ледниковый лед течет как любое кристаллическое твердое тело, когда его температура близка к точке плавления. Поведение льда в леднике можно просто описать двумя уравнениями. Уравнение закона течения (закона Глена) устанавливает, что скорость деформации льда (деформация сдвига) приблизительно пропорциональна кубу величины напряжения сдвига, или деформирующей силы. Согласно уравнению напряжения, в ледниках напряжение сдвига прямо пропорционально мощности льда и углу наклона поверхности скольжения. Таким образом, самая высокая деформация сдвига будет наблюдаться у основания ледника, а максимальная скорость — на его поверхности.

В ледниках, которые также скользят по ложу, общая скорость скольжения на поверхности равна сумме скорости базального скольжения и скорости внутренней деформации. Обычные скорости находятся в пределах десятков — сотен метров в год. Кратковременное катастрофическое возрастание скорости базального скольжения приводит к возникновению ледникового наката. Такие ледники имеют скорости порядка нескольких километров в год.

Таблица 13.1. А — некоторые распространенные пути переноса осадков в ледниковой системе. Б — примеры осадочных процессов и их продуктов во всем диапазоне предледниковых обстановок.



**13.2.2. Тепловой баланс.** Двумя свойствами ледников, основополагающими для понимания ледникового осадконакопления, являются: 1) температурный режим льда и 2) фазовые переходы, т. е. таяние и замерзание в системе лед — вода в основании ледника. Эти условия тесно связаны с чистым бюджетом теплоты, который выражается разницей количества теплоты, полученной и отданной ледником за определенный период времени.

Потепление и отдача теплоты ледником прямо связаны с климатом. Холодный климат (например, континентальный) способствует привносу к леднику холодного снега и окружению ледника холодным воздухом. Поэтому ледник содержит лед, находящийся главным образом ниже точки таяния при данном давлении (температуры, при которой лед в леднике тает в зависимости от давления нагрузки), и называется *холодным* или *полярным ледником*. Примерами служат ледяные щиты Гренландии и Антарктиды. В аридных полярных условиях талая вода почти никогда не образуется. В отличие от этого теп-

лый климат (например, морской) приводит к зимним оттепелям, во время которых вода просачивается внутрь ледника или проходит сквозь него по промытым туннелям. Большая часть такого ледника близка к точке плавления при данном давлении. Примерами *теплых ледников*, или *ледников умеренных широт*, могут служить ледники южной Аляски и западной Норвегии. Переходными между этими крайними типами являются субполярные ледники, которые в основном находятся в состоянии ниже точки таяния под давлением, но содержат талую воду у своего основания. Часто ледники сложены обоими типами льда — холодным и теплым.

Теплоперенос осуществляется прежде всего путем проводимости, а когда скорости высоки, то также путем адвекции (переноса холодных или теплых масс льда в пределах ледника). Температурное влияние кратковременных сезонных вариаций ограничено самое большее верхними 20 м ледника. Дополнительными источниками тепла, поступающего к основанию ледника, являются геотермальное тепло, которое способно вы-

### 13.3. СОВРЕМЕННЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ

звать таяние около 6 мм льда в год в точке плавления при соответствующем давлении, и теплота трения, образующаяся как при внутренних деформациях, так и при базальном скольжении [1869].

Температурные условия у основания ледника отличаются по своей значимости для осадконакопления от таковых в толще льда. Обычно считается, что холодный лед примерзает ко дну, так как сила сцепления на контакте ледника с ложем больше, чем сила сдвига самого льда. Такие контакты называются *примерзшими* или *сухими*. Теплый лед скользит по субстрату и местами может отделяться от него тонкой пленкой воды. Такие контакты называются *теплыми*. Более подробно базальная зона ледника описана в разд. 13.3.1.

В ледниках умеренных широт, которые находятся вблизи точки таяния под давлением, значительный вертикальный температурный градиент отсутствует. При таянии базального льда поглощаются теплота трения и геотермальное тепло. Холодные ледники как с сухими, так и с мокрыми контактами характеризуются температурным градиентом с увеличением температуры вниз и по течению (рис. 13.1, А) [1152]. Таким образом холодный в целом ледник может включать зоны умеренно холодного льда у основания и у края.

**13.2.3. Баланс массы.** В леднике могут происходить быстрые с геологической точки зрения колебания массы льда. Это видно по продолжающемуся изостатическому приспособлению участков, недавно освободившихся ото льда, по ранним эвстатическим изменениям и из исторических сообщений о наступании и отступании фронта льдов. Под *аккумуляцией* понимается весь материал, дополнительно поступивший в ледник преимущественно за счет снегопадов. *Абляцией* называется удаление материала из ледника при таянии базального льда, поверхностном стоке, таянии, сублимации и обрушении айсбергов. *Линия равновесия* отделяет участки верховья ледника с чистой аккумуляцией от участков низовья ледника с чистой абляцией (рис. 13.1, Б).

Алгебраическая разность величин аккумуляции и абляции за данное время называется чистым балансом массы ледника или чистым бюджетом массы. Ледник, в котором аккумуляция равна абляции (чистый баланс массы равен 0), будет иметь постоянную массу с соответствующими мощностью и площадью поверхности. Изменения в балансе массы ведут к изменению размеров и обуславливают наступление, отступление края ледника или его стационарность.

Ледниковая и связанные с ней обстановки охватывают целый комплекс субобстановок, каждая из которых характеризуется особым набором процессов, влияющих на осадконакопление. Отложения всех субобстановок большинством геологов, исследующих современные и плейстоценовые ледниковые осадки, классифицируются на генетической основе (табл. 13.1). В данном разделе главное внимание уделено процессам и их результатам, которые считаются наиболее важными для фациального анализа ледниковых отложений.

Собственно ледниковая обстановка включает в себя все площади, находящиеся в непосредственном контакте с ледниковым льдом. В ней различаются три зоны. *Базальная (субгляциальная)* зона находится в нижней части ледника, где проявляется влияние контакта с ледниковым ложем (рис. 13.2). В пределах этой зоны могут иметь место как эрозия, так и отложение. Ледники, которые находятся в контакте с ложем, называются донными вне зависимости от того, где находится контакт — ниже или выше уровня моря. *Надледниковая (супрагляциальная)* зона включает верхнюю поверхность ледника, испытывающую влияние сезонных колебаний, а также отдельные массы мертвого льда. Надледниковые отложения встречаются на участках абляции, главным образом на краю ледника. Внутренняя часть ледника, или *внутриледниковая* зона, обычно содержит в неизменном виде осадок, попавший в тело ледника.

*Предледниковая (прогляциальная)* обстановка наблюдается у края ледника и испытывает сильное его влияние. Непосредственно примыкает к леднику приледниковая зона предледниковой обстановки. На суше в приледниковой зоне в большом количестве может сохраняться погребенный мертвый лед, который больше не течет вместе с ледником. Предледниковая обстановка включает также морскую ледниковую (*гляциомаринную*) обстановку, в которой ледниковый лед плавает по поверхности моря или непосредственно омывается им, а талая ледниковая вода может оказывать влияние на структуру морской воды, а также *флювиогляциальную* и *ледниково-озерную* обстановки, которые получают талую ледниковую воду. Частично перекрывается с предледниковой обстановкой *перигляциальная обстановка*, которая испытывает влияние характерных для нее климатических зон, примыкающих к ледниковому щиту.

Материал, который транспортируется ледни-

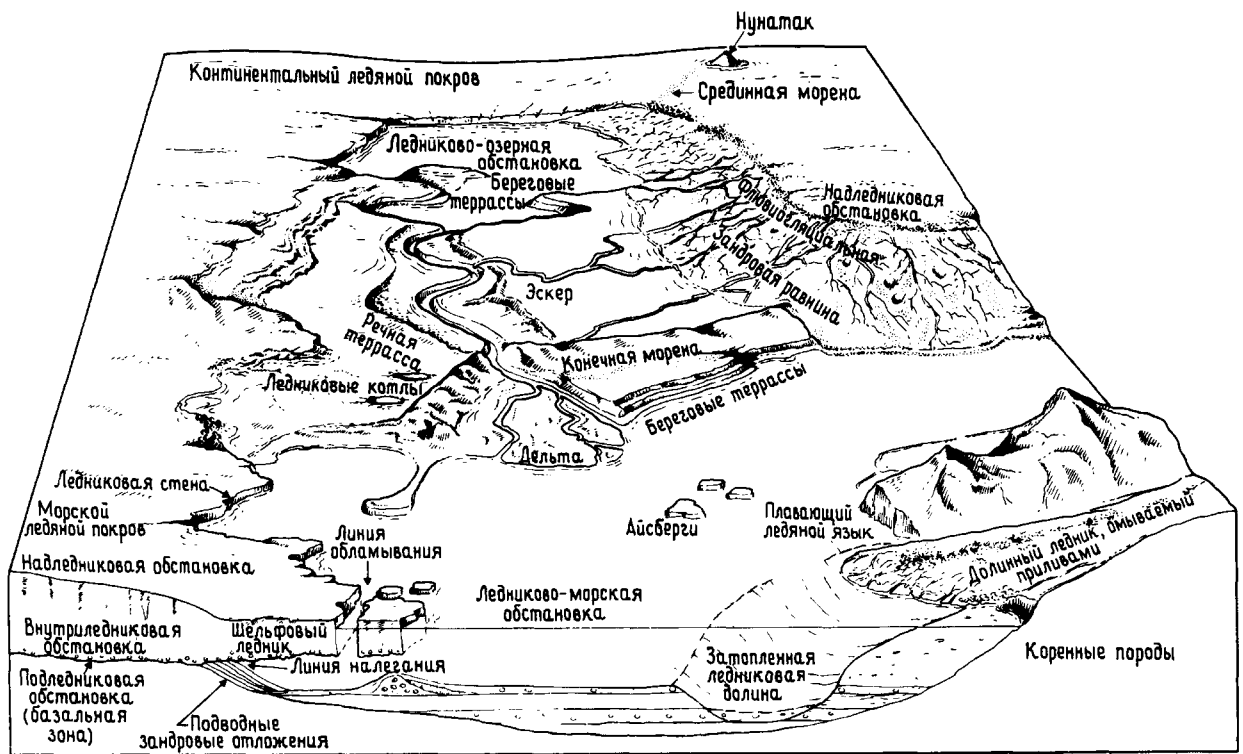


Рис. 13.2. Типы ледников, ледниковых обстановок и ледниковых форм рельефа.

ком или включен в айсберги, или в погребенный мертвый лед называется *ледниковым дебрисом*. Дебрис образуется либо при эрозии подледникового ложа, либо благодаря вовлечению материала, попадающего на поверхность ледника со стенок долины или из нунатаков (рис. 13.2) [304]. Подледниковая (базальная) абразия приводит к образованию очень плохо сортированного дебриса, обломки которого имеют окатанную или полуюкатанную форму, а иногда несут субпараллельную штриховку и огранку. В отличие от этого надледниковое морозное растрескивание обычно приводит к образованию преимущественно крупнообломочного угловатого дебриса. Эти характерные черты существенно не меняются при транспортировке как в надледниковой, так и во внутриледниковой обстановке.

При отложении дебриса непосредственно из ледникового льда образуется осадок, характерный для ледниковой обстановки, — *тилл*, или *валунные глины*. В большинстве случаев тилл представляет собой диамиктон. Переотложение тилля в надледниковой и предледниковой обстановках приводит к образованию дополнительного комплекса связанных с ледниками осадков.

Перигляциальные процессы могут еще больше преобразовать ранее отложенные осадки независимо от их ледникового или какого-либо иного происхождения.

**13.3.1. Базальная зона.** Многие из характерных черт ледниковой эрозии и отложения формируются процессами, происходящими в базальной зоне. Эти процессы тесно связаны, во-первых, с температурным режимом ледника и его ложа и, во-вторых, с фазовыми переходами в системе лед — вода у основания ледника, т. е. с тем, находится ли основание ледника в замерзшем состоянии, в состоянии замерзания, таяния или равновесия. Простейшим примером может служить холодный ледник с сухим контактом в основании, который примерз к холодному субстрату. Отсутствие дифференциального движения ледника с сухим контактом относительно ложа, а также малые скорости сдвиговых деформаций у его основания позволяют предполагать, что отложение из ледника вряд ли будет происходить, а эрозия будет минимальной [305].

Системы с мокрыми контактами, т. е. с водой у основания ледника, более сложны и зависят от

того (1) скользит ли холодный ледник по теплому субстрату, (2) скользит ли теплый ледник по холодному субстрату (в случае многолетней мерзлоты) или (3) скользит ли теплый ледник по теплому субстрату. Случаи (1) и (2) имеют три варианта условий: чистое (суммарное) таяние, чистое замерзание и равновесие [302]. Для третьего случая (3) возможно только таяние. Длительность существования теплового ледника над холодным многолетнемерзлым субстратом в геологическом масштабе времени ограничена, так как либо мерзлота будет таять благодаря действию теплового ледяного покрова и геотермального тепла, либо лед станет охлаждаться при охлаждении климата. Названия *ледник с тающим основанием* и *ледник с замерзающим основанием* должны применяться тогда, когда условия существования ледника с мокрым контактом известны или в случае плавающего ледника.

Наблюдения базальной зоны многих ледников позволяют предполагать, что «теплые» ледники имеют лишь очень тонкий слой богатого дебрисом льда у основания, тогда как холодные и субполярные ледники, например ледники арктической части Канады, Гренландии и Шпицбергена, могут иметь большее количество дебриса, распространяющегося на расстояние от нескольких метров до несколько десятков метров от основания ледника вверх [300]. Неизменной чертой дебриса является то, что он встречается в виде прерывистых полос, субпараллельных основанию ледника. Такие полосы обломочного материала меняются по мощности и по степени концентрации осадка. Часть обломочного материала, вероятно, вовлекается в ледник процессом, который называется *режелацией (смерзанием)*, когда тонкий слой подледниковых талых вод намерзает на поверхность основания ледника [300]. На поверхности ледникового ложа участки режелации загрязненного обломочным материалом льда сменяются участками режелации чистого льда, что способствует нарастанию полос с различным содержанием дебриса на поверхности основания ледника. Суммарное замерзание подледниковой воды все время добавляет лед к основанию ледника и таким образом поднимает дебрис выше в тело ледника в направлении его течения.

Эрозия может происходить там, где подледниковый слой, сложенный как литифицированным, так и нелитифицированным материалом, сцементированный мерзлотой, намерзает на основание ледника и становится частью его основания. Этот процесс, называемый *непосредственным намерзанием*, особенно эффективен, когда мерзлый контакт ледника с его ложем пре-

пятствует течению подледниковой талой воды и повышает тем самым подледниковое поровое давление [2569, 1711]. Вмерзший осадочный материал имеет большую прочность по сравнению с ледниковым льдом и, следовательно, может включаться в состав ледника и транспортироваться вместе с ним, оставаясь относительно целым. Пластическое течение в базальной зоне в конце концов приведет к дезинтеграции такого слабо сцементированного материала, способствующей рассредоточению дебриса внутри ледника [2570].

Наличие туннелей, промытых талой водой у края ледника, указывает на то, что не вся вода в базальной зоне перемещается в виде тонкого слоя. По-видимому, приуроченность воды к каналам становится более устойчивой при высоких скоростях таяния [2250]. Дальше от края ледника такие туннели заполнены водой, течение которой способствует сохранению их размеров и формы. Такие подледниковые потоки являются по крайней мере одним из явлений, участвующих в формировании эскеров (озов).

В простом варианте общее распределение подледникового отложения и эрозии контролируется в целом характером замерзания и таяния (рис. 13.1, В). Участки ледника, испытывающие чистое замерзание в базальной зоне, будут вовлекать подледниковый материал в свое основание, а участки таяния будут отлагать дебрис на поверхность ложа с постепенной аккумуляцией базального или подледникового тилля. Механизмы подледникового отложения включают так называемое *накопление под ледником* валунной глины (тилля), в ходе которого обломочные частицы у подошвы активного ледника выталкиваются на поверхность субстрата, и *динамическое вытравивание*, при котором блоки загрязненного дебрисом льда отделяются от основания ледника, и по мере постепенного таяния льда обломочный материал присоединяется к субстрату.

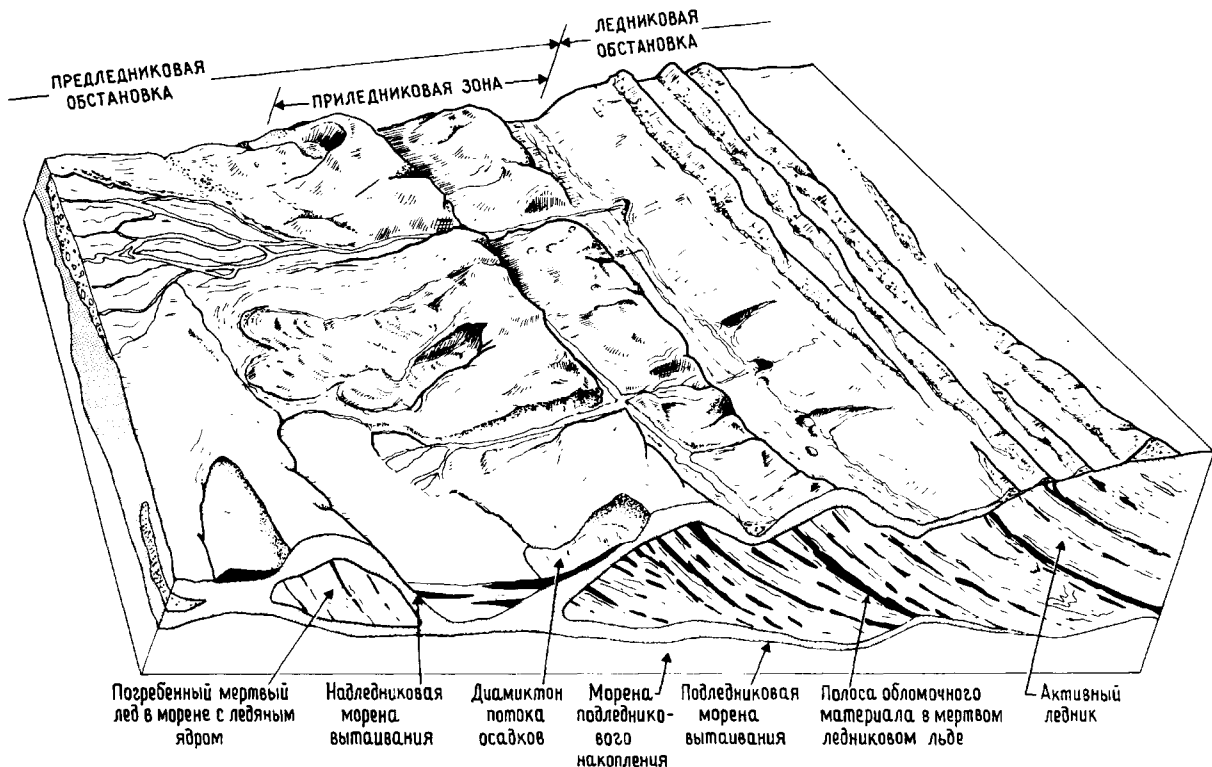
Повсеместные наблюдения современных ледников в различных климатических режимах показывают, что в их базальной зоне содержится очень немного дебриса по сравнению с мощностью плейстоценовых скоплений тилля. Это позволяет предполагать, что для образования типичной морены подледникового накопления требуются столетия и даже тысячелетия [1959, 959]. Таким образом, отложение морены, по-видимому, не вызывается внезапным разрушением и дезинтеграцией ледника, а происходит постепенно в результате медленной аккумуляции у основания активного ледника. Различные аспекты ледникового отложения и эрозии рассмотрены в ряде работ [302, 303, 2377, 606, 1011].



В базальной зоне ледника возможны различные термальные состояния, что вместе с дополнительными независимыми факторами, рассмотренными выше, указывает на сложность подледниковых процессов. Эти факторы, очевидно, варьируют в пространстве и во времени. Для описания возможных положений различных термальных состояний в базальной зоне ледника на определенный момент, а также перемещений зон во времени могут быть использованы простые модели [302].

**13.3.2. Надледниковая, приледниковая и предледниковая зоны.** Абляция на краю ледника приводит к аккумуляции внутриледникового дебриса на верхней и нижней поверхностях (рис. 13.3). Верхняя поверхность ледника может, таким образом, быть облицованной надледниковыми осадками. Это вызывает отделение крупных блоков ледникового льда, обогащенного дебрисом,

от тела ледника, их захоронение и сохранение по мере отступления края активного ледника. При таянии и сублимации мертвого льда с обломочным материалом могут формироваться *морены вытаивания* [301, 307] и *морены сублимации* [2214] соответственно. Подледниковые морены *статического* вытаивания и сублимации (которые сбрасываются у основания блоков мертвого льда) во многом похожи на морены подледникового накопления [301, 1463], особенно в литифицированных отложениях, но при наличии некоторых характерных черт они вполне различимы. Так, просачивание воды сквозь недавно аккумулярованную морену и объединение окраинных потоков в виде туннелей, проникающих сквозь блоки мертвого льда, способствуют образованию линз и прерывистых слоев в различной степени стратифицированного и сортированного осадочного материала, который может деформироваться в результате неравномерного просе-



**Рис. 13.3.** Осадконакопление в надледниковой, при- и предледниковой зонах медленно отступающего субполярного ледника. Подледниковый материал попадает в ледник путем вмержания и вдавливания в основание. Этот дебрис высвобождается и появляется на поверхности по мере постепенного таяния включающего его

льда. Тилль быстро перерабатывается текучими тальми водами, а также может сползать и стекать вниз по склону с образованием диамиктонов течения. Пласты диамиктонов могут переслаиваться с отложениями предледниковых рек и озер и могут интенсивно перерабатываться (по [302] с некоторыми изменениями).

дания при таянии погребенных масс льда [1007]. *Надледниковые (поверхностные)* морены аккумулируются на верхней поверхности погребенного мертвого льда. Надледниковые морены вытаивания могут формировать покровы мощностью несколько метров, но сочетание крутых склонов и высокого порового давления воды позволяет жидкой вязкой, водонасыщенной глинистой массе стекать вниз. Переотложенные таким образом отложения обычно называются *флюидальной мореной* (мореной течения), но им больше подходит название *диамиктон течения осадка* или *диамиктон течения*, так как результаты неледникового гравитационного течения осадка здесь оказываются наложенными на первичные ледниковые продукты [1462, 1464]. Кроме того, удаление поверхностной морены вытаивания обнажает погребенный лед и способствует его быстрому таянию по всей площади, этот процесс называется *отступанием фронта ледника* [759]. Массы надледниковых осадков соскальзывают по крутым ледяным склонам, где они отлагаются в форме осадков гравитационных потоков.

Вовлеченные в движение надледниковые тиллы, которые стекают по пологим склонам на большие расстояния, могут переслаиваться с разнообразными предледниковыми стратифицированными отложениями [299] (рис. 13.3). Кроме того, тяжело нагруженные надледниковые потоки могут перерабатывать выходящий на поверхность тилль и разгружаться у фронта ледника, где вся масса может переотлагаться далее прогляциальными потоками. Поэтому двумя наиболее распространенными чертами надледниковых отложений являются линзовидность осадочных разрезов и чрезвычайно сильная изменчивость структуры.

Характер осадков, образующихся в этой обстановке, контролируется несколькими факторами, включая (1) термальный режим и (2) активность ледника. В аридной полярной и гумидной субполярной обстановках большую вероятность сохранения будут иметь сублимационные морены и морены вытаивания соответственно, а в обстановке умеренных широт будут преобладать диамикты течения, образовавшиеся за счет морен вытаивания [759]. Кроме того, соответственно большее количество талой воды, связанной с окраинными потоками и с поверхностным стоком, в условиях умеренных широт увеличивает степень стратификации и сортировки в толщах осадка. Активность ледника и количество внутриледникового дебриса определяют скорость поступления дебриса в надледниковую зону. Высокая скорость в сочетании со стационарностью края ледника будет способствовать созданию

мощных предледниковых отложений мощностью до 10 м. В отличие от этого отступающий неактивный ледник способен откладывать в лучшем случае тонкий покров валунных глин [759].

**13.3.3. Флювиогляциальная обстановка.** Наносы, сложенные гравием и песком, отлагаются по соседству с ледником в количествах, пропорциональных талым водам и осадку [1932]. Таким образом, процессы, протекающие на флювиогляциальных зандровых равнинах, или зандрах, аналогичны таковым на гумидных аллювиальных конусах выноса с ветвящимися потоками (разд. 3.2). Преобладание в этой обстановке деятельности речных разветвленных потоков связано с сочетанием большого уклона, переменного расхода воды и крупного размера обломочного материала [706].

Наносы могут образовывать шлейфы или конусы выноса. В наносах, примыкающих к краям ледника, могут сохраняться черты, характерные для приледниковой окраинной морены [820]. К ним относятся: переслаивающиеся диамиктоны течения, блоки стратифицированных ледниковых отложений, часто деформированных и, вероятно, первоначально сцементированных льдом, и деформации, обязанные последующему таянию крупных блоков погребенного льда. Эти характерные черты ослабевают с удалением от края ледника. Аналогичные осадки также формируются за краем ледника в виде пограничных камов и у края ледника в виде камовой террасы и отложений окраинных потоков. Наиболее широкое распространение шлейфов и конусов следует ожидать вблизи краев активных стационарных ледников умеренных широт, где потоки талых вод не способны удалить осадочный материал за пределы этой зоны.

**13.3.4. Эоловая обстановка.** В эоловом осадконакоплении вокруг ледников принимают участие как сильные катабатические ветры (погружающиеся слои холодного воздуха), так и условия общей неустойчивости климата. Вентифакты — это обломки, истертые зёрнами песка или кристаллами льда, надуваемыми ветром. Песок, переотложенный из ледниковых отложений, в частности из выступающих над водой и осушенных аллювиальных конусов выноса, приобретает форму эоловых дюн (разд. 5.2.5).

Алевритовый материал также легко выдувается из флювиогляциальных зандров и выпадает ниже по направлению ветра в виде лёсса, обычно хорошо сортированного и плохо или совсем не стратифицированного (разд. 5.2.8) [2269]. Лёссы наблюдаются в форме покровов мощнос-

тью до нескольких десятков метров и распространяются на сотни километров от края ледника. Лёссовые покровы обтекают все выступы и впадины рельефа, а их мощность и средний размер зерен уменьшаются по направлению ветра с увеличением расстояния от источника [2282]. Длинные оси лёссовых зерен ориентированы преимущественно параллельно отлагающему их ветру, при этом сами зерна расположены черепитчато с наложением друг на друга навстречу ветру [1585].

**13.3.5. Почвообразовательная обстановка.** Если отсутствует сильная эрозия или имеет место осадконакопление, выходящие на поверхность осадки преобразуются под влиянием процессов почвообразования. Эти процессы включают вертикальную миграцию карбоната, окислов железа, силикатов и других соединений в почвенных растворах. По сравнению со свежими ледниковыми отложениями выветрелые валунные глины обнаруживают растворение карбоната из обломочного материала и цемента, частичное растворение силикатов и ищезновение неустойчивых минералов [2061, 2621].

Структурные изменения могут быть вызваны просачиванием вниз грунтовых вод, которыми тонкий материал переносится в поверхностные отложения. Это наглядно проявляется в накопленном тилле, недавно обнажившемся под отступающим ледником в Исландии [306].

**Криотурбация** — это процесс физического разрушения верхних слоев почвы, который протекает в условиях чередования промерзания и оттаивания в перигляциальном климате. Для нее характерны вращение обломков, развитие морозных клиньев и форм закручивания [2207]. Последние могут быть ошибочно приняты за эффект нагрузки [634].

**13.3.6. Ледниково-озерная обстановка.** Озера являются характерной чертой предледникового (прогляциального) ландшафта. В региональном масштабе они образуются в результате перегораживания речных путей ледниковыми плотинами, формирования обратного наклона местности при изостатическом прогибании в связи с ростом ледника, а также возникновением неровностей рельефа при ледниковом осадконакоплении или эрозии. Подпруживание ледниковым льдом и моренными отложениями обычно явление временное и происходит в период дегляциации (окончания оледенения), тогда как переуглубление, обязанное ледниковому выпахиванию, может способствовать формированию длительно существующих озер. Хотя в каждое дан-

ное время озеро может быть не очень крупным, оно может перемещаться вслед за краем отступающего ледника, так что к концу дегляциации озерные отложения будут занимать большую площадь.

Дельты на окраинах ледниковых озер имеют разнообразную форму, но общим для них является крутое падение передовых слоев, переходящих по падению в слабонаклонные конечные передовые слои. Общая поверхность тех и других покрыта донными формами волочения, такими, как поперечные слойки знаков ряби, что указывает на отложение из придонных (гиперпикнальных) течений с большим количеством взвешенного осадка (рис. 13.4) [1292]. Ниже по склону они переходят в мелкозернистые отложения дна озера. Дельты обычно занимают небольшую часть всей площади озера, а вся остальная ее часть покрыта донными алевритами и глинами. В формировании пляжей по окраинам крупных озер принимает участие волновая активность. Отложения пляжей часто маломощны и сложены относительно плохо сортированными песком и гравием, но степень их развития зависит от устойчивости уровня озера и подверженности эрозии береговых пород.

Если ледник оканчивается в водоеме со стоячей пресной или соленой водой, то здесь могут отлагаться крупнозернистые подводные флювиогляциальные осадки (которые можно назвать сублакустринными, если водоемом является озеро) [2076]. Они варьируют от отложений эскеров, ориентированных поперек края ледника и образующихся у выходящих наружу устьев подледниковых туннелей [135], до поперечных линейных морен, образующихся у конца ледника или под его уступом [145]. Крупные сублакустринные наносы встречаются в ассоциации с крупными комплексами подводных конечных морен [1499].

Вероятно, по причине рискованности наблюдений погруженного в воду края ледника опубликованные данные по этой обстановке в современных ледниках отсутствуют. Поэтому реконструкции этой обстановки отчасти носят характер предположений и рассматриваются далее в разд. 13.4.3.

Осадконакопление на дне ледниковых озер контролируется в основном двумя механизмами (рис. 13.4). 1) Несущими осадочный материал потоками, транспортирующими тонкий осадок по дну озера в форме плотностных придонных течений [1418, 995]. Изредка присутствующая слоистость знаков ряби указывает на отложение из слабых приуроченных ко дну потоков волочения и свидетельствует против выпадения осадка сверху. 2) Сильными сезонными колебаниями

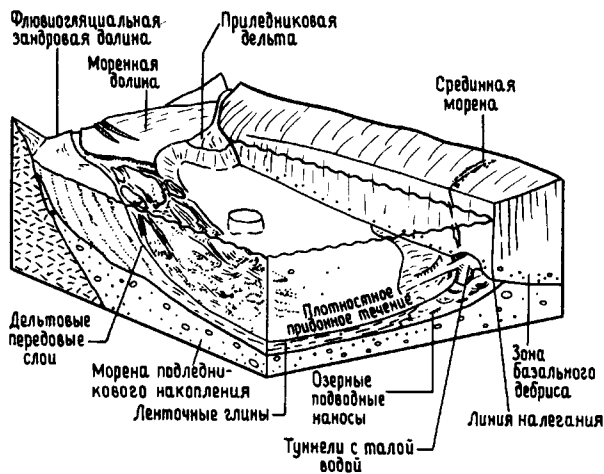


Рис. 13.4. Осадконакопление в ледниковом озере. Три источника осадков, показанными на рисунке, являются подводный задровый конус выноса, приледниковая дельта и дельта, намываемая потоком ледниковой талой воды. Большая часть тонкозернистого осадка переносится в виде взвеси в плотностных придонных течениях и отлагается на дне в центральной части озера.

расхода талых вод и осадочного материала, приводящими к отложению очень мелкого песка и алевролита летом и глины зимой.

Образующиеся в результате накопления на дне озера отложения характеризуются таким образом ленточной текстурой. Варва (годовой слой) представляет собой тип ритмичного осадка, который образовался в течение одного года и, как правило, состоит из крупнозернистого летнего слоя, перекрытого тонкозернистым зимним слоем [100]. Иногда наблюдается базальный третий слой, сложенный мелким песком или более крупным материалом. Уменьшение мощности и размерности осадка в варвах вверх по разрезу связано в ряде случаев с постепенным отступанием ледника во время дегляциации.

Айсберги, а также сезонные льды озер, рек и припайные морские льды способны транспортировать крупнообломочный материал. Дропстонами (эратическими валунами) называются обломки, вывалившиеся из плавучих льдов или перенесенные ими, обычно они намного крупнее зерен того осадка, в который попадают. Иногда они присутствуют в ледниково-озерных отложениях, но, по-видимому, в небольшом количестве; это связано с тем, что откалывания айсбергов в мелководных ледниковых озерах не происходит [820].

**13.3.7. Ледниково-морская обстановка.** Ледниково-морская обстановка испытывает непосредственное влияние расположенных по соседству ледников и/или талой ледниковой воды и косвенное влияние других факторов, таких, как изостазия и эвстазия (разд. 13.5). Здесь выделяются следующие разновидности ледников: 1) омываемые приливами долинными ледники и морские ледниковые покровы (рис. 13.2), которые заканчиваются на дне ниже уровня моря. Линия обламывания, по которой от ледника откалываются айсберги, в этом случае совпадает с линией налегания, т.е. с линией ограничения ледника со стороны моря, и ледник может оканчиваться в виде ледниковой стены. 2) Языки плавающего льда, или шельфовые ледники, которые образуются между линией обламывания и линией налегания.

Прямые наблюдения и теоретические предпосылки показывают, что условия, при которых существуют некоторые ледники этих типов, ограничены. В воде лед с гораздо большей скоростью подвержен абляции (главным образом благодаря обрушению и образованию айсбергов) по сравнению со льдом на суше. Поэтому морские ледниковые покровы будут отступать значительно быстрее, чем континентальные ледниковые покровы во время дегляциации [606]. Кроме того, размеры морского ледникового покрова могут оставаться неизменными лишь в том случае, если дно наклонено от ледника [2271].

Шельфовые ледники еще больше подвержены разрушающим воздействиям, в том числе очень сильному утонению в связи с отсутствием базального трения и изгибанию по линии налегания в связи с приливами и отливами [2042]. Ледники умеренных широт явно не способны противостоять этим силам. Уязвимость шельфовых ледников видна из того факта, что существующие в природе ледники этого типа всегда с трех сторон поддерживаются сушей, а у края еще и зонами налегания [606]. Вопрос об устойчивости морских ледниковых покровов рассмотрен ниже в разд. 13.5.3.

Лед неледникового происхождения, например паковый лед или ледяной припай, также играет важную роль в осадконакоплении, особенно в прибрежном [1990, 2001], а также в ослаблении воздействия ветра и волн на морское дно.

Современные ледниково-морские обстановки наиболее полно исследованы в Антарктике и в заливе Аляска и в меньшей степени в других районах, например на Шпицбергене [79]. Даже при тех ограниченных данных, которые имеются на сегодняшний день, четко видно основное раз-

личие между холодными полярными ледниковыми обстановками Антарктики и теплыми приморскими обстановками юга Аляски. В целом основными факторами, которые оказывают влияние на ледниково-морскую седиментацию, являются: 1) принадлежность ледника к лежащему на твердом ложе (наземному) или плавающему типу (что влияет на перенос обломочного материала); 2) количество талой воды (что влияет на перенос взвешенного осадка): обильное в обстановке умеренных широт, среднее в субполярной обстановке и ничтожное в аридной полярной обстановке; 3) рельеф морского дна и 4) характер океанических течений и ветрового режима. Эти факторы контролируют широкое разнообразие процессов, результатом которых является целый спектр продуктов осадконакопления и связанных с ними стратиграфических разрезов [1925].

1) Вероятно, наиболее важным эффектом, характерным для шельфовых ледников, является то, что в них линия налегания физически отделена от линии обламывания. Поэтому обычным является случай, когда основание шельфового ледника подтаивает, базальный обломочный материал высвобождается и отлагается перед линией налегания, так что лед, достигающий линии обламывания, содержит только надледниковый дебрис [667]. В отличие от этого обламывание морских ледниковых покровов способно производить айсберги, нагруженные как базальным, так и надледниковым дебрисом. Кроме того, осадок может отлагаться очень близко к

краю ледникового покрова при смывании его непосредственно в море и при разгрузке по мере отламывания все нового и нового льда и попадания его в море [1924].

Крупный шельфовый ледник может предохранить воду под ним от перемешивания ветром и волнами, но благодаря тепло- и массопереносу на границе лед — вода, а также нагнетанию и оттоку воды при приливах и отливах под шельфовым ледником возникают течения [1238]. Прибрежные ледниковые стены обрушиваются в мелководье, так что крупный дебрис скучивается на дне перед ледником и переотлагается там прибрежными процессами [66]. Распространение тонкого материала связано с процессами дальней зоны морского пляжа [1923, 1924].

2) Наличие и количество талой воды контролируется климатом, который также определяет термальный режим льда. Имеющаяся в изобилии талая вода с большим количеством взвешенного осадка попадает из ледников умеренных широт и субполярных ледников в верхнюю часть водного столба в виде струй поверхностного течения, несущих осадочный материал (рис. 13.5) [720, 1923, 1924, 1555]. Эти процессы были внимательно изучены во фьордах с дельтой, материал для которой поставляется реками, питающимися за счет ледников [1159, 2409]. Большие суточные и сезонные колебания расхода воды в этих реках вызывают еще большие колебания концентрации взвешенных осадков [453], что позволяет предполагать большую гетерогенность прокси-

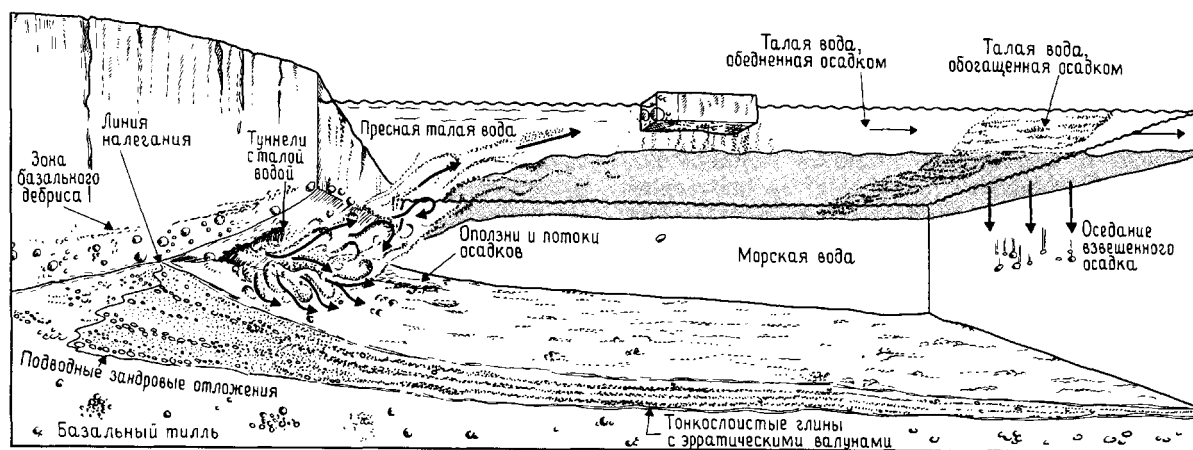


Рис. 13.5. Ледниково-морское осадконакопление перед краем омываемого приливами ледника с обводненным основанием. Крупнозернистый материал быстро выпадает на дно рядом с краем ледника, откуда он может переноситься дальше высокоплотными придонными

течениями или осадочными гравитационными течениями. Тонкозернистый осадок сносится от края ледника в поверхностных струях. Колебания в содержании взвеси в последних приводят к образованию градиентной слоистости в тонких прослоях на дне моря.

мальных частей струй с осадочным материалом, характерную для летних месяцев.

Пока в струе сохраняется целостность, она эффективна в переносе осадка у поверхности, хотя путь транспортировки может быть усложнен морскими течениями и волнением. В струе средний размер зерен и концентрация осадка уменьшаются по течению. В каждой данной точке лишь небольшая часть осадка переходит из струи в ниже расположенный соленый слой воды. Это совершается прежде всего благодаря турбулентному смешению, диффузии и оседанию. Как только осадок проникает в нижний соленый слой, путем флоккуляции и биогенной агломерации формируются более крупные частицы, которые опускаются со скоростью несколько метров в час. Таким образом, очень высокие скорости движения осадков могут служить механизмом, посредством которого вариации концентрации осадка в струе влияют на тонкую слоистость на дне фьорда. В своей массе эти отложения представлены частично сортированными по размеру алевроитами и глинами, аналогичными продельтовым (внешняя часть дельты) отложениям (см. разд. 6.5.2), но в них может также проявляться целый ряд типов тонкого наслоения [1555].

Быстрое удаление терригенного осадка из соленых вод фьорда способствует тому, что в периоды низкого расхода воды существенное значение приобретает биогенная седиментация. Кроме поверхностных течений, при некоторых обстоятельствах могут образоваться также придонные и подповерхностные течения, которые не только вносят свой вклад в образование тонкой слоистости [1555], но и формируют подводные морские морены, примыкающие к линии донного льда (см. разд. 13.4.3).

В отличие от этого омываемые приливами полярные и шельфовые ледники подвержены абляции фактически только путем обрушения льда в море. Дебрис, распространяемый плавающими льдами, оказывается лишь в минимальной степени сортированным перед таянием, и в отсутствие сильных морских течений возникают диамиктоны [69, 68, 1925]. Однако скорости седиментации, по-видимому, невелики, и биогенный материал в донных осадках может играть роль существенного компонента [66].

3) В относительно глубоководных участках, особенно в узких фьордах, волны не способны переотлагать донные отложения [1924], поэтому местами здесь могут отлагаться бесструктурные осадки: там, где преобладает талая вода — глины [720], а где значителен перенос обломков плавающими льдами — диамикты. С другой стороны,

на мелководных участках выше волнового базиса и на участках, подверженных влиянию морских течений, осадки могут обнаруживать признаки отложения и волновых течений с участием волочения.

Линейные омываемые приливами ледники и языки плавающих ледников обычно расположены в U-образных долинах, продолжающихся на соседних участках морского дна в виде затопленных выпаханых ледниками трогов [2224]. Эти ледниковые троговые для осадка играют роль ловушек, а крутизна боковых склонов фьорда способствует развитию осадочных гравитационных течений. Осадки такого происхождения установлены в морях Уэдделла и Росса в Антарктике [1431, 2665]. С подобными троговыми также связаны *ледяные потоки* — зоны быстрого течения льда в пределах ледниковых покровов и шельфовых ледников. Образование местами крутых уклонов на дне приводит к формированию осадочных гравитационных течений [2665]. На некоторых участках это бывает основной формой отложения. Такие уклоны могут образоваться на краю ледника под напором льда, при аккумуляции приледниковых подводных наносов (разд. 13.4.3), при выпахивании ледником или ледяным потоком близ мест продвижения айсбергов.

4) Морские течения и тип климата также влияют на ледниково-морское осадконакопление посредством воздействия на перемещение водных масс как у дна моря, так и на поверхности. Эти факторы контролируют пути движения айсбергов, скорость таяния айсбергов и ледников, внутреннее строение водного столба, перенос тонкого взвешенного осадка и действие придонных течений [66, 68, 1925].

Морские течения, удерживающие тонкую фракцию осадка во взвешенном состоянии, вызывают образование сравнительно крупнозернистых отложений, которые на антарктическом континентальном шельфе (где они наблюдаются) названы остаточными ледниковыми морскими отложениями [69, 1836]. В отличие от них сложные ледниковые морские отложения, в разной степени стратифицированные, аккумулируются там, где происходит как перенос плавающими льдами, так и чистое осадконакопление тонких фракций [69].

Перечисленные выше факторы находятся в сложном взаимодействии, что создает бесчисленное множество типов отложений. Наиболее важные среди них описаны ниже и представлены подводными морскими моренами (разд. 13.4.3), тонкослоистыми осадками (ламинитами) и диамиктонами ледового разноса (разд. 13.4.4).

### 13.4. ЛЕДНИКОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ

Основная задача описательно-генетической классификации фаций состоит в том, чтобы позволить интерпретировать обстановки осадконакопления, основываясь на идентификации особых характерных свойств пород, образованных показательными в этом отношении процессами осадконакопления (разд. 1.2). То, что изучение ледниковых обстановок еще далеко от решения этой задачи, видно по существованию часто противоречивых точек зрения и на характер современных процессов, и на интерпретацию более древних осадочных комплексов.

Трудность реконструкции обстановок преодолена, если попытаться установить общую позицию осадков путем анализа связей и последовательности фаций (разд. 2.1). На основании рассмотрения современных обстановок осадконакопления и осадочных фаций (разд. 13.3), а также анализа фаций, связанных с пятью главными эпохами оледенения в истории Земли (раннепротерозойской, позднепротерозойской, раннепалеозойской, позднепалеозойской и позднекайнозойской), выделяются четыре генетические группы отложений с основными составляющими их фациями (табл. 13.1): 1) подледниковая, первично массивный диамиктон, отложившийся в виде донной морены; 2) надледниковая, диамикт, переслаивающийся со стратифицированными отложениями; 3) предледниковая, как субаэральные, так и субаквальные наносы; 4) субаквальная, включающая ледниково-озерные ленточные глины (варвиты) и ледниковые морские тонкослоистые осадки (ламиниты) и диамиктоны. Несмотря на то что некоторые осадочные породы, такие, как диамиктоны, присутствуют во всех обстановках, их особенности в каждом случае различны.

**13.4.1. Подледниковые фации.** Выделяются четыре генетические подледниковые фации: морена подледникового накопления, морены вытравивания, сублимации и подтаивания (разд. 13.3.1 и 13.3.2). Достаточно подробно далее описываются лишь отложения донных морен с тем, чтобы можно было представить общую картину их особенностей. Три остальные фации описаны только на нескольких примерах и интерпретируются главным образом по слабо изученным или гипотетическим процессам.

Другим важным аспектом рассматриваемых подледниковых отложений являются установление и использование подледниковых деформационных текстур для определения направлений движения и условий у основания ледника, поэ-

тому здесь также рассматриваются текстуры деформации, обычно связанные с донными моренами.

*Морены подледникового накопления* (разд.13.3.1) являются характеристической фацией для всех ледников. Если употреблять понятие «тилла» («валунная глина») в его строгом смысле для обозначения непосредственных отложений ледника [1019, 1463], то скопления валунных глин (тилла), бесспорно, являются самой обильной из моренных фаций и диагностической для ледниковых отложений. Большинство морен подледникового накопления (скоплений тиллы) имеют следующие черты: во-первых, представлены диамиктами; во-вторых, почти полностью по всему объему имеют массивное сложение; в-третьих, прослеживаются по меньшей мере на несколько километров; в-четвертых, имеют мощность от нескольких метров до десятков метров и, в-пятых, содержат большое разнообразие типов обломков, часть которых бывают ограниченными или покрытыми штриховкой.

В пространственном отношении мощность таких морен растет в направлении от области питания ледника к его краю и снова уменьшается у каймы, т. е. перед передним краем ледника. Покровы морен накопления коррелируются на площади в несколько тысяч квадратных километров [1330]. Преобладание в валунных глинах материала местного происхождения позволяет предполагать, что весьма важным фактором контроля состава и мощности морены является степень подверженности субстрата эрозии. При наличии значительных местных перепадов рельефа ледниковые отложения увеличиваются в мощности в понижениях и уменьшаются или совсем исчезают на возвышенных участках [820]. По форме среди морен накопления описаны покровы [2605, 1330], языки [820, с. 152—153] и клинья [695].

Эрозия на нижнем контакте морены может быть обнаружена при картировании в региональном масштабе [611, 700], при наблюдении в обнажениях [223, рис. 212], при появлении в пределах моренной глины материала, явно происходящего из подстилающего слоя (рис. 13.6) [700], и, наконец, в случае наличия борозд и штриховки на валунах ледниковой мостовой в основании тиллита [223]. Там, где субстрат ледника твердый или плотный, базальный контакт тиллита бывает резким, а там, где субстрат сложен несцементированным или частично сцементированным материалом, так что он может быть вовлеченным в основание льда, эрозионный контакт морены бывает постепенным.

Структура морен подледникового накопления крайне изменчива. Обычно она характеризуется



**Рис. 13.6.** Наглядный пример характера нижнего эрозионного контакта древней донной морены, которая залегает на субстрате, разрыхленном двигавшимся по нему ледником. В нижней части видны недеформированные тонкослоистые аргиллиты. Последние с эрозионным контактом перекрыты массивными аргиллитами, которые выше переходят в линзовидно-полосчатые доломитовые тиллиты с крупными обломками доломита. Полосы падают направо, а значит, ледник двигался налево. Верхний протерозой, формация Смолфьорд, северная Норвегия.

очень плохой сортировкой с бимодальным или полимодальным распределением размеров зерен [1308]. Критерием для разделения компонентов породы на обломки и цементирующий материал принята размерность в 2 мм. Конкретная морена на большой площади может быть гомогенной [1330] или обнаруживать закономерные вариации структуры и состава [929], но соседние моренные покровы зачастую имеют сильно различающуюся структуру (обычно определяемую только цементирующей массой) и состав, что может использоваться для корреляции [775]. При изучении литифицированных моренных отложений в полевых условиях относительное количе-

ство обломочного материала можно определить подсчетом числа обломков на  $1 \text{ м}^2$  обнажения, начертив квадрат  $1 \text{ м} \times 1 \text{ м}$  прямо на поверхности выхода, или с использованием таблиц визуальной оценки.

Состав морены варьирует в соответствии с составом и эрозионной способностью внебассейновых и внутрибассейновых источников сноса, расстоянием от них и некоторыми особенностями ледника. Имеются три основных типа исходного материала: 1) внебассейновые породы, главным образом кристаллические или метаосадочные, 2) внутрибассейновые осадочные породы и 3) внутрiformационные, переотложенные ледниковые осадки, такие, как зандровые отложения и ламиниты, которые обычно бывают слабо литифицированными и поэтому быстро дезинтегрируются в процессе ледниковой эрозии и переноса до размера составных частиц. Изучение соотношения между исходными породами и составом и структурой валунных глин в плейстоценовых моренах показывает, как увеличивается абразия обломков в пределах конкретного моренного покрова вниз по течению и как из частиц различных горных пород образуется цементирующая масса. Абразия каждой породы дает в результате отчетливое «предельное» распределение по размерам [2236, 930, 665].

Обломки могут быть огранены, отполированы, трещиноваты или покрыты штриховкой. Штриховка и огранка могут образоваться, когда твердые обломки трутся о твердый субстрат или застревают на дне и затем сдираются камнями в основании ледника. Содержание обломков, которые обнаруживают штриховку, сильно варьирует от одной морены к другой от 1—2% до более 30%. Ледниковый перенос включает не только дробление, которое увеличивает угловатость, но и истирание, которое увеличивает окатанность [662, 304]. Длинные оси обломков в моренах часто ориентированы параллельно направлению течения ледника, хотя иногда может наблюдаться и поперечная ориентировка [664].

Будучи в основном массивными, морены подледникового накопления часто характеризуются двумя типами текстур, которые являются весьма показательными и важными для установления принадлежности к данной фации: 1) линзами и слоями стратифицированных сортированных осадков и 2) текстурами, похожими на тонконаслоенные, называемыми полосчатыми или пятнистыми [695, 1409, 760].

Осадочные тела *in situ* представлены сортированными стратифицированными осадками, которые имеют шнуркообразное залегание и отложены в данном месте подледниковыми талы-



ми водами. Обычно они сложены параллельно- и косослоистыми песчаниками или конгломератами, иногда с прослоями аргиллитов или диамиктитов. В разрезе они выглядят в виде линз или прерывистых пластов. В некоторых из наблюдавшихся случаев в их составе были плоские таблитчатые формы с грубозернистым материалом в подошве [1496, 695] и треугольные формы с конгломератами в кровле [847, 848]. Контакты бывают постепенными, резкими и деформированными. Большая часть этих осадочных тел интерпретируется как отложения подледниковых или внутриледниковых потоков, поэтому их присутствие служит важным доказательством подледникового происхождения включающих их массивных тиллитов. Однако деформированные стратифицированные тела, приобретшие в результате ледниковых сдвиговых деформаций эллипсоидные очертания, могут образоваться и за счет включения в подледниковую зону нелитифицированных более древних стратифицированных отложений [1409].

Полосчатая слоистость часто наблюдается в нижних частях морен, в целом характеризующихся массивной текстурой, в ассоциации с эрозийными контактами и криотектоническими нарушениями в перекрывающих пластах (рис. 13.6). Своим полосчатым обликом они обязаны чередованию окраски, состава и вариациям в распределении зерен по размеру. Аналогичные особенности, наблюдающиеся в плейстоценовых тиллях, разными авторами назывались «ламинацией» [2508], «гляциодинамической интеграционной текстурой» [1461] и «мазками» (smudges) [1409]. Эти текстуры вместе со сланцеватостью, иногда наблюдаемой в нелитифицированных донных моренах, отражают действие подледникового сдвига, одновременного их отложению. Отдельные полоски имеют мощность от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, выдержанность их по латерали варьирует. Обычно они ориентированы субпараллельно или слабонаклонно по отношению к региональной слоистости. Зачастую они сминаются в изоклинальные складки с осевыми плоскостями, ориентированными субпараллельно полосчатости.

Полосчатые тиллиты описаны в позднем протерозое северной Норвегии [695, 700, 696] и в плейстоценовых моренах Дании, Гренландии [1409] и Англии [760].

Полосчатость образуется в результате смешения дэбриса из разных источников, из которых один обычно чужеродный, а другой идентичен местному субстрату морены. Отчетливость полос, таким образом, является функцией контрастности этих двух источников дэбриса и сте-

пени их смешения. В северной Норвегии, например, исключительно четкая полосчатость сформировалась, когда ледниковый дэбрис, сложный экзотическим, частично литифицированным светло-бурым доломитом, был не полностью смешан с подстилающими мягкими темно-красными глинами [700] (рис. 13.6). В другом случае полосчатость тиллитов наблюдалась в прекрасном береговом обнажении, где полосы состоят из светлого зеленовато-серого песчаника и темного зеленовато-серого аргиллита.

При вовлечении в состав основания ледника неконсолидированные осадки, по-видимому, вели себя подобно вязкой массе, в то время как частично литифицированные осадки были явно хрупкими и образовали как обломки, так и основную массу брекчиевидных полос. Эти особенности позволяют предполагать, что осадок местного происхождения был вовлечен в массу в состав ледника, переносившего чужеродный дэбрис. Осадки позже были частично перемешаны и в процессе ледникового пластического течения деформированы и превращены в полосы. Полосчатые ледниковые глины могут быть продуктом ранней стадии ледниковой дезагрегации и смешения контрастных осадков, что привело к образованию гомогенного ледникового дэбриса, отлагавшегося в виде массивных скоплений (см. также ниже «динамическое вытаивание»).

В дополнение к упомянутым выше текстурам в плейстоцене северной Англии [760] описаны внутренние эрозийные поверхности, разделяющие самостоятельные массивные донные морены несколько отличающегося состава. Такие эпизоды эрозии и отложения подледниковой зоне приписываются либо смене источников дэбриса вдоль линий течения, либо внедрению ледникового потока по латерали в тело ледникового покрова.

Массивные скопления тиллитов могут быть похожими на: 1) валунные глины, переотложенные процессами гравитационного течения (разд. 13.3.2), 2) массивные диамикты, перенесенные плавучими льдами и образованные субаквально (разд. 13.4.4), и 3) неледниковые отложения осадочных гравитационных течений, такие, как олистостромы и обломочные потоки (разд. 12.2). Поэтому распознавание донных морен сопряжено с трудностями, и в качестве главного руководства следует иметь в виду основные характерные особенности, упомянутые в начале данного раздела. Во всяком случае, прежде чем остановиться на каком-то определенном варианте происхождения этих пород, нужно всегда рассмотреть возможность участия в них иных процессов, связанных с неледниковыми обстановками.

Полосчатые тиллиты можно отличить от стратифицированных отложений, связанных с течениями волочения, по присутствию текстур, обусловленных сдвиговыми деформациями, и по отсутствию первично осадочных текстур. Однако надо учитывать, что диамикты, отложенные вязкими осадочными гравитационными потоками, как правило, содержат рассредоточенные деформированные обломки, принадлежащие к структуре срыва [524, 369], и также могут обнаруживать текстуры течения, аналогичные по внешнему облику полосчатости.

*Морены вытаявания.* Хотя морены вытаявания в основном связаны с отложением из неподвижного льда в надледниковой окраинной зоне (статическое вытаявание, разд. 13.3.2), также возможно их образование под активным льдом (динамическое вытаявание, разд. 13.3.1).

Статическое вытаявание представляет собой вполне определенный процесс (разд. 13.3.2), но по поводу того, как должен выглядеть продукт этого процесса, единого мнения не существует [1463, 1007]. Так как образующаяся морена большую часть своего объема получает из обогащенной дебрисом части ледника, каковой является его базальная зона, вполне вероятно, что в морене находят отражения особенности строения последней, в частности ориентировка обломков параллельно течению [1462]. Кроме того, при отложении путем статического вытаявания (в отличие от донных морен) будет сохраняться такая текстура, как полосчатость (см. выше), которая могла существовать в ледниковом дебрисе, а также возникать новые, в частности текстуры деформации, связанные с неравномерным проседанием, и линзы стратифицированных осадков, отложенных из промоин талой воды, проникающей сквозь неподвижный лед. Образующиеся в результате отложения будут ассоциировать с диамиктами течения [698, 1462]. При последующем отложении многократное перекрытие осадков на ледниковой окраине может вызвать увеличение мощности конечных продуктов [761], которая, однако, не превышает обычно нескольких метров.

В отличие от статического вытаявания процесс, посредством которого отлагаются морены динамического вытаявания, в значительной степени гипотетичен [1461], хотя вполне вероятно, что в базальной зоне ледников, обогащенных дебрисом, он широко развит. Вытаявший обломочный материал мог быть сдвинут и уплотнен надвигающимся на него активным ледником, и, следовательно, он не отличается от морены подледникового накопления. Однако, если смещение его было минимальным из-за высокого дав-

ления подледниковой воды, хрупкий материал и внутриледниковые текстуры могли сохраниться и в морене, не будучи разрушенными при сдвиговыми деформациях вдоль ложа ледника. Таким образом, полосчатость с большей вероятностью присутствует в моренах динамического вытаявания, чем в моренах накопления.

*Сублимационные морены.* Идентификация сублимационных морен (разд. 13.3.2) особенно важна, так как они являются показателями аридного полярного климата [2214]. Примеры таких четвертичных морен обнаруживают тонкую полосчатость (названной «фацией угасания»), которая, как представляется, возникает при сублимации и отложении полос внутриледникового дебриса, и не сохранилась бы в моренах вытаявания и в скоплениях тилля. Здесь же могут также присутствовать вертикально стоящие камни, ранее попавшие в глубокие расселины ледника.

Установление этой фации в литифицированных тиллитовых комплексах чрезвычайно затруднительно.

*Морены подтаивания.* Принято считать, что морены подтаивания образуются под некоторыми морскими (или озерными) ледниковыми покровами [985]. Они очень похожи на морены подледникового накопления, но плавучесть льда приводит к меньшему уплотнению осадка и меньшей ориентированности обломков, а происходящее иногда всплывание или отъединение льда от морского дна способствует образованию нерусловых стратифицированных отложений водного происхождения. Возврат ледника к своему ложу делает возможным образование подледниковых деформационных структур. Для того чтобы продемонстрировать значение этой фации для осадконакопления, требуются дополнительные исследования.

*Подледниковые деформации.* Движущийся ледник может передавать напряжение подледниковому субстрату, вызывая тем самым развитие гляциотектонических структур. Полное изучение ледникового разреза должно включать анализ деформационных структур, которые были образованы ледником как внутри отложения, так и под ним [136, 220]. Образование, которое деформировалось под ледником с превращением в диамикт, называется *деформационной мореной*.

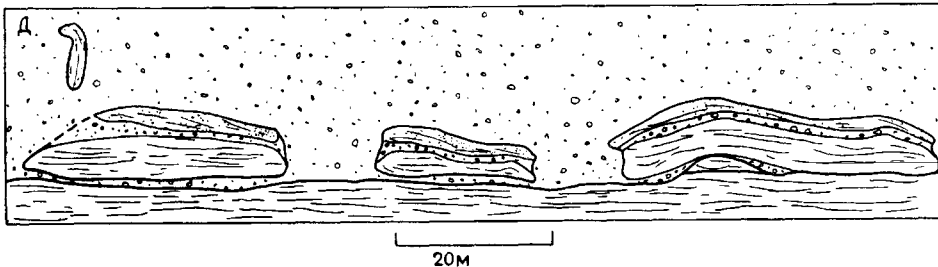
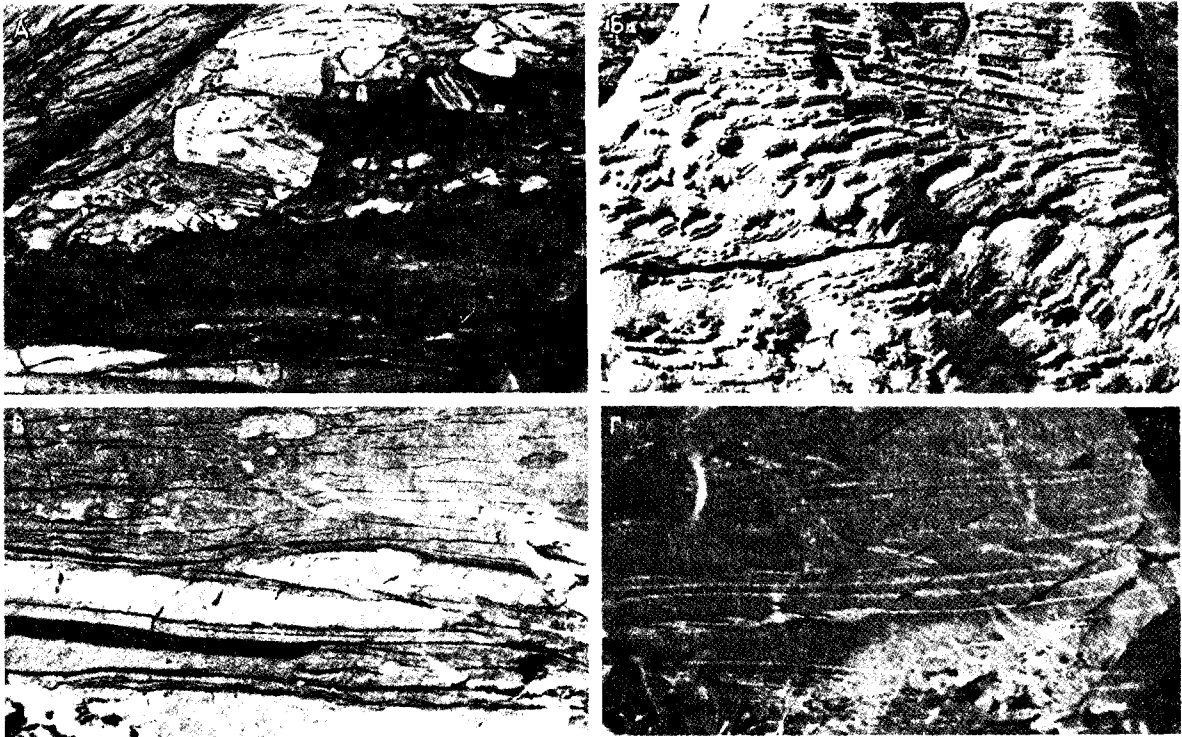
В стратифицированных отложениях, локализованных как в пределах донной морены, так и под ней, могут наблюдаться мелкомасштабные складки и сбросы (рис. 13.7). Складки эти обычно сжатые, с субгоризонтальными осевыми плоскостями и могут иметь вид зон скальвания. Получить представление о характере движения из

анализа таких складок бывает трудно. Надвиги и нормальные ступенчатые сбросы, однако, представляют собой настоящие индикаторы движения, если они наблюдаются в подледниковой обстановке (рис. 13.7) [85, 86, 229, 1820]. Дальнейшая деформация ведет к брекчированию [1820, 1815] и к постепенному развитию деформационной морены, возможно, в ассоциации с полосчатой мореной.

Крупномасштабные структуры включают субстрат, деформированный в складки высотой не-

сколько метров [1820], крупные чешуйчатые плоскости скольжения в основании или под мореной накопления [1710, 2053], крупные плиты субстрата в основании скопления тилля, ориентированные параллельно региональной слоистости [136], и крупные блоки субстрата в теле морены, различным образом ориентированные и деформированные [700].

Деформации могут наблюдаться не только под моренами накопления, но также и под моренами вытаявания и под сублимационными море-



**Рис. 13.7.** Примеры подледниковых деформационных текстур из верхнепротерозойских ледниковых формаций северной Норвегии. А (высота 40 см) — брекчированный песчаник в нижней части донной морены, отторженный из непосредственно подстилающих пластов

песчаника; Б (высота 12 см) — ступенчатые сбросы в ламинитах непосредственно под донной мореной; В (высота 15 см) — мелкий надвиг вдоль нижнего контакта донной морены; Г (высота 15 см) — тонкослоистый аргиллит с изоклиальной опрокинутой складчатостью.

нами, если они являются самыми нижними подледниковыми отложениями в генетической последовательности. Важно также отметить, что подледниковые деформации распространены очень локально, так как их образованию способствуют процессы, которые увеличивают тормозящее трение о субстрат, уменьшают поровое давление воды и базальное примерзание (разд. 13.3.1). Крупные участки нелитифицированного материала (например, ранних гляциальных отложений) могут подстилать скопления тилля и не обнаруживать при этом существенных подледниковых деформаций.

**13.4.2. Надледниковые фации.** Плейстоценовые надледниковые отложения наблюдаются в разрозненных линейных конечных моренах, которые образовались на бывших ледниковых окраинах или на обширных площадях поверхности ледников с дезинтеграционным рельефом [820]. В последнем случае они могут образовываться или вдоль постепенно отступающих активных ледниковых окраин, или при одновременной площадной дезинтеграции крупных частей ледника. Моренный рельеф варьирует от контролируемого, где направленность морфологических элементов зависит от движения активного льда, до неконтролируемого, где эти элементы ориентированы беспорядочно [986].

В обстановке долинных ледников при поступлении осадка на поверхность ледника, его переносе и отложении вне контакта с ложем ледника могут образовываться крупнообломочные надледниковые тилли с преимущественно угловатыми обломками (разд. 13.3) [307].

Таяние захороненного мертвого льда приводит к образованию структур, наблюдаемых только в надледниковой, а на суше и в приледниковой обстановках. Такое таяние (1) ведет к формированию замкнутых депрессий с озерами, в которые попадают тонкозернистые осадки, (2) вызывает крупномасштабное сбросообразование, (3) создает временные крутые склоны, на которых может продолжаться отложение или возникать оползни, и (4), наконец, приводит к наклону и деформации перекрывающих и прилегающих слоев (так что углы их падения превышают возможные первичные углы падения осадков) с формированием синклиналей и грабенов, зачастую осложненных серией сбросов [1622]. Мелкие ледяные глыбы на поверхности тают с образованием углублений, заполняемых крупно- или мелкозернистым осадком. На крутых краях этих углублений могут возникать оползни и зерновые потоки. Предполагается, что глыбы ледникового льда будут деформировать осадки большей мощ-



Рис. 13.8. Надледниковый комплекс из верхнепротерозойской формации Смолфьорд, северная Норвегия. Видно незакономерное переслаивание диамиктонов, песчаников и конгломератов с взаимосвязанными вариациями текстуры, структуры и сортировки. Выше молотка видны разлинзованные косослоистые песчаники, а песчаники, залегающие на них, обнаруживают текстуру нагрузки, что позволяет предполагать существование растаявшей глыбы погребенного льда.

ности и приводит к образованию более глубоких депрессий, чем в условиях сезонно образующихся льдов [494], хотя такие структуры, как пинго (морозные бугры), образующиеся в многолетнемерзлых грунтах, также могут вызывать соответствующие деформации.

Надледниковые комплексы в различной степени сортированы и стратифицированы под действием талых вод (рис. 13.8). Холодные полярные ледники иногда несут маломощные осадки типа диамиктона течения, покрывающие основную сублимационную морену. Субполярные ледники имеют достаточное количество талой воды, но вытаявание из них происходит слишком медленно для образования и сохранения настоящих морен вытаявания (разд. 13.3.2). Поэтому морены вытаявания в них могут перекрываться слоями диамиктона течения, линзами глин, образованными во временных озерах, а также линзами и пластами слоистых и сортированных песков и гравийников, образованных в руслах талых потоков [299, 696]. Ледники умеренных широт характеризуются большими скоростями таяния мертвого льда, особенно в процессе отступления фронта ледника, что является причиной меньшей сохранности морен вытаявания и большего развития диамиктов течения [759, 1463]. Местные особенности рельефа и близость русел потоков талой воды влияют на степень пе-

переработки отложений гравитационных течений типа диамиктонов течения и коллювия. Таким образом, различие между надледниковыми комплексами субполярных и умеренных широт может быть крайне незначительным. Механизм осадконакопления отдельных пластов диамиктона течения зависит от относительного количества талой воды и осадка [1464]. Имеются все переходы между очень вязкими бедными водой потоками и очень жидкими существенно водными потоками, что соответственно выражается в возрастании степени русловой эрозии, уменьшении мощности пластов, лучшей развитости ориентированных текстур и уменьшении среднего размера зерен. Вязкие потоки могут деформировать подстилающие мягкие осадки и удерживать скопления крупных галек во фронте продвигающегося потока.

Благодаря изменчивому рельефу и частому присутствию мерзлого субстрата в приледниковой зоне сцементированные льдом осадки могут эродироваться в процессе гравитационного перемещения масс и подрезания водными потоками, а затем переотлагаться всей массой поверх более молодых отложений. Такие блоки обычно деформированы, обладают наклонной слоистостью и по размеру зерен резко отличаются от вмещающих отложений (рис. 13.9).

Рассмотренные выше примеры позволяют сделать вывод о том, что надледниковые отложения довольно легко распознаваемы благодаря: 1) вероятной близости к моренам подледникового накопления и флювиогляциальным зандровым отложениям, 2) тесной ассоциации фа-



Рис. 13.9. Субазральные приледниковые отложения в верхнем протерозое северной Норвегии. Косослоистые гравийные песчаники содержат блоки деформированных слоистых осадков (в нижнем правом углу снимка) и включают горизонты крупных галечников (над молотком).

ций, резко отличающихся по структуре и степени расслоенности, и 3) наличию текстур, которые легче всего объяснимы таянием мертвого льда.

#### 13.4.3. Предледниковые зандровые фации.

Эти отложения включают широкую гамму конгломератов и песчаников, степень сортировки и слоистости которых варьирует от плохой до превосходной и которые образовались под действием талых вод перед фронтом ледника. Если окончание ледника приходится на сушу, эти отложения называются флювиогляциальными, если оно погружено под водой — субаквальными.

*Флювиогляциальные зандровые отложения.* Флювиогляциальные зандровые отложения окаймляют ледниковые окраины и могут иметь локальное или региональное распространение. Маломощные локальные скопления достигают нескольких километров в поперечнике и обычно образуются или в связи с отступающими или мертвыми ледниками, или окраинными по отношению к основным источникам талых вод. Региональные наносы формируют шлейфы сливающихся воедино конусов выноса и достигают по мощности десятков метров, в ширину десятков километров и в длину сотен километров. Наиболее крупные скопления были образованы во фронте стационарных активных ледников, где и талая вода, и крупный обломочный материал находились в избытке. Кроме того, мощные зандровые отложения могут выполнять понижения рельефа, как это наблюдается в случае долинных шлейфов, связанных с разветвленными реками.

Флювиогляциальные зандровые отложения очень похожи на отложения гумидных аллювиальных конусов выноса, в которых преобладают процессы, связанные с разветвленными реками (рис. 13.9; см. разд. 3.2). Вниз по течению, поперек зандровых конусов общий размер зерен уменьшается, сортировка улучшается, а крупнообломочные горизонтально-слоистые конгломераты, образованные в продольных барах, замещаются косослоистыми песчаниками, образованными в процессе мигрирующих донных форм в разветвленных руслах [853].

Состав флювиогляциальных отложений может быть аналогичен составу тилля, отложенного ледником, если они происходят от частично переотложенного тилля [931] или надледниковых отложений, источником которых служили породы ледникового ложа (рис. 13.3). Состав может отличаться, если источником надледникового дебриса служил материал, претерпевший отдельно от другого внутриледниковый или надледниковый перенос, например, в срединной или боко-

вой морене, или в окраинной речной системе, берущей начало от источников сноса, расположенных рядом с ледником, например из бортов долины. Форма и характер поверхности обломков, возникшие в результате деятельности ледника, быстро преобразуются.

С удалением от края ледника флювиогляциальные задровые отложения становятся аналогичными осадкам, образованным неледниковыми разветвленными реками, и материалу аллювиальных конусов выноса (разд. 3.2). Можно отметить две основные отличительные особенности этих отложений: 1) развитие текстур деформации в проксимальных частях, которые связаны с таянием погребенного льда, и 2) переход по восстановлению в ледниковые диамиктоны, а не в зону разлома или в область сноса с высоким рельефом, что следовало бы ожидать в случае гумидного аллювиального конуса. Процессы, которые формируют субкавалые отложения, изучены недостаточно, так как детально описано лишь несколько их проявлений. Эти наблюдения могут быть дополнены теоретическими выводами, полученными при моделировании процессов. Детальные исследования плейстоценовых озерных отложений (называемых дельтовыми эскерами или дельтовыми озерами) в юго-восточной Канаде [135] служат наглядной иллюстрацией того, как линейные или четковидные гряды, ориентированные параллельно течению ледника, образовались на краю ледника в глубоком озере. Каркас фации представлен очень мощными пластами (более 2 м) гравия и крупного песка, слагающими склоны этих структур. Вниз по течению они переходят в пески и алевриты с горизонтальной тонкой слоистостью или крупной косой слоистостью, мелкой косой слоистостью набегающих знаков ряби (которые типизируют нижние части склонов) или в маломощные градационные слои очень мелкого песка и алеврита. Последние переходят еще ниже по течению в ритмично чередующиеся тонкие слои текстур алеврита и глины, интерпретируемые как варвы. Расположение текстур и донных форм по латерали свидетельствует о быстром угасании скорости течения, связанном с латеральным развертыванием конуса и торможением трением. Несколько генетически обусловленных пачек, содержащих эти фации, оказываются наложенными одна на другую, что связано с повторной агрегацией. Было подсчитано, что отдельные слои образовывались ежегодно во время быстрого отступления края ледника.

Недалеко от этого места эскеры образовались при отложении на подводных морских конусах выноса перед отступающим краем ледника.

Преобладающие слоистые пески пересекаются вогнутыми структурами руслового выполнения, сложенными массивными и слоистыми песками [443]. Русловые отложения врезаны друг в друга, что указывает на эпизодическое перемещение придонных течений с большой эрозионной способностью. Таяние погребенного льда вызывает образование углублений, которые заполнены разнообразными типами осадков [1082].

Плейстоценовые подводные наносы на территории Пьюджет-Лоулендс, штат Вашингтон, также интерпретируются как отложения отступающего фронта ледника [639]. Устойчивая фация, перекрывающая донную морену, представлена серией переслаивающихся диамиктонов течения и слоистых отложений с широко развитыми текстурами гравитационных потоков. Она местами перекрыта крупнозернистыми тонкогоризонтальнослоистыми и тонкослоистыми со знаками ряби алевритами и песками, размер зерен которых уменьшается в дистальной части толщи. Эти породы были отложены в придонных потоках высокой плотности с участием волочения вблизи ледникового фронта. За узкой зоной подводных потоков отложение происходило главным образом из взвеси, поступающей из поверхностных седиментоносных струй (разд. 13.4.4). Плейстоценовые подводные морские наносы норвежского континентального шельфа, встречающиеся в виде конечных морен, охарактеризованы схематически, а их интерпретация основана на наблюдениях их современных аналогов на суше [63]. Их характерные черты в основном аналогичны таковым, показанным на рис. 13.5. Бугристо-западинный рельеф наблюдается на значительной глубине ближе к берегу по отношению к главным конечным моренам на шельфе Лабрадора [786], на норвежском континентальном шельфе [63] и в озере Верхнее [1449].

Детальное изучение керна современных мелкозернистых тонкослоистых осадков из Аляскинского фьорда позволяет сделать вывод, что придонные потоки играли важную роль на расстоянии до 500 м от края ледника (разд. 13.4.4) [1555].

Упомянутые выше наблюдения и косвенные признаки показывают, что, когда у края ледника или основания донного льда имеется много талой воды, в формировании подводных задровых отложений преимущественно участвуют четыре процесса: 1) низкоплотностные (гипопикнальные) поверхностные течения, 2) высокоплотностные (гиперпикнальные) придонные течения, 3) осадочные гравитационные течения и 4) перенос плавучими льдами (ср. разд. 6.5.2; рис. 6.13). Важное допущение, основанное на наблюдении о том, что талая вода обычно образует либо по-

верхностные, либо придонные течения, упрощает вопрос, какая вода — морская или пресная — омывает осадки (разд. 13.3.6 и 13.3.7). Однако ожидаемое соотношение плотностей талой воды и окружающей морской воды может оказаться противоположным в случаях, если талая вода будет содержать очень высокие концентрации взвешенного осадка или если окружающая морская вода будет разбавлена талой водой. В любом случае оба вида течений эффективно переносят взвешенные осадки дальше от ледникового фронта (разд. 13.4.4). Рядом с фронтом ледника, по-видимому, будет быстро оседать на дно из гипопикнальных потоков более крупная фракция, где она будет образовывать главным образом бесструктурные осадки, подверженные переотложению. В отличие от них гиперпикнальные течения у дна будут вызывать образование осадков волочения с развитием кластогенной ориентировки и таких структур, как крупная косая слоистость и тонкая слоистость с набегаящими знаками ряби.

Осадочные гравитационные потоки, варьирующие от обломочных потоков до турбидных течений, будут переносить осадки дальше от края ледника [2510]. Эти потоки могут быть приведены в действие наступлением ледника, процессом образования айсбергов, а также обрушением или оползанием субаквальных зандровых наносов. Такие отложения должны находиться в нижних частях склонов подводных зандровых осадков и переслаиваться с более мелководными осадками подножия этих тел и отложениями дна бассейна.

Эффекты переноса осадков плавучими льдами обычно замаскированы другими процессами, с которыми связаны относительно высокие скорости седиментации. Однако при быстром таянии и сбрасывании дебриса непосредственно у края ледника они могут играть существенную роль.

Форма зандровых отложений зависит от нескольких факторов. В морской обстановке уклон дна, а также текстура и скорость разноса осадков будут влиять на то, какое его количество, привносимого к краю ледника, будет переноситься дальше по склону вследствие гравитационной неустойчивости, а какое — отлагаться у фронта ледника. Там, где склоны пологие, будет происходить агрегация осадка, причем уклон залегания самого осадка в значительной степени будет функцией угла естественного откоса в подводных условиях и, по-видимому, будет уменьшаться вниз по склону [64]. При накоплении достаточного количества осадка существенную роль могут играть процессы обрушения и

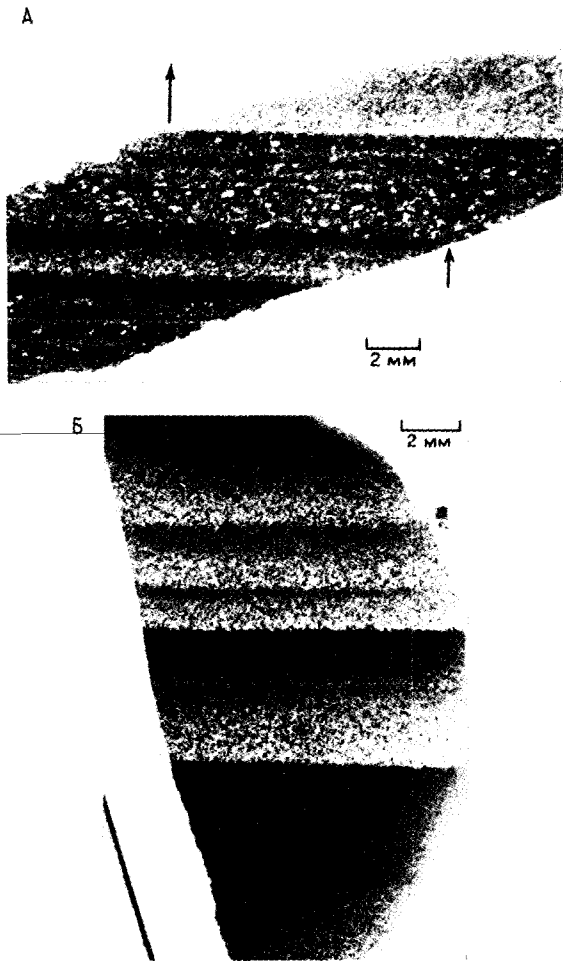
другие механизмы гравитационных потоков. Равновесие между скоростями привноса осадка и перемещения края ледника определяет, будет ли осадок отлагаться в непосредственной близости от устьев туннелей или он будет разноситься вдоль фронта ледника с образованием конуса или шлейфа. Постепенно отступающий ледниковый фронт будет оставлять за собой либо линейное тело, ориентированное параллельно течению льда, либо покровообразные отложения. При эпизодическом одноразовом отступлении за фронтом останутся либо разобщенные четковидные скопления осадка, либо (если туннелей было много) линейная гряда, ориентированная параллельно ледниковому фронту. Последняя представляет собой подводную конечную морену.

Таким образом, субаквальные ледниковые осадки отличаются от наземных зандровых отложений тем, что, во-первых, они быстро переходят по течению в мелководные субаквальные, а не в речные или эоловые отложения и, во-вторых, они могут содержать в составе дистальной мелководной части крупный материал, перенесенный плавучими льдами.

Подводные морские ледниковые отложения, по-видимому, будут иметь меньше признаков потоков волочения и больше признаков обрушения и гравитационных течений по сравнению с подводными озерными осадками. Кроме того, ниже по склону они будут переходить в неленточные тонкослоистые осадки.

**13.4.4. Морские ледниковые и озерные ледниковые фации.** Две рассматриваемые ниже фации, тонкослоистые осадки и диамикты ледового разноса, отлагаются в подводной обстановке вдали от края ледника, но все же под его сильным влиянием. Тонкослоистые отложения (в основном аргиллиты) включают (1) ленточные глины (варвиты), образующиеся в пресной или слабо солоноватой воде, и (2) отложения с ритмичной текстурой или без нее, образующиеся в море.

~~Тонкослоистые отложения (ламиниты).~~ Тонкослоистые отложения состоят из чередующихся прослоев песка, алевролита и глины, обычно сплошных и одинаковых по внешнему облику. В зависимости от состава текстуры и мощности тонкослоистые осадки и породы описывать или совсем легко, или очень трудно. Важно различать закономерное образование тонких слоев, которое связано со случайным переслаиванием слоев (слоек) с различными размерами зерен и структурой и ритмическое образование тонких слоев, которое представляет собой закономерное повторение двух-трех ясно отличающихся



**Рис. 13.10.** Ледниковые ламиниты из верхнепротерозойской формации Смолфьорд, северная Норвегия, обнаруживают четкую градационную ритмическую слоистость (показана стрелками). *А* — тонкослоистые аргиллиты, в которых видны как алевритистые слои с ясной градацией, так и тонкослоистые элементы с отсутствием градации, но с рассеянными зернами песчаной размерности. Градационные слои, по-видимому, отлагались быстро из поверхностных струй, а неградационные слои фиксируют более медленное отложение и ледовый разнос. *Б* — ритмичный, состоящий исключительно из градационных элементов, в некоторых из них наблюдается сложная градация. Такие ритмы могли образоваться из поверхностных струй талой воды.

друг от друга типов тонких слойков, вместе образующих ритм. В древних ледниковых сериях встречаются оба типа, но в случае ритмов бывает трудно доказать, что ритм является варвой (см. разд. 13.3.6; рис. 13.10). Во многих древних

сериях наблюдаются оба типа тонкого наслоения. Дополнительными важными особенностями их являются: 1) симмиктовая или диатакитовая текстура, 2) присутствие прослоев песчаников или диамиктовых пластов и 3) присутствие эрратических валунов, включений диамиктов и конгломератов (см. разд. 13.3.6 и 13.3.7). Широко развитие эрратических валунов, рассредоточенных среди тонкого переслаивания, служит веским доказательством ледового разноса, но отсутствие их еще не свидетельствует против ледникового происхождения комплекса, так как многие плейстоценовые ритмы (варвиты) содержат лишь небольшое количество эрратических валунов или вовсе их не несут.

В плейстоценовых варвитах в направлении по течению наблюдается уменьшение как отношения алеврит/глина, так и среднего размера зерен [100]. Кроме того, в проксимальных участках летний алевритовый осадок может состоять из многочисленных тонких слойков и градационных слоев, которые, по-видимому, отражают суточные и погодные колебания расхода воды и концентрации взвешенного осадка. Важно отметить, что плейстоценовые ледниково-озерные варвиты редко имеют градационную слоистость и что крупнозернистый нижний слой резко или с маломощной переходной зоной перекрывается тонкозернистым слоем [1437].

Плейстоценовые морские тонкослоистые осадки образовывались на обширных территориях континентов во время окончания оледенения и трансгрессии, например в Балтийском море, Северном море, Гудзоновом заливе и в озере Шамплейн [820]. В этих областях меняющиеся скорости изостазии и эвстазии, а также ледниковое подпруживание приводили к условиям, колеблющимся между пресноводными и морскими. Такие тонкослоистые осадки могут покрывать огромные площади и иметь мощность обычно менее 10 м, но во время продолжающегося изостатического воздымания или при следующем наступлении ледника они могут быть частично эродированы.

В некоторых областях удается выделить несколько фаций тонкослоистых осадков и связать их с отступанием ледникового фронта [639]. Перекрывающими подводными морскими наносами являются тонкослоистые алевритовые аргиллиты с редкими эрратическими валунами и редкой фауной. Отложение их происходило прежде всего при выпадении осадка из струй поверхностных течений. С удалением поверхностные струи распадались, поэтому образование тонкослоистых осадков становилось слабее, а ледовый разнос вследствие уменьшения потока



взвешенного осадка приобретал более важную роль. Наиболее дистальная фация представлена массивным диамиктоном (см. ниже).

Изучение донных отложений бухты Мьюр на Аляске с преобладанием талой воды служит наглядным примером текстур и фациальных изменений, демонстрирующих как механизм генезиса градационных ритмитов, так и несезонную периодичность в образовании отдельного ритма [1555]. Скорость осадконакопления вблизи фронта постепенно отступающего ледника составляет несколько метров в год. В пределах 500 мм от ледника из придонных течений отлагаются преимущественно песчаные тонкослоистые осадки с обратной градацией в подошве и нормальной в кровле, а из турбидных течений — песчаные тонкослоистые осадки с нормальной градационной слоистостью. Еще дальше от фронта ледника преобладает отложение взвешенного осадка из поверхностных струй талой воды (разд. 13.3.7). Отложения представлены от явно бесструктурных до слабо ритмично-тонкослоистых алевроитовых глин. Каждый ритм, называемый *циклопелем*, имеет мощность от нескольких зерен до нескольких миллиметров, резкою подошву и переходы вверх от маломощного слоя песка в подошве до более мощного слоя плохо сортированной глины в кровле. Сопоставление скорости осадконакопления и количества образованных тонких слоев показывает, что в течение одного сезона таяния образуются многие десятки этих слоев и что динамика водных струй и образование ритмитов контролируется, с одной стороны, пиками расхода талой воды, а с другой — приливно-отливными течениями. С удалением от ледника слоистость становится менее отчетливой. Отложения здесь содержат редкий материал ледового переноса.

В глубинах океана огромные площади дна покрыты массивными, слабо- и четкотонкослоистыми глинами, содержащими обломки ледового разноса. Вокруг Антарктики эти отложения распространены за пределами континентального склона, а в Северном полушарии они покрывают дно Северного Ледовитого океана [458] и прилегающие территории.

От полосчатых тиллитов тонкослоистые осадки можно отличить по наличию первичных структур течения, таких, как градационная слоистость и мелкая косая слоистость со знаками ряби. Идентификация *эратических валунов* не всегда проста. Они при этом должны быть полностью заключены в тонкослоистых осадках, отдельные слои которых намного тоньше, чем диаметр включений. Подстилающие тонкослоистые осадки должны быть деформированы, а

перекрывающие — иметь форму облекания. Следует также искать дополнительные доказательства, такие, как включения тилля, скопления гравия, штриховку и огранку на эратических валунах. Последние также могут переноситься плавающей растительностью (в древних отложениях наблюдаются очень редко), а также сезонными прибрежными и озерными льдами [79].

В отличие от описанных выше осадков с ясной тонкой слоистостью плохо стратифицированные и массивные алевроиты характерны для некоторых фьордовых обстановок [720, 1765]. Динамика осадконакопления этих отложений изучена недостаточно.

*Диамиктон ледового разноса.* Массивные и плохо стратифицированные диамиктоны, отлагавшиеся субаквально путем ледового разноса, имеют внешний тиллеподобный облик и поэтому названы *паратиллитами* [1045] и *акватиллитами* [2105]. Для этих отложений больше подходит название диамиктон ледового разноса (так как тилль образуется непосредственно из ледникового льда; разд. 13.3). Имеются три разновидности этих отложений: 1) тонкослоистая, аналогичная сложным ледниково-морским осадкам (разд. 13.3.7), 2) перетолженная, аналогичная остаточным ледниково-морским осадкам, и 3) массивная.

Диамиктоны ледового разноса описаны для плейстоцена СССР, Шпицбергена [271], северной части Тихоокеанского побережья Северной Америки [692, 639] и в миоцене — плейстоцене Аляски [1915]. Эти отложения обычно содержат богатую фауну, в том числе разнообразную микробиоту и замковые двусторонки, частично в прижизненном положении. Некоторые организмы прикрепляются к эратическим валунам. Диамиктоны чередуются и имеют пальцеобразные переходы по латерали с обычными морскими отложениями, яснослоистыми и хорошо сортированными. Пласты аляскинских диамиктитов большей частью имеют форму покровов, местами тонкую слоистость, большую протяженность и мощность несколько десятков метров, иногда до 200 м. Обломки составляют 5—20% объема породы и достигают 5 м в длину. Часть угловатых и окатанных обломков имеет штриховку. Диамиктиты встречаются также в линзовидных пластах, которые переходят в обычные морские отложения (разд. 13.5.3).

Переслаивание диамиктов с галечными аргиллитами слагает более 90% объема позднекайнозойского ледниково-морского комплекса на шельфе моря Росса [148]. Породы содержат разнообразную фауну и богатую диатомовую флору, но редко бывают биотурбированы. Местами микрофауна слагает более половины основной

массы осадка. Как тонкослоистые, так и массивные разности состоят из плохо сортированных алевритовых глин. Обломки составляют менее 1%, а размеры их больше 3 см редки. Большая часть их полуокатана и имеет штриховку что указывает на их происхождение как базального дебриса. Тонкая слоистость, по-видимому, образовалась под действием донных течений волочения. Зона деформированной слоистости бывает нарушена оползнями. Мелкие размеры зерен позволяют предполагать, что, кроме разноса айсбергами, тонкий осадок отлагался слабыми течениями из взвеси. Таким образом, эти отложения представляют собой сложные ледниково-морские диамикты.

Массивные ледниково-морские диамикты ледового разноса от массивных донных морен отличаются: 1) присутствием целых раковин, иногда в прижизненном положении и редкой биотурбацией, 2) постепенным переходом в обычные стратифицированные осадки, 3) прослоями турбидитов или других резко отличающихся типов осадков, выдержанными по латерали, 4) отсутствием изолированных тел в стратифицированных отложениях, залегающих *in situ*, 5) беспорядочной ориентировкой обломков, 6) лучшей сортировкой и меньшим размером зерен по сравнению с базальными тиллами, с которыми они ассоциируют.

### 13.5. АССОЦИАЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВЫХ ФАЦИЙ

Распространение фаций, образующихся при крупном оледенении (разд. 13.4), определяется сложным взаимодействием нескольких параметров, четыре из них рассмотрены ниже: 1) максимум оледенения, 2) высота над уровнем моря и рельеф ложа, 3) изостазия и эвстазия, 4) ледниковая и климатическая цикличности.

Максимум оледенения — это положение края ледника на время его наибольшего размера. Если окончание ледника находится на плаву, то краем ледника считается линия налегания (рис. 13.2). Подледниковая эрозия и отложение морены подледникового накопления могут происходить лишь в пределах площади, ограниченной этой линией. Предел распространения ледника является функцией его размеров и баланса масс.

Высота и рельеф главным образом контролируются тектоническим положением. Положение относительно уровня моря вместе с изостазией и эвстазией (см. ниже) определяют, является ли общая обстановка наземной, морской или чере-

дующейся. Эти факторы также оказывают влияние на климат, но обсуждение этого вопроса выходит за рамки настоящей главы. Рельеф территории, покрытой ледником, также накладывает определенный отпечаток на характер отложений. В областях с высоким рельефом формируются долинные ледники, которыми переносится большое количество надледникового обломочного материала, поступающего с бортов долины. При высоком рельефе ледники, ледяные потоки и общий сток сконцентрированы в понижениях рельефа, поэтому расположение осадков носит прерывистый характер. В пределах небольшого отрезка дна долины могут одновременно действовать разветвленные реки, окраинные дельты, аллювиальные конусы выноса и оползни. В отличие от этого такие фации, как донные озерные отложения и донные морены, могут занимать площади многие тысячи квадратных километров. Конечно, комплексы выполнения долин также можно определить по самому факту их нахождения в глубоко врезанных долинах, где проявления древних отложений вскрыты последующей эрозией или скважинами. В ряде областей на перепады рельефа в многие сотни метров будут указывать стратиграфические взаимоотношения.

Изостатические и эвстатические явления в совокупности изменяют абсолютные отметки места расположения ледников, так как вызывают вертикальные движения земной коры и изменения уровня моря соответственно. Кроме неледниковых условий, которые существуют до и после оледенения, интерес представляют три фазы, связанные с оледенением. В *ледниковую фазу* местный уровень является следствием, с одной стороны, прогибания коры под действием ледника, а с другой — поступления воды из океанов. Когда изостатическое прогибание превышает эвстатическое падение уровня воды, глубина воды увеличивается. В *последледниковую эвстатическую фазу* вода возвращается в океаны. Это обычно происходит до основного изостатического поднятия освободившейся ото льда территории. Максимальный размер моря, который достигается в это время, носит название *предельной границы моря*. Это — период повсеместной трансгрессии, и морские фации (обычно тонкозернистые морские глины) могут отлагаться на возвышенностях, приближающихся к предельной границе моря. Во время *последледниковой изостатической фазы*, которая обычно наступает вслед за эвстатической фазой, быстрый подъем земной коры вызывает быстрое относительное падение уровня моря. Это — период регрессии, когда вблизи уровня моря могут формироваться береговые комплексы. Наконец, во вре-

мя этой фазы уровень моря падает до своей послеледниковой минимальной отметки, ниже которой морские осадки не подвержены субаэральной эрозии. Таким образом, между двумя послеледниковыми экстремальными положениями уровня моря могут формироваться регрессивные прибрежные комплексы или осадки отступающего ледника. Они, а также подстилающие их отложения уязвимы по отношению к субаэральной эрозии. С последующим возвращением к неледниковым условиям уровень моря постепенно принимает свое обычное положение.

Цикличность климата во время оледенения вносит дополнительную сложность, хотя речные и дельтовые обстановки могут иметь и свою собственную цикличность, вклинившуюся в общую. Плейстоценовые отложения характеризуются цикличностью нескольких порядков, варьирующих в пределах десятков тысяч — сотен тысяч лет, хотя некоторые крупные изменения на территории ледниковых покровов могут происходить в относительно короткие периоды в несколько тысяч лет [959]. Подобно циклам в других обстановках, продукты осадконакопления ледниковых циклов характеризуются резкой асимметричностью, прежде всего связанной с подледниковой эрозией, которая происходит в пределах ледникового максимума. Когда климат теплеет и ледники отступают, происходит осадконакопление ледникового и других типов, и остается запечатленной хронологическая последовательность оледенения, записанная последовательностью осадочных фаций. Эрозия, происходящая во время последующего оледенения, удаляет более ранние ледниковые продукты, и лучше всего сохраняются, как правило, отложения последнего отступившего ледника. Асимметрия может иметь и другую причину. Во время расширения континентальных ледниковых покровов климат бывает холоднее, чем в периоды окончания оледенения. Это позволяет предполагать, что в первом случае будут преимущественно существовать условия, благоприятствующие примерзанию основания ледника к ложу, а количество талой воды будет меньше, чем во время окончания оледенения. Это, однако, неприменимо к морским ледникам, где решающим фактором баланса масс является также количество атмосферных осадков.

Ледниковые осадочные циклы отражают также устойчивость массы ледникового покрова во времени. Крайнее положение в этом отношении занимают, с одной стороны, ледяные щиты Антарктиды и Гренландии, которые сохраняют сравнительную стабильность в течение миллионов лет, с другой — щиты Лаврентиды и Сканди-

навии, которые успели полностью разрастись и затем исчезнуть всего лишь за сотни и тысячи лет. Причины столь разного поведения сложны, но вполне вероятно, что за геологическое время благодаря изменениям рельефа и конфигурации береговой линии коренные изменения могли претерпеть и характер оледенения в любой из этих областей [846]. Такие изменения также будут влиять на температурный режим и, следовательно, на характер осадконакопления.

Рассмотренные выше соображения служат отправной точкой для построения обобщенных моделей, предусматривающих распределение фаций и фациальных комплексов, которые могли развиваться в определенных условиях. Основное различие здесь делается между полностью наземными ледниковыми комплексами и преимущественно морскими комплексами.

**13.5.1. Континентальные ледниковые фациальные зоны.** При материковом (континентальном) оледенении территория, покрытая ледником, и примыкающая к ней прогляциальная зона расположены выше уровня моря. К хорошо изученным примерам отложений этого типа в континентальной обстановке с низким рельефом относится плейстоцен Северной Америки и Северной Европы. На основании многочисленных публикаций, в которых детально описаны эти отложения, и крупномасштабных геологических карт [818, 819, 1930, 2645, 2646] можно изобразить региональное распределение фаций и использовать это для выработки обобщенных представлений относительно ожидаемого географического взаиморасположения ледниковых фаций.

Выделяются три главные фациальные зоны (рис. 13.11) [2378]. Зона, окружающая внутреннюю эрозионную зону с маломощными спорадическими моренными отложениями, называется *фациальной зоной подледникового накопления*. Она выглядит на геологических картах плейстоцена как моренная равнина, покрытая ложбинами и друмлинами, и сложена преимущественно валунными глинами (разд. 13.4.1). На большей части площади этой зоны морены являются единственными отложениями, хотя местами они перекрываются фациями стратифицированных отложений отступающего ледника. Широкое распространение здесь могут иметь также ленточные глины. Поверхность этих отложений подвергается криотурбации. Однако надо иметь в виду, что при чередовании наступления и отступления ледника большая часть отложений, сформированных во время отступления, при последующем наступлении может оказаться срезанной, так что в результате возникнет комплекс морен подледни-

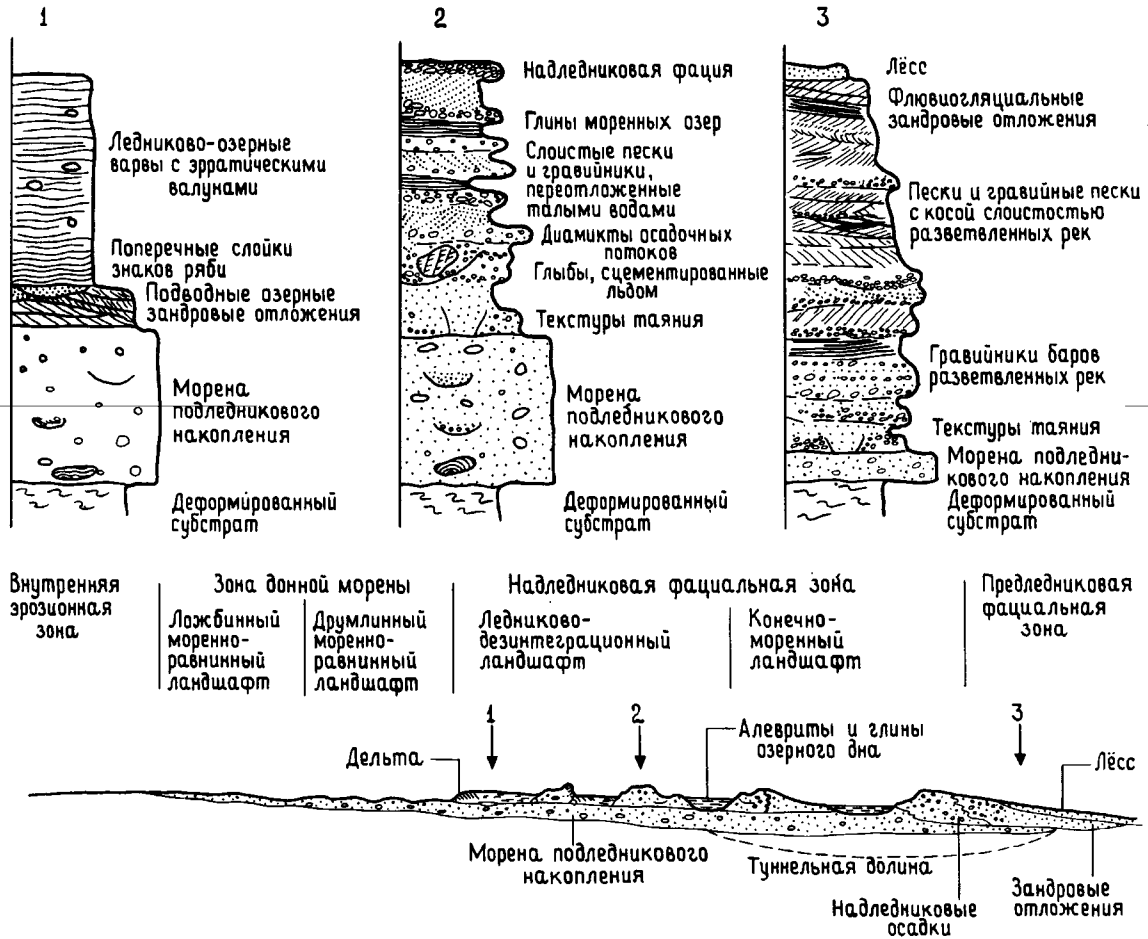


Рис. 13.11. Схематическое изображение зональности континентальных ледниковых форм рельефа [2378] и фаций, отложенных ледниковым покровом, а также стратиграфические колонки, характерные для каждой

зоны. Радиус ледникового покрова, по-видимому, мог достигать 2000 км. Образовавшиеся в результате отложения обычно имеют мощность 5—50 м.

кового накопления без прерывающих их стратифицированных фаций или при меньших их мощностях.

Зона *надледниковых фаций* расположена во внешних частях покрытых оледенением регионов, где наблюдаются два разных типа ландшафтов надледникового осадконакопления: конечные морены и ледниково-дезинтеграционный рельеф (разд. 13.4.2). В этой зоне присутствуют три фации. Морены подледникового накопления развиты повсеместно и залегают на региональной эрозионной поверхности. Подстилающие отложения могут обнаруживать гляциотектонические деформации. Выше морен подледникового накопления расположены надледниковые отложения (разд. 13.4.2), присутствующие в форме

конечных морен во внешней части зоны и в виде ледниково-дезинтеграционного рельефа во внутренней части. Залегая на обеих этих фациях, могут быть широко развиты ленточные озерные глины (разд. 13.4.4). Аналогичные фации могут быть также развиты там, где окончание ледника погружено на дно крупного озера [1449]. В течение нескольких фаз оледенения может аккумулироваться сложный комплекс стратифицированных отложений ледникового разноса с маломощными донными моренами [2605]. В дистальной части, ближе к окраине области оледенения, может сохраниться более сложная летопись, в ряде случаев включающая комплексы продвижения и отступления ледника. Здесь же могут наблюдаться подледниковые туннели, глубокие

эрозионные русла, промытые подледниковыми потоками [2653, 2657, 1249]. В северной части ФРГ и ГДР отдельные русла достигают глубины 400 м, ширины 3 км и длины многие десятки километров [703]. Крайние зоны особенно чувствительны к изменениям в балансе масс и к пульсированию ледника. При колебании края ледника может возникать сложная стратиграфическая последовательность, тогда как на более проксимальных участках будет сохраняться ледовое покрытие и образовываться простой комплекс осадков.

*Зона предледниковых фаций* включает комплекс отложений от краевых до предледниковых, таких, как пески и гравийники разветвленных рек, озерные глины, а также пески и алевриты ветрового надува. Эта область находится большей частью за пределами зоны донных морен. Сделать заключение об оледенении по одним только этим отложениям, если не считать гальку со штриховкой, невозможно. Вне крупных речных русел, где аккумулируются отложения долинного шлейфа, эти осадки быстро выклиниваются по мере удаления от комплекса конечных морен.

Таким образом, между внутренней эрозионной зоной и внешней предледниковой зоной имеются две контрастные зоны низменного равнинного рельефа наземного ледникового осадконакопления. Пока неясно, как соотносится эта зональность (если такая связь вообще имеется) с недавно предложенными температурными моделями ледникового покрова Лаврентиды. Согласно этим моделям, предполагается, что ледяной щит был термально холодным, а его основание большей частью состояло из зон промерзания и оттаивания [2376, 606]. С другой стороны, вполне возможно, что постоянству условий во время максимума оледенения придается чрезмерно большое значение и что эта зональность в основном связана с изменениями баланса масс и температурного режима во время окончания оледенения. Этот вопрос остается проблематичным.

**13.5.2. Примеры древних ассоциаций континентальных ледниковых фаций.** Хотя многие древние ледниковые комплексы интерпретируются как результат наземного оледенения [1019], данные о позднеордовикском оледенении Северной Африки [223, 611] представляют особый интерес, так как содержащаяся в них детальная интерпретация осадочных фаций дана на фоне общего анализа структуры и стратиграфии бассейна. Более того, рельефная выразительность фаций в плане настолько необычна, что позволяет произвести их объемную реконструкцию.

Площадь, на которой задокументированы эти отложения, равна приблизительно 6—8 млн. км<sup>2</sup>, т. е. половине площади, покрытой четвертичным ледяным щитом Лаврентиды [230]. Они были отложены континентальным ледниковым покровом, двигавшимся на север или на северо-запад. В общем ледниковая формация имеет мощность менее 200 м и залегает на поверхности очень пологого регионального углового несогласия, которая лишь местами врезана в субстрат на 300 м в форме палеодолин ледникового выпаживания. Отложения встречаются в виде повторяющихся комплексов, включающих до четырех элементов: 1) базальное несогласие, иногда с бороздами и штриховкой и с гляциотектонической деформацией субстрата; 2) тиллиты, преимущественно относящиеся к донной морене, которые обычно составляют менее 25% объема разреза; 3) флювиогляциальные зандровые песчаники, которые обычно выполняют палеодолины и являются преобладающим фаціальным типом, и 4) разнообразные глинистые песчаники и глинистые сланцы, отлагавшиеся в мелководных озерах или морях и включающие также диамиктиты ледового разноса. Присутствуют также золотые песчаники и целый спектр перигляциальных структур. Зандровые отложения представлены небольшими структурами высотой 2—5 м и шириной 20—30 м, в плане иногда выраженными в форме меандрирующих русел, которые прослеживаются на несколько километров. Они образовались в подледниковых туннелях и аналогичны осадочным телам *in situ* (разд. 13.4.1). В гораздо более крупных меандрирующих руслах встречаются отложения, имеющие высоту более 20 м, ширину 50—500 м и прослеживающиеся на расстояние до 50 км. Они отлагались в форме агградационных зандровых равнин, разграниченных мелкозернистыми междурусловыми участками. В этих песчаниках также обнаруживаются структуры обрушения, образованные при таянии погребенного льда.

Эти составные части комплексов обнаруживают некоторые существенные изменения в масштабе региона: 1) тиллиты более широко развиты на юге, где разрезы относительно маломощны и эрозионные поверхности имеют низкий рельеф, 2) зандровые песчаники и другие краевые фации более широко развиты на севере, где они выполняют крупные палеодолины, ориентированные под некоторым углом или параллельно направлению течения ледника и 3) скважины, пробуренные севернее площади выходов, указывают на постепенное увеличение слоев морского происхождения, рост мощности и уменьшение признаков ледниковой эрозии. Эти изменения

хорошо согласуются с зональностью, наблюдаемой в плейстоценовых ледниковых отложениях (разд. 3.15.1), за исключением того, что стратифицированные фации, переслаивающиеся с донными моренами в других ледниковых регионах, здесь не столь четко разделены на надледниковые и предледниковые фации, а обнаруживают признаки и тех и других.

Детальное изучение, основанное прежде всего на документации керна скважин угленосной площади на северо-востоке бассейна Кару в Южной Африке, иллюстрирует некоторые характерные особенности долинного оледенения [1466]. Долина шириной около 20 км, длиной несколько десятков километров и глубиной не менее 100 м, содержит осадки, отлагавшиеся в стадии отступления гондванского оледенения в конце палеозоя. Дно ее покрыто массивными тиллитами, либо донными, либо надледниковыми, которые перекрываются комплексом предледниковых отложений водного происхождения. Последние включают снизу вверх: донные озерные варвиты, проксимальные варвиты, тонкослоистые дельтовые передовые слои с поперечными слоями знаков ряби и зандровые отложения разветвленных русел. Изучение разреза показывает, что непосредственно ледниковые отложения обычно встречаются только на дне или на краю долины в виде конечного моренного вала, а основная масса выполнения долины сложена предледниковыми отложениями.

### 13.5.3. Ледниково-морские фациальные зоны.

Ледниково-морские фации отлагаются ниже уровня моря и на возвышенностях в пределах границы моря. Из-за того что большая часть плейстоценовых ледниково-морских осадков залегает ниже уровня моря, они менее хорошо известны по сравнению с наземными отложениями. Кроме того, они изучены иными методами, главным образом геофизическим профилированием и по керну неглубоких скважин. Обобщенная модель, представленная ниже, является компиляцией из нескольких примеров плейстоценовых отложений. Ассоциации ледниково-морских фаций могут быть значительно более сложными по сравнению с их наземными аналогами, особенно там, где осадконакопление испытывало влияние изостатических и эвстатических эффектов, и возникшие в результате отложения обнаруживают воздействие наземных, морских и ледниковых агентов.

Критическими границами, которые контролируют распределение и контакты фаций, служат: 1) ледниковый максимум, 2) предельная граница моря и 3) послеледниковый минимальный уро-

вень моря (рис. 13.12). Из-за наличия многих параметров для осадконакопления отступающего ледника вблизи уровня моря можно создать множество сценариев. Эту сложность можно ограничить, если ввести три допущения: 1) ледниковый максимум находился ниже уровня моря, которое тогда существовало; 2) изостатическое прогибание превышало эвстатическое падение уровня моря; 3) эвстатический подъем предшествовал изостатическому падению уровня моря. На основании рассмотренного выше выделяются четыре ледниково-морские фациальные зоны (рис. 13.12): 1) изостатическая, 2) подводная отступающая, 3) краевая и 4) предледниковая. В то время как наземные зоны были описаны в порядке приближения к внутренним частям области оледенения, морские зоны легче понять, если рассмотреть их в обратной последовательности.

*Предледниковая морская фациальная зона* ледникового максимума расположена в сторону моря по отношению к последнему и, следовательно, состоит только из субаквальных отложений, включающих тонкослоистые осадки с эрратическими валунами, а также диамикты ледового разноса и осадочных потоков, которые через постепенные и резкие переходы переслаиваются с осадками неледниковых фаций (разд. 13.4.4). Еще дальше диамикты ледового разноса могут приобрести важное значение. Отложения этого типа описаны из позднекайнозойских ледниковых комплексов формации Якатага на южной Аляске и на шельфе моря Росса в Антарктике (разд. 13.4.4 и 13.5.4).

*Краевая ледниково-морская фациальная зона* образуется во время крупных остановок ледника обычно вблизи ледникового максимума. Она состоит прежде всего из подводных морских наносов в форме морских конечных морен (разд. 13.4.3), которые могут залегать на донной морене и перекрываться или переходить с удалением от берега при взаимном выклинивании в фации предледниковой зоны. Кроме того, подводные морские наносы местами могут наблюдаться в форме стадийных морен отступающего ледника, залегающих выше донных морен, с внутренней стороны ледникового максимума и доходящих вплоть до места, где окончание ледника во время отступления выходит на сушу. Размеры морских конечных морен зависят от времени и скорости привноса осадка. При благоприятных условиях такие морены могут достигать очень крупных размеров: высоты сотни метров, ширины несколько километров (например, на побережье Норвегии [62]) и длины сотни километров (например, на дальнем предбрежье полуострова Новая Шотландия, Канада [1349]).

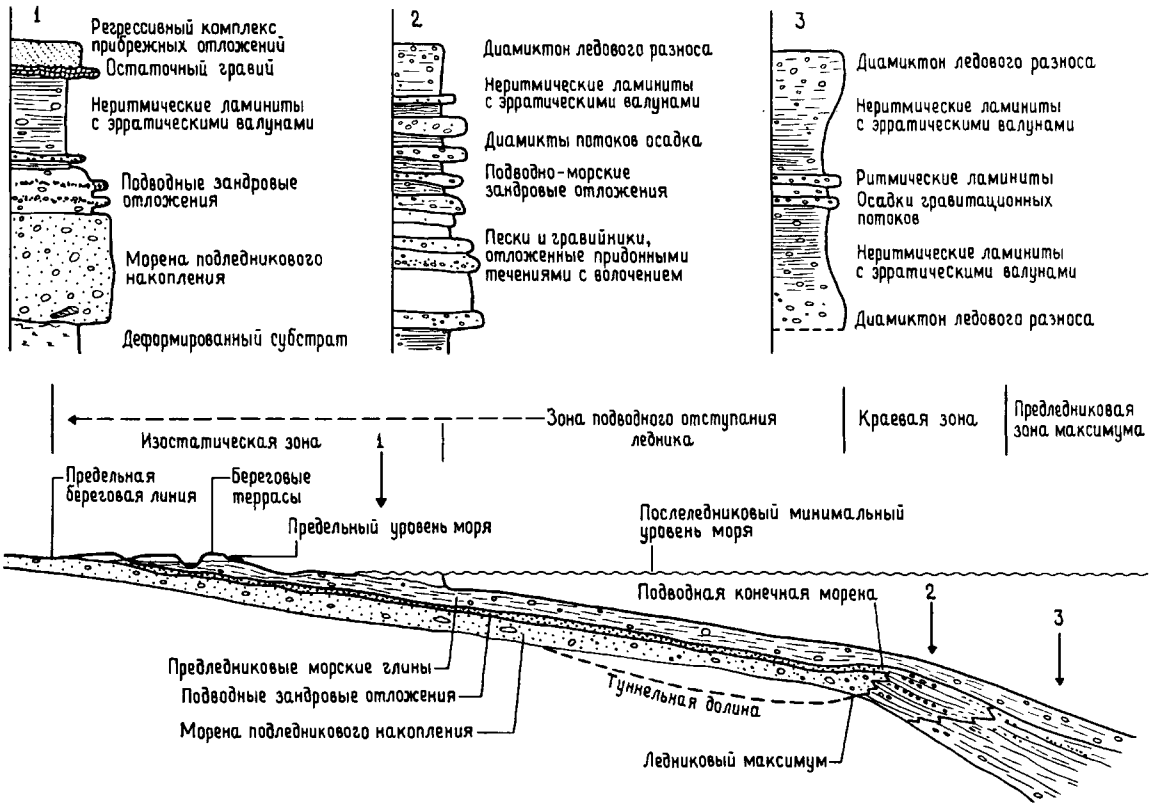


Рис. 13.12. Схематическое изображение зональности морских ледниковых фаций, отложенных морским лед-

никовым покровом с талым основанием, и стратиграфические колонки, характерные для каждой зоны.

Подводно-морская фациальная зона отступающего ледника расположена между предельной границей моря и ледниковым максимумом. Она включает описанную ниже изостатическую фациальную зону и может быть размита, если находилась выше послеледникового минимума уровня моря. Разрез начинается с донной морены, которая залегает на подледниковой эрозионной поверхности. За ней следуют ледниково-морские отложения, главным образом тонкослоистые осадки с эрратическими валунами. Иногда в разрез вклиниваются слои подводных морских зандровых наносов, но только если основание ледникового покрова влажное. Вслед за отступанием ледника на соседние участки суши разрез может завершиться обычными морскими отложениями. Примеры этой ассоциации описаны в позднелестоценовых — голоценовых отложениях северной части Северного моря [1676]. Разрез там состоит из покровообразной донной морены и чередования морских глин с морскими и прибрежными глинами и песками в верхах.

Теоретическое изучение морских ледниковых покровов (разд. 13.3.7) и данные наблюдений отступающих ледников, омываемых приливами, позволяют предполагать, что осадки двух резко различных типов подводно-морских комплексов отступающего ледника могут быть образованы морскими ледниковыми покровами с влажным основанием, которые погружены на глубины, достаточные для приобретения плавучести. Решающим фактором для возникновения плавучести того или иного типа является то, куда наклонена поверхность — от центра ледника или к центру. Изменения в положении линии налегания ледникового покрова зависят как от баланса масс, так и от уровня моря. Например, если ложе наклонено наружу, в сторону моря (рис. 13.13) и если баланс масс становится отрицательным или повышается уровень моря, то линия налегания льда будет постепенно подниматься и отступать и будет формироваться подводный комплекс последовательно отступающего ледника (разд. 13.4.3). Но, если ложе наклонено к центру ледника, часть

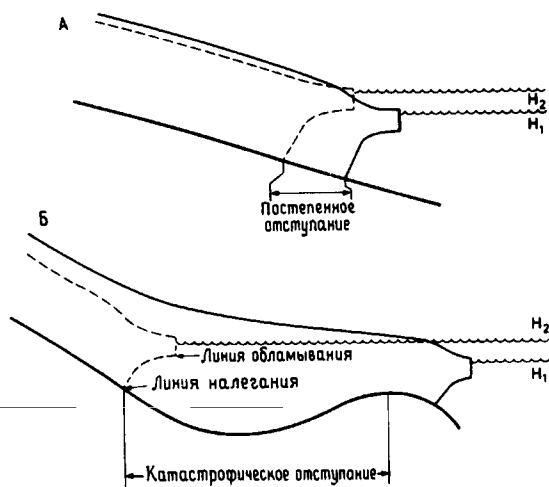


Рис. 13.13. Простые модели, показывающие влияние уклона ледникового ложа на скорость отступления морского ледникового покрова. А — наклон ложа от центра ледника способствует постепенному отступанию; Б — наклон ложа к центру ледника вызывает катастрофическое отступление.

его покрова, погруженного на дно ниже находящейся в движении линии налегания станет неустойчивой и линия налегания начнет отступать до тех пор, пока субстрат снова не окажется на мелководье, чтобы край ледника вновь стабилизировался. Непрочно удерживающийся на дне лед начнет всплывать, принимая очертания покровно-шельфового ледника, и, если последний будет тоже неустойчивым, начнется его обламывание с образованием айсбергов. Быстрое отступление линии налегания приведет к образованию подводного комплекса катастрофически быстро отступающего ледника. Если ледниковый покров погружен на дно в такой мелкой воде, что образуются шельфового ледника невозможно, возникнут промежуточные ситуации. В этом случае скорости отступления будут умеренными и там, где скорость осадконакопления высока, например перед устьями подледниковых туннелей, может происходить аккумуляция подводных морских задровых отложений.

Представляется, что в случае отступления ледникового покрова с сухим основанием образования подводных задровых отложений не будет и возникнет комплекс, аналогичный комплексу катастрофически быстрого отступления независимо от характера отступления. Однако наличие отложений, образованных из струй талой воды, таких, например, как спорадические тонкослоистые осадки, будет служить доказательством против обстановки с сухим основанием лед-

ника. Так, осадконакопление, следовавшее за отступлением морского ледникового покрова моря Росса, привело к отложению тонкого слоя диатомовых алевритовых глин с 10%-ным содержанием обломков ледяного разноса, что указывает на очень малую скорость продуцирования талой воды [67].

*Изостатическая ледниково-морская фациальная зона* образуется между предельной границей моря и послеледниковым минимумом уровня моря. Она может расширяться за счет включения прибрежной зоны, осадки которой образовались ниже уровня моря во время послеледникового минимума. Последовательность событий в этой зоне такова: 1) отлагаются осадки подводной зоны отступающего ледника и 2) по мере относительного падения уровня моря благодаря тому, что изостатическое поднятие превышает эвстатический эффект, формируются комплексы наступающей на море предфронтальной зоны пляжа либо в форме сплошного покрова, либо локально, а также маломощные слои остаточного гравия и глубокие промоины, возникающие при субаэральной и прибрежной эрозии выходящих на поверхность отложений морского ложа [1765, 1668]. Образующийся в результате комплекс отражает относительные количества осадка, выпадающего в каждую из этих двух фаз, и может варьировать от преимущественно ледникового, как в ряде районов южной части Шотландии [639], через промежуточные варианты, как на Шпицбергене [1668], до преимущественно морского прибрежного, как на острове Баффина Земля [1766]. Интересно, что ледниковая составляющая этих комплексов, которая содержит существенную часть прибрежных отложений, по-видимому, служит отражением наступания, а не отступления ледника [1765, 1668].

**13.5.4. Примеры древних ассоциаций морских ледниковых фаций.** В этом разделе описываются примеры подводных фациальных зон отступающего ледника и предледниковых морских фациальных зон ледникового максимума, часто встречающиеся в древних комплексах, а также изостатической и краевой ледниково-морской фациальных зон, хорошо представленных в четвертичных отложениях.

Позднеолигоценовые — плиоценовые ледниково-морские отложения моря Росса в Антарктиде состоят из 1,2-километровой толщи массивных и параллельно-слоистых диамиктонов ледового разноса и аргиллитов (разд. 13.4.4) [148]. Эти осадки отлагались в предледниковой морской фациальной зоне ледникового максимума при глубине воды около 500 м. Осадочный материал



поступал как путем переноса айсбергами, оторвавшимися от ледников с мокрым основанием, так и в виде взвеси, привнесенной ледниковыми тальми видами.

Диамиктоны ледового разноса в миоцене — голоцене формации Якатага залива Аляска резко отличаются от описанных выше (разд. 13.4.4) [1915]. Диамиктоны в мощной 5-километровой формации Якатага переслаиваются со слоистыми морскими конгломератами, песчаниками и аргиллитами. Осадконакопление происходило в условиях открытого морского шельфа при глубине воды 20—60 м. Плафкер и Аддикотт [1915] считают, что крупнозернистые фации отлагались в подводных шлейфах, прилегающих к омываемым приливами ледникам. Иногда долинные ледники сливались и образовывали ледниковый покров, который продвигался поперек мелководного шельфа. Диамиктоны с эрратическими валунами и местными фаунистическими остатками отлагались главным образом путем ледового разноса, но течения при этом были очень изменчивы, что привело к усложнению остаточных ледниково-морских отложений (разд. 13.3.7).

Многочисленные разрезы древних отложений, характеризующиеся чередованием тиллитов донных морен и тонкослоистых осадков, без признаков флювиогляциальных зандровых отложений, по-видимому, легче всего интерпретируются

как подводные морские фациальные комплексы отступающего ледника. Поздний протерозой северной Норвегии [695, 700] состоит из нижней формации Смолфьорд и верхней формации Мортенснес. В формации Смолфьорд содержится шесть комплексов тиллитов донных морен, пять из которых перекрыты беспорядочно- или ритмично-слоистыми аргиллитами, в некоторых случаях с эрратическими валунами. В формации Мортенснес содержится три пачки таких тиллитов, две из которых перекрыты тонкослоистыми осадками. Донные тиллиты имеют мощность от нескольких метров до нескольких десятков метров и прослеживаются на расстояние до нескольких десятков километров. Каждая такая пачка отложилась во время крупного регионального ледникового эпизода. Их ограниченное распространение по площади скорее всего связано с последующей ледниковой эрозией. В формации Смолфьорд донные тиллиты с резким контактом перекрыты тонкослоистыми осадками, за исключением одного обнажения, где между ними наблюдается двухметровый пласт пассивных песчаников. Тонкослоистые осадки часто содержат мало мощные градационные слои, но в большинстве случаев последние мало напоминают варвы (рис. 13.10; разд. 13.4.4) и поэтому интерпретируются как циклопели (разд. 13.4.4). Циклопели служат четким указанием на большое количество талой воды. Учитывая

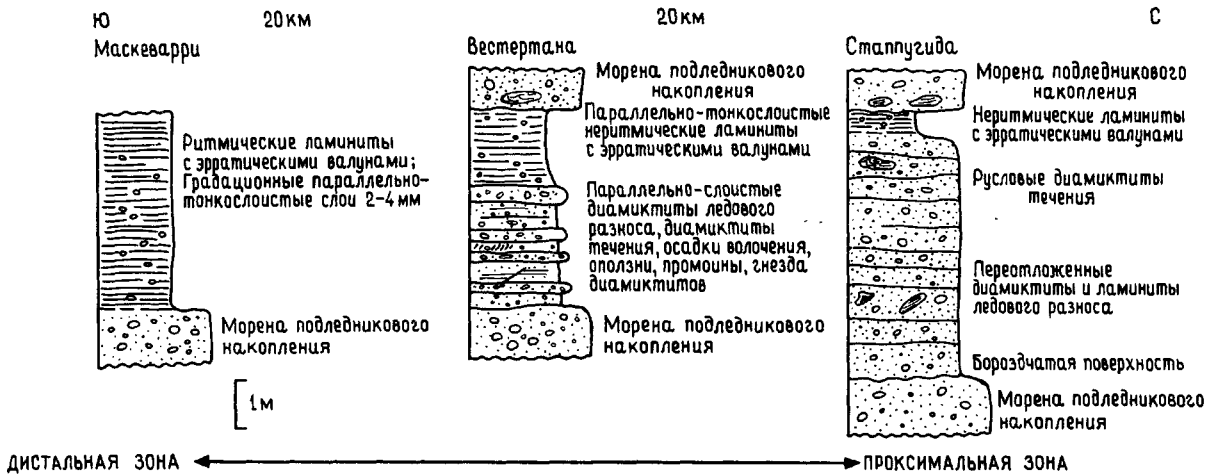


Рис. 13.14. Фациальные переходы в нижнем комплексе отступающего ледника верхнепротерозойской формации Мортенснес, северная Норвегия. Во время паузы на фоне общего катастрофического отступления морского ледникового покрова создавались условия для дифференциации проксимальных и дистальных фаций. Пре-

обладающим проксимальным процессом было переотложение, тогда как в дистальной зоне доминировало выпадение осадка из струй поверхностных течений. Нижний комплекс отступающего ледника с размывом перекрывается донной мореной верхнего комплекса.

это, заслуживает внимания отсутствие подледниковых зандровых осадков, которое рассматривается как указание на катастрофическое отступление морского ледникового покрова.

Комплексы отступающего ледника в формации Мортенснес имеют другой характер (рис. 13.14). В нижнем комплексе (рис. 13.14) наблюдаются проксимально-дистальные фациальные переходы от 1) донных морен с широко развитыми структурами, обязанными талой воде и деформациям (морены подтаивания?), которые перекрыты диамиктатами, выполняющими каналы, промытые потоками подледниковых талых вод, которые в свою очередь перекрыты тонкослоистыми аргиллитами с эрратическими валунами, к 2) статифицированным диамиктатам ледового разноса с многочисленными диамиктонами потоков и другими структурами, до 3) тонкослоистых осадков с четкой градационной слоистостью [700]. Эти фациальные переходы отражают переыв в общем быстром отступании морского ледникового покрова, которому соответствовало осадконакопление: 1) подледниковое, 2) проксимальное ледниково-морское с ледовым разносом, с придонными и гравитационными потоками и 3) более дистальное отложение из поверхностных струй и в меньшей степени путем ледового разноса. Верхний комплекс является единственным в своем роде в том отношении, что здесь донные тиллиты незаметно переходят вверх по разрезу в тонкослоистые диамиктиты ледового разноса и затем в тонкослоистые осадки с эрратическими валунами, что позволяет предполагать всплывание морского ледникового покрова с превращением его в шельфовый ледник при очень незначительной переработке дна и ограниченном развитии струй талой воды, имевших различное происхождение.

Четвертичные отложения Баффиновой Земли представляют собой пример слияния воедино краевой и изостатической фациальных зон — в течение семи эпизодов оледенения омываемые приливами ледники лишь незначительно продвинулись на мелководный шельф [1765]. Седиментологические наблюдения этого маломощного (менее 30 м) комплекса дополнялись палеоэкологическим изучением фораминифер и определением относительного возраста моллюсков, основанным на отношениях аминокислот.

Вообще генетический комплекс достигает мощности около 10 м (но обычно намного меньше) и ограничивается гравийниками и торфосодержащими песками, а также гравийниками, отложенными в мелководной морской и пляжевой обстановках. Разрез может быть представлен двумя комплексами. Нижний его комплекс с увеличивающейся зернистостью вверх по разрезу

массивных алевроитов с эрратическими валунами переходит в переслаивание алевроитов и песков и далее в пески отражает приближение к наступающему затопленному краю ледника. Пески ограничены зоной шириной 1 км, расположенной перед ледником. Верхний комплекс с увеличением зернистости вверх по разрезу отражает быстрое падение уровня моря во время изостатического обратного выгибания. Пески и гравийники отлагались с перерывами и во время выходов на поверхность сохранялись на больших площадях. Таким образом, эти отложения служат отражением низких скоростей осадконакопления, связанных с умеренными количествами талой воды, а также очень сложной стратификации, обязанной главным образом чередованию отложения в зоне выше и ниже уровня моря. Аналогичные фации и близкий характер осадконакопления наблюдаются в западной части Шпицбергена [1668].

### 13.6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Начальный этап изучения ледниковых отложений закончился около ста лет назад возникновением общепринятой ледниковой гипотезы (разд. 13.1). На данном этапе к ледниковым отложениям всех возрастов применяется фациальный анализ точно так же, как он был применен к отложениям других обстановок. Пониманию роли и причин оледенения в истории Европы в значительной степени будут способствовать детальные исследования фаций, а также более правильный подход к моделированию ледниковых систем, познание механизмов ледникового осадконакопления и получение новых палеомагнитных, изотопных и палеонтологических (возрастных и экологических) данных.

### ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Flint R.F.* (1971) *Glacial and Quaternary Geology*, 892 pp. Wiley, New York.
- Frakes L.A.* (1979) *Climates Throughout Geologic Time*, 310 pp. Elsevier, Amsterdam.
- Hambrey M.J. and Harland W.B.* (Eds) (1981) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, 1004 pp. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jopling A.V. and McDonald B.C.* (Eds) (1975) *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, 320 pp. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. Tulsa, 23.
- Paterson W.S.B.* (1969) *The Physics of Glaciers*, 250 pp. Pergamon, London.
- Sugden D.E. and John B.S.* (1976) *Glaciers and Landscape — a Geomorphological Approach*, 376 pp. Wiley, New York.
- Wright A.E. and Moseley F.* (1975) *Ice Ages: Ancient and Modern*, 320 pp. Geol. J. Spec. Issue 6. Seal House Press, Liverpool.

# ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕКТОНИКА

А.Х.Г. Митчелл и Х.Г. Рединг

## 14.1. ВВЕДЕНИЕ

Более 100 лет назад геологи связали осадконакопление с тектоникой признанием того, что должна быть связь между геосинклиналями, или мощными осадочными толщами, и горообразованием. Позднее осадочные фации коррелировались с тектоническими условиями; например, Крамбейн и Слосс [1413] в своем общепризнанном учебнике «Стратиграфия и осадконакопление» отнесли граувакковые фации к эвгеосинклиналям, а кварцевые арениты к стабильным шельфам. По мере развития седиментологии в 1960-х гг. интерес к тектоническому контролю фаций уменьшался и лишь некоторые седиментологи уделяли тектонике большое внимание.

Появление теории тектоники плит всозродило интерес к связи тектоники и осадконакопления. Эта теория продемонстрировала, что одним из самых важных факторов контроля седиментации и деформации является положение осадочного бассейна относительно границ плиты или границы континент — океан. Сначала акцент был сделан на свехупрощенные двухмерные модели дивергентных и конвергентных океанов. Затем стала очевидной важность сдвиговых, или трансформных, границ плит и разломообразования, особенно при формировании небольших по размеру бассейнов. Сравнительно недавно геофизическое моделирование осадочных бассейнов продемонстрировало значение утонения коры и термической истории в их развитии.

## 14.2. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ТЕОРИЯ

Концепция геосинклинали использовалась для объяснения часто встречающейся ассоциации мощных осадочных толщ, складчатости и горообразования. Развитие концепции в Северной

*A.H.G. Mitchell*, United Nations Development Project, Post Box 7385 ADC, Pasay City, Metro Manila, Philippines.  
*H.G. Reading*, Department of Earth Sciences, Park Road, Oxford, U.K.

Америке и Европе шло различными путями, что отражало как позицию горных поясов относительно континентальной окраины, так и акцент на частные геологические процессы.

**14.2.1. Ранние точки зрения в Америке и Европе (1859—1920 гг.).** Наиболее ранняя общая гипотеза, связывающая деформацию с осадконакоплением, принадлежит Холлу [1008]. Холл установил, что очень мощная толща нижнепалеозойских хорошо сортированных песчаников, карбонатов и сланцев в северных Аппалачах образовалась в условиях мелководья. Он считал, что погружение в процессе седиментации, обусловленное весом осадков, привело к складкообразованию и метаморфизму, но не к последующему горообразованию.

Дэна [567] считал, что накопление осадков и погружение не были причинно связаны, а осадки формировались за счет постулировавшегося геосинклинали поднятия. Особенно важное значение имело предположение Дэна о том, что погружение «геосинклинали» пояса и последующая орогения вызваны латеральным сжатием, обусловленным движением дна океана по направлению к континенту. Он также полагал, что «геосинклинали» развиваются на континентах, неподалеку от их окраин. Этот американский взгляд на геосинклинали как на асимметричные и энсиалические образования сформировался под влиянием современного положения Аппалачей и западных Кордильер на краю континента.

В Европе эти ранние идеи североамериканских геологов были модифицированы с целью объяснить положение европейских горных цепей и их стратиграфию. Исследуя древние осадки мезозойского океана Тетис, который когда-то разделял Европу и Африку, европейские исследователи, такие, как Зюсс [2375] и Неймайр [1782], считали геосинклинали в основном симметричными и содержащими океанические осадки.

Ог [1067] определял граптолитовые сланцы в каледонидах и «аптиховые сланцы» в Альпах как батильные фации и пришел к выводу, что большинство геосинклиналей представляли собой глубокие морские трюги. Основываясь на современном положении альпийских горных цепей, он считал, что геосинклинали развивались между окраинами двух ближайших континентов, или на окраинах, но не на окраине единичного континента. При этом в ходе геосинклинального развития седиментация происходила ближе к одному из континентов, названному форландом. Таким образом, альпийская геосинклиналь развивалась на окраине Европейского форланда между ним и Африканским хинтерландом на юге.

Штилле [2334] придавал особое значение геантиклинальному поднятию Дэна, полагая, что в погружающемся поясе поставка осадков, фации и собственно погружения связаны с соседним поднятием. Не занимаясь специально позицией геосинклинали относительно континента, он выяснил, что складки в геосинклинальных осадках направлены к континенту-форланду.

**14.2.2. Концепции и классификация геосинклиналей в Европе.** После первой мировой войны многие европейские геологи занялись тектоникой геосинклиналей, особенно происхождением впечатляющих покровных структур и очевидного утолщения коры в Альпах. Вслед за Термье [2431] некоторые исследователи полагали, что покровы в Динаридах образовались в результате латерального сжатия между двумя континентальными массивами. При этом продвигавшийся форланд выжимал большие опрокинутые складки, или покровы, из гипотетической корневой зоны. Другие геологи следовали за Харманном [1001] и более ранними исследователями Италии, объясняя покровы гравитационным соскальзыванием [184, 185].

Шухерт [2146] создал первую полную классификацию геосинклиналей, используя и американский, и европейский подходы. По аналогии с горными поясами он разделил геосинклинали на межконтинентальный средиземноморский и апалачский типы. Геосинклинали, относящиеся к апалачскому типу, образуются на континентальной окраине неподалеку от края континента и получают осадки с континентального бордерленда или с геантиклинали со стороны океана. В качестве подгруппы в апалачский тип он включил системы островных дуг восточной Азии.

Классификация геосинклиналей, основанная преимущественно на деформации и магматизме, была предложена Штилле [2335, 2336]. Он выде-

лил *ортогеосинклинали*, или «истинные» геосинклинали, которые характеризуются альпийским типом деформаций и орогений, приводящей к образованию горных цепей. Ортогеосинклинали были подразделены на *эвгеосинклинали* с доорогенными андезитами и посторогенными гранитами и *миогеосинклинали* (без магматических горных пород). Штилле выделил также *парагеосинклинали*, в которых не образуются горные цепи, и для них свойственно образование блоков по разломам.

Вслед за Шухертом Штилле полагал, что ортогеосинклинали могли развиваться или между двумя континентами, или на границе между континентом и океаном. Он заметил, что в пределах ортогеосинклинали миогеосинклиналь находится с континентальной стороны от эвгеосинклинали, и так же, как Зюсс, Штилле считал, что континенты растут путем прибавления последовательно все более молодых геосинклиналей к их окраинам.

На европейский подход к геосинклиналям перед второй мировой войной и частично после нее сильно повлияли исследования голландских геологов в Индонезии. Была разработана терминология, основанная главным образом на сравнении альпийских цепей с Зондской островной дугой (рис. 14.1). Вслед за Огом [1067], впервые назвавшим эту дугу современной геосинклиналью, многочисленные авторы, в частности Руттен [2079] и Кюнен [1415], использовали этот регион в качестве актуалистической модели для гипотез о горообразовании [2485, 184]. В пределах Зондской островной дуги (рис. 14.1) эти исследователи выделили вулканический остров, или «внутреннюю дугу», на Суматре, на юго-западном краю континента Зондаланд, и островную дугу, протягивающуюся на юго-восток через остров Яву на остров Флорес. *Идиогеосинклиналь* ван Беммелена [184] расположена на обращенной к континенту части вулканической дуги. Последняя со стороны океана ограничена на средних глубинах внешней дугой, состоящей из деформированных осадочных пород с локальными офиолитами. Со стороны Индийского океана границей внешней дуги служит глубоководный желоб.

Сильно изогнутая островная дуга Банда построению противоположна Зондской (рис. 14.2). Умбгрове [2484, 2485] и де Ситтер [2260] указали на ее межконтинентальное положение между Зондским шельфом на западе и Сахулским шельфом Австралии на востоке. Они считают, что изгиб дуги и миоценовая складчатость в «Малайской геосинклинали» на юге и в «геосинклинали северной части Новой Гвинеи» на севере были

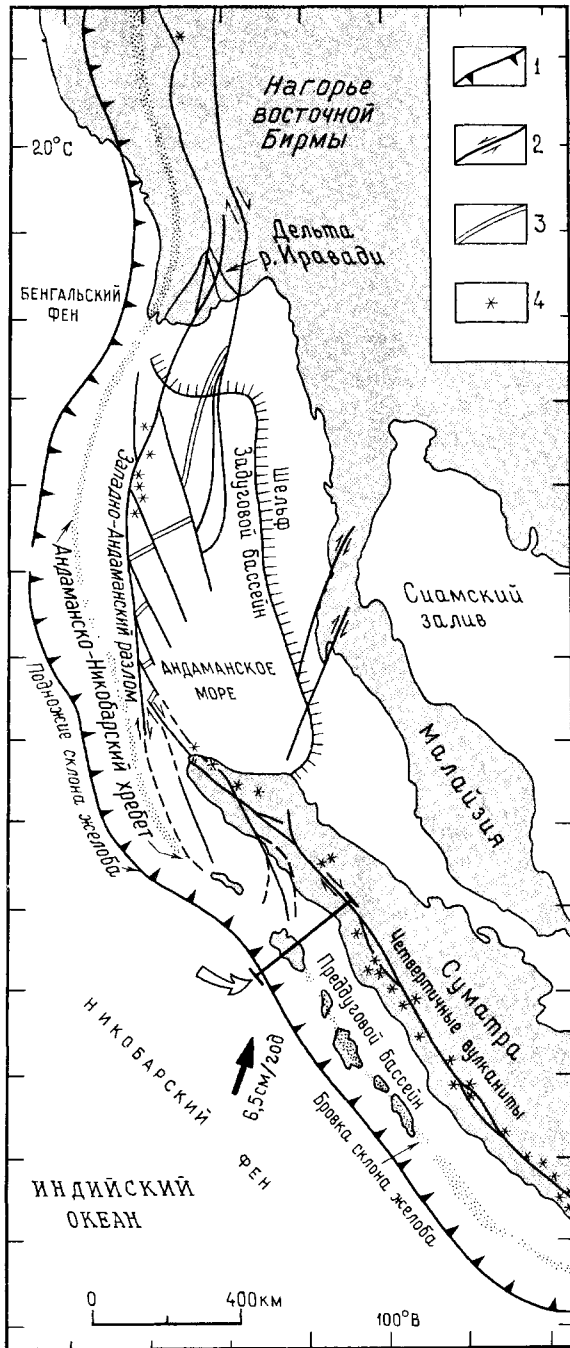


Рис. 14.1. Карта Бирманско-Индонезийской системы дуг и желобов и Зондской дуги. AA' — линия разреза на рис. 14.30. 1 — надвиг; 2 — сдвиг; 3 — спрединговый хребет; 4 — вулкан.

результатом движений между двумя континентами.

Концентрическое распределение островных дуг в Индонезии явилось основой для «ундационной теории» ван Беммелена [184] — теории гравитационного соскальзывания осадочных пород с воздымающегося гранитного астенолита, с центробежным наращиванием континентов за счет присоединения последовательного ряда островных дуг. Хотя и одобренная некоторыми голландскими геологами как возможное объяснение эволюции части Ост-Индии [2260], эта теория не могла объяснить геосинклинальные осадочные разрезы в других регионах и не стала популярной ни в Великобритании, ни в Северной Америке.

С 1955 по 1965 г. геосинклинальная концепция достигла максимального совершенства (например, [2463]). Кюндиг [1414] проиллюстрировал преобладающую в Европе точку зрения на распределение осадочных фаций в направлении от шельфа через континентальный склон до глубоководного желоба. При этом, в частности, сделан акцент на важность офиолитов как индикаторов эвгеосинклинали, и предпринята попытка скомбинировать в одном бассейне черты обоих современных типов континентальных окраин — атлантического и индийского. Обуэн [103, 104], чьи взгляды основывались на множестве идей, широко распространенных непосредственно перед появлением концепции тектоники плит и в первые годы ее распространения, использовал средиземноморские альпийские горные цепи, и особенно Эллиниды Греции, как тектонотип геосинклиналей. Он сравнивал эти горные цепи с Индонезией, но старался вписать Зондскую островную дугу в модель средиземноморских горных цепей, вместо того чтобы объяснять Альпы исходя из изученного строения современной Зондской островной дуги.

Обуэн определил элементарную геосинклиналь и примерами ее считал Западные Альпы, Эллиниды, Апеннины и Карпаты. Подобно Штилле и многим североамериканским геологам, Обуэн разделил элементарную геосинклиналь на миогеосинклиналь, ограниченную форландом и слагающую внешнюю или наружную часть, и эвгеосинклиналь, слагающую внутреннюю часть элементарной геосинклинали (рис. 14.3). Особенно важным было то, какое значение Обуэн придавал геосинклинальной полярности, а также признание четких стадий развития и миграции осадконакопления и деформаций по направлению к форланду в процессе орогении.

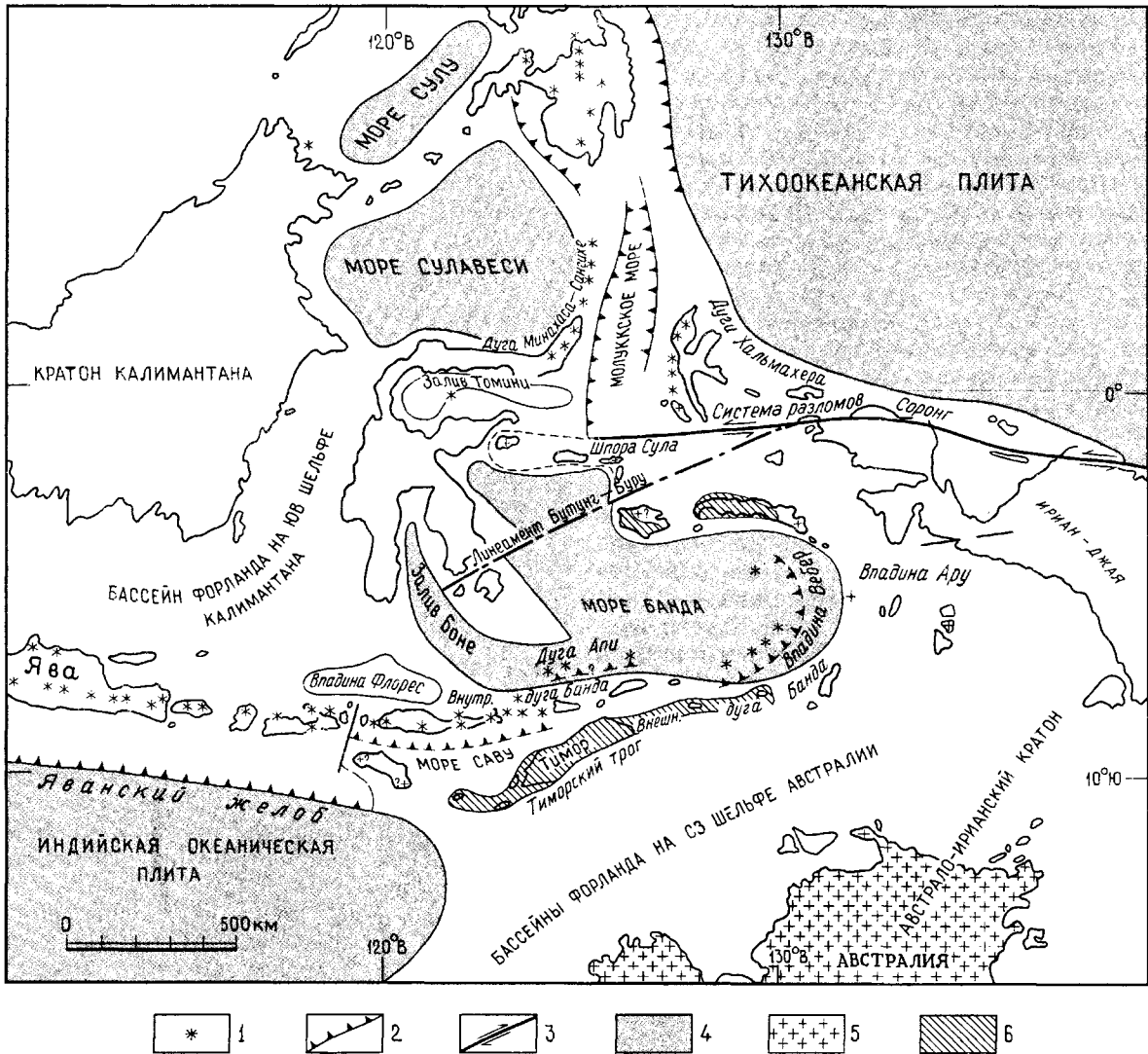


Рис. 14.2. Карта зоны столкновения континента и островной дуги в восточной Индонезии и дуги Банда. 1 — четвертичные вулканы; 2 — субдукционная граница плит; 3 — сдвиговая граница плит; 4 — океаническая

кора; 5 — кристаллический фундамент Австралии; 6 — предполагаемый Азиатский аллохтон, надвинутый на Австралийский автохтон.

**14.2.3. Концепции и классификация геосинклиналей в Северной Америке.** Разработка классификации геосинклиналей достигла кульминации в работах Кей [1321, 1322]. Он широко использовал идеи Штилле об ортогеосинклиналях с миогеосинклиналью, расположенной ближе к континенту по сравнению с эвгеосинклиналью. При этом было подчеркнuto значение как граувакк, так и изверженных пород. В Аппалачской

геосинклинали (рис. 14.4) миогеосинклинальный пояс Шамплейн эквивалентен «синклинали» Холла в складчатых Аппалачах, в то время как пояс Магор, расположенный восточнее, состоит из гораздо более мощной толщи складчатых и метаморфизованных осадочных и вулканических горных пород. Кей полагал, что восточнее в районе «континентального бордерленда» существовала область сноса обломочного материала для эв-

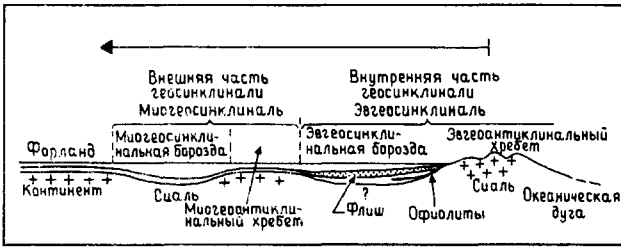


Рис. 14.3. Геосинклинальная модель Обуэна [104], показывающая взаимоотношения форланда, миогеосинклинали и эвгеосинклинали, а также геосинклинальную полярность (т. е. направление миграции орогении и тектонических структур). Стрелкой показано направление миграции орогенеза (орогенная полярность) и направление перемещения тектонических структур (складок, покровов и т. д.).

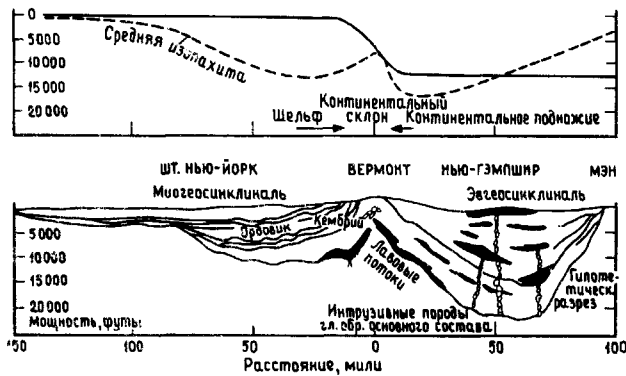


Рис. 14.4. Сравнение современной континентальной окраины атлантического типа с ордовиком Аппалачской геосинклинали, реконструированным Кеем [1322], см. также [658]. а — профиль рельефа и мощности осадков современной Атлантической окраины; б — восстановленный разрез кембрия—ордовика.

геосинклинального пояса Магог. При этом считалось, что вулканическая кордильера внутри эвгеосинклинали также могла быть возможным источником материала.

Кей подразделил парагеосинклиналь Штилле на три типа: *экзогеосинклинали*, расположенные на континентальных окраинах и получающие обломочный материал в результате орогении ортогеосинклиналей; *автогеосинклинали*, состоящие в основном из карбонатов и расположенные внутри континентов, независимые от ортогеосинклиналей; *эвгеосинклинали*, находящиеся в пределах континентов и заполняемые продуктами эрозии внутриконтинентальных горных цепей. Кей выделил также группу осадочных бас-

сейнов, которые формируются на поздней стадии геосинклинального развития: *эпиэвгеосинклинали*, получающие осадки за счет эвгеосинклинальных горных цепей; *тафрогеосинклинали*, приуроченные к внутриконтинентальным рифтовым зонам и зонам образования блоков по разломам, и *паралиагеосинклинали*, расположенные на континентальной окраине (например, Мексиканский залив). Легче других распознаются тафрогеосинклинали. В качестве примера можно рассмотреть триасовые грабены Новой Англии с их конгломератами аллювиальных конусов и пластами красноцветных аркозов; иногда эти осадки по тектонической позиции неправильно сравнивались с альпийской молассой.

В течение 1950-х гг. гипотеза турбидных течений радикально изменила два аспекта геосинклинальной концепции, показав, что песчаники и конгломераты могли отлагаться и на большой глубине. Во-первых, латеральный переход от глинистых сланцев к песчаникам больше не подразумевал близость к палеобереговой линии. Во-вторых, ортогеосинклинали не требовали продолжительного погружения во время осадконакопления, поскольку очень мощные толщи гравитов могли накапливаться в первично глубоководном бассейне. Кроме того, доказательства, что турбидные потоки обычно текут скорее вдоль, чем поперек осей геосинклинальных прогибов, как и география многих современных бассейнов удлинённой формы, позволяют предполагать, что заполнение может происходить как с одного конца бассейна, так и со склонов [1420].

В 1959 г. Дрейк, Юинг и Саттон показали, что на восточной континентальной окраине Северной Америки утолщающаяся к морю осадочная призма континентального шельфа ограничена континентальным склоном с тонким осадочным чехлом, переходящим далее в континентальное подножие с мощными толщами турбидитов (рис. 14.4). Сравнение этой атлантической окраины со схематическими разрезами нижнего палеозоя Востока Северной Америки [1322] (рис. 14.4) и верхнего палеозоя Запада Северной Америки [691] демонстрирует убедительное сходство мощностей осадков и фаций, чего нельзя сказать о магматических ассоциациях.

В Америке аналогия с атлантической континентальной окраиной была широко использована и модифицирована Дитцем и Холденом [629, 630], которые предположили, что верхнемезозойские и кайнозойские миогеосинклинальные толщи на Востоке США утолщаются в сторону моря по направлению к краю континентального шельфа, формируя *миогеоклиналь*. Они сравнили Атлантическую миогеоклиналь с раннепалеозойс-

кой складчатой геосинклиналью Аппалачей Холла [1008], а континентальное подножие — с метаморфическими породами кристаллических Аппалачей или с эвгеосинклиналью Кея (рис. 14.5).

**14.2.4. Концепции геосинклиналей и металлогении в СССР.** Точка зрения советских геологов на положение геосинклиналей была суммирована в 1950 г. Пейве и Синицыным (см. [104], с. 31—33). Они выделяли: 1) первичные геосинклинали, соответствующие эвгеосинклиналям Штилле, но развивавшиеся внутри зон разломов на внутриконтинентальных платформах, 2) вторичные и 3) остаточные геосинклинали, которые развивались после орогении в первичных геосинклиналях. Это понятие о внутриконтинентальной позиции геосинклиналей, основанное на положении Урала между Русской и Сибирской платформами, и предпочтении вертикальных тектонических движений горизонтальным, характеризовали взгляды советских исследователей до начала 1970-х гг. [180, 2271]; и они все еще доминируют в ортодоксальных интерпретациях советских геологов относительно Гималаев.

Советские идеи важны, поскольку многие геологи в СССР в течение длительного времени связывали металлогению с эволюцией геосинклиналей (Билибин, см. [1609], а также [2271]). Подобная связь за пределами СССР привлекала относительно небольшое внимание. Однако теперь частично из-за растущего понимания тесной связи между формированием рудных тел и вмещающих материнских пород [2315], а частично из-за широкого одобрения гипотезы плитовой тектоники металлогенические провинции и типы полезных ископаемых связываются с глобальными тектоническими обстановками, в которых они формировались (например, [994, 1681]).

**14.2.5. Геосинклинальные фации и циклы седиментации.** Бертран [221] был первым, кто связал седиментацию и развитие геосинклиналей идеями о том, что геосинклинальный цикл состоит из четырех фаций, названных *доорогенной*, *дофлишевой*, *флишевой* и *молассовой* (табл. 14.1). Эта идея была развита несколькими альпийскими геологами и затем Ван дер Грахт ван Ватерсхутом [977] в Северной Америке, где она оказала значительное влияние на стратиграфов в 1940—1950-х гг. [1187] и, следовательно, как на геосинклинальную, так и на орогенную концепцию. Существенно, что некоторые геологи считают ее применимой к столь большому числу горных поясов. Однако, хотя и имелось общее сходство в выделении последовательности фаций, существовали также и значительные вариации

Поздний докембрий —  
ранний ордовик

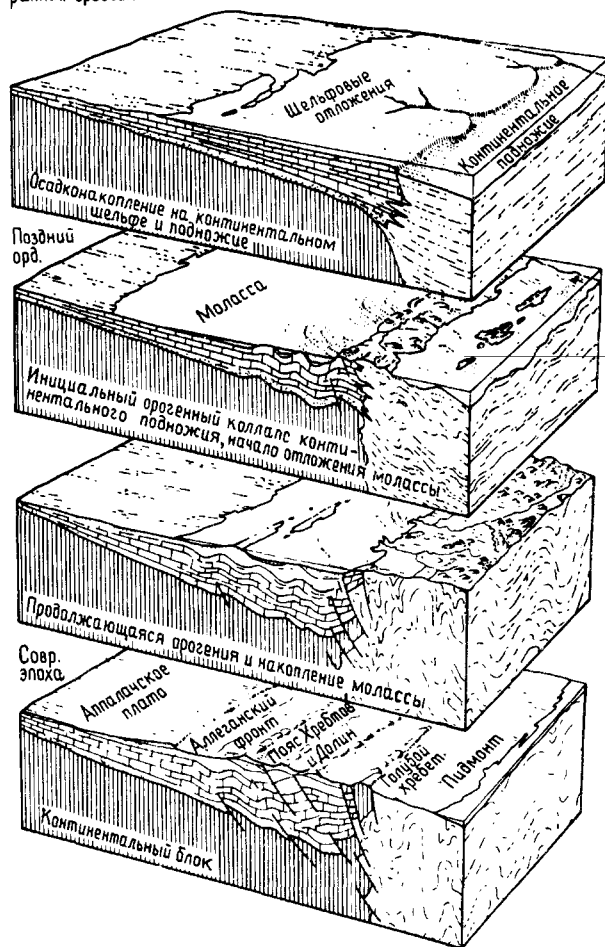


Рис. 14.5. Пара миогеосинклиналь — эвгеосинклиналь, испытывающая осадконакопление, орогенный коллапс и главную орогению [630].

ции как в определениях, так и в использовании терминов.

Несмотря на то что многие разрезы осадочных бассейнов проходят последовательно ряд фаз развития: фазу фундамента (доорогенную), фазу некомпенсированного прогибания по мере углубления бассейна (дофлишевую), глубоководную обломочную (флишевую) фазу и, наконец, континентальную обломочную (молассовую) фазу, — эти разрезы накапливаются в различных тектонических обстановках. Поэтому в деталях имеются существенные вариации, которые теперь можно, хотя бы частично, объяснить, используя современные тектонические аналогии.



Таблица 14.1. Терминология для фаций геосинклинального цикла (частично по [1187])

Бертран [221]	Герцинская геосинклиналь Европы	Крынин, 1941	Петтиджон [1885]	Обуэн [104]
Grès rouges = моласса	Моласса	Постгеосинклинальные аркозы	Субграувакковая свита или моласса	Моласса
Флиш grossier	Флиш	Геосинклинальные граувакки	Граувакковая свита или флиш	Флиш
Флиш сланцевый = блестящие сланцы	«Батиальное затишье» Бассейновые и сводовые субфации	?	Эвксинные фации (эвапориты)	Дофлиш
Гнейсы кембрийские	?	Раннегеосинклинальные карбонаты или ортокварциты	Доорогенные	Карбонатная платформа

*Доорогенные фации* довольно разнообразны и включают в себя отлагающиеся на гранитном или метаморфическом фундаменте терригенные обломочные породы, платформенные карбонаты и фации, присущие миегеосинклинальной обстановке. Это указывает на то, что перед началом геосинклинальной седиментации или в процессе ее мелководное осадконакопление происходило на континентальной коре или синхронно или до дофлишевых фаций.

*Дофлишевые фации* включают в себя широкий спектр фаций, которые объединены лишь одним — стратиграфическим положением в разрезе ниже флиша. Первично дофлиш состоит из тонкозернистых осадков, характерными примерами которых являются кремнистые сланцы, темноцветные известняки, черные глинистые сланцы и алевролиты. Геологи, изучающие герциниды, назвали дофлиш «батиальным затишьем» [951] и подразделили его на бассейновые (Becken) и сводовые (Schwellen) субфации (см. разд. 11.4.4). В Альпах эквивалентными субфациями являются «блестящие сланцы» (schistes lustrés, Bündnerschiefer или глинистый флиш) и лептогеосинклинальные или некомпенсированные геосинклинальные фации Трюмпи [2463].

В осадочных бассейнах относительно мощные толщи тонкозернистых осадков накапливались в глубоководных условиях в виде гемипелагитов или отложений низкоплотностных турбидных потоков и других гравитационных агентов.

Эти осадки, очевидно, поставляются с близлежащих поднятий, примером чего могут служить переотложенные кремнистые сланцы и известняки. За исключением остракод, ископаемые в палеозойских бассейновых субфациях весьма редки, а поскольку в них также отсутствуют более эффективные флишевые песчаники, то их изучением пренебрегали как палеонтологи, так и литологи. На поднятиях разрезы конденсированы и содержат обильные остатки стратиграфически важной планктонной фауны, такой, как граптолиты, гониатиты или аммониты.

Дофлиш (блестящие сланцы) Альп и некоторые разрезы нижнего палеозоя ассоциируются с офиолитами. Сонахождение офиолитов с радиолариями и другими глубоководными осадками впервые было отмечено Штейнманном [2327, 2329], поэтому Бейли и Маккальен [121] назвали штейнманновской троицей ассоциацию радиоларитов, серпентинитов и «зеленокаменных» пород (базальтов и габбро). Многие альпийские геологи обычно рассматривают офиолиты в качестве пород океанического дна, вследствие их ассоциации с радиолариями, аналогичными современным радиолариевым илам. С другой стороны, петрологи и некоторые стратиграфы (например, Обуэн) полагают, что офиолиты внедрялись на ранней стадии магматического цикла в энсиалических геосинклиналях. В Северной Америке значение офиолитов в геосинклинальном развитии не признавалось до относительно недавнего времени. Кей [1322] включал широкий спектр вулканических пород в эвгеосинклиналь, не заботясь об их стратиграфическом положении.

Эвксинные фации Петтиджона [1885], хотя и накапливаются на той же стадии цикла, что и дофлиш, не содержат вулканитов. Они представлены черными глинистыми сланцами, которые, как полагают, аккумуляровались в восстановительных условиях, как в современном Черном море. Многие другие дофлишевые формации не содержат характерных магматических комплексов; некоторые из них теперь рассматриваются как результат морской трансгрессии.

«Флиш» — одно из слов, которые чаще других используются и которыми злоупотребляют в геологии. Его применили [1185] в качестве названия формации и осадочной фации: описательно — для переслаивания песчаников и аргиллитов, генетически — как синоним турбидитов. Оно применялось как тектоническая фация (разд. 2.1) для обозначения осадков, накопившихся во время орогении (синорогенных), хотя другие исследователи доказывали, что флиш образовался до пароксизма — главной стадии деформации. Де Раф [1956] и Стэнли [2311] ограничили применение

ние термина гравититами, развитыми в ортогеосинклиналях, а гравититы позднегеосинклинальной стадии, когда активный тектонизм не известен, назвали флишеподобными или флишеподобом.

Мы предлагаем использовать это слово для любой мощной толщи переслаивания песчаников, калькаренитов или конгломератов с глинистыми сланцами или аргиллитами. При этом следует считать, что данная толща отложена в основном турбидными течениями или потоками частично разжиженного осадочного вещества в глубоководных условиях в пределах тектонически активного орогенного пояса.

*Моласса.* Термин «моласса» имеет историю, сходную с историей термина «флиш», но чуть более краткую [2497]. Он используется в литологическом плане для обозначения мощных толщ песчаников и конгломератов, а также для континентальных, преимущественно флювиальных, фаций, но включающих мелководные морские осадки. Берсье [219], например, описал утончающиеся вверх по разрезу циклы из швейцарской молассы до того, как сходные толщи везде стали считаться диагностическими для флювиальных фаций. Начиная с работы Бертрана [221], термин «моласса» использовался также для обозначения тектонической фации осадков, которые или перекрывают флиш, или частично синхронны ему. Они отлагались на флангах ранее существовавшей геосинклинали как в виде позднеорогенных фаций, ныне деформированных, так и в виде недеформированных посторогенных фаций.

Одна из наиболее характерных черт молассы заключается в активной связи тектоники и осадконакопления [1657, 1658], и даже недеформированные посторогенные фации являются результатом происшедшего неподалеку поднятия. Моласса расположена первично на флангах орогенных поясов, или на форланде, или во внешних впадинах, таких, как бассейны, расположенные к востоку от североамериканских Кордильер, как альпийская моласса и трогги Инда и Ганга. Она также формируется в межгорных, унаследованных бассейнах и некоторых шовных зонах.

Потребуется значительные усилия, чтобы отказать от терминов «дофлиш», «флиш» и «моласса» по мере улучшения нашего понимания тектонического контроля фаций. Тем не менее пока еще они с нами и полезны при описании относительно неизвестных древних массивов. Хотя имеются трудности в использовании терминов, определение менее важно, чем понимание смысла, в каком они используются.

**14.2.6. Плитовая тектоника и геосинклинали.** До 1960-х гг. геосинклинали интерпретировались как узкие удлинённые трогги, в которых вертикальные движения приводили к погружению с последующим сжатием и воздыманием. Хотя некоторые горизонтальные движения допускались многими геологами, первичная ширина трогов, как полагали, была порядка ширины современного Средиземного моря, но не океана (Атлантического или Тихого). Другие исследователи не были склонны допускать любые крупные общие горизонтальные движения континентов и предпочитали объяснять доказательства сокращения площади, такие, как покровы, «вертикальной» тектоникой и гравитационным соскальзыванием.

Континентальный дрейф был окончательно принят в качестве рабочей гипотезы в конце 1950-х гг., когда открытие вековых колебаний палеоширот потребовало признания крупномасштабных относительных движений континентов. В 1960-х гг. свидетельства спрединга океанского дна позволили выработать механизм количественной оценки скорости спрединга, а следовательно, и роста современных океанов с середины мезозоя.

Затем Уилсон [2632] попытался объяснить развитие геосинклинали в свете данных о современном спрединговом океане, например Атлантическом. Более ранние усилия в этом направлении, например Дитца [629] (рис. 14.5), были неудачными по двум причинам. Во-первых, нет ни сейсмических, ни структурных доказательств поддвига Атлантики под американский континент, а во-вторых, трудно показать, как океаническая кора мощностью всего 5 км, перемещаясь по границе Мохо, могла бы двигаться под соседним континентом. Орогенический цикл Уилсона не совпал со всеми характерными чертами геосинклиналей и орогенных поясов в рамках простой всеобъемлющей модели. Уилсон продемонстрировал, что за фазой раскрытия при растяжении должна была бы следовать фаза закрытия при сжатии и что современная Атлантика находится просто в фазе раскрытия, в то время как каледонская орогения представляет собой результат происшедшего ранее закрытия прото-Атлантики. Таким образом объясняется наблюдаемый цикл геосинклинального развития, за которым следует орогения.

Тем не менее лишь в 1968 г. удалось установить современные аналоги, находящиеся на стадии контракции, сжатия. Ряд авторов [1717, 1893, 1226] показали, во-первых, что земная кора и верхняя часть мантии вместе ведут себя как жесткая литосфера толщиной примерно 100 км.

Во-вторых, они продемонстрировали, как литосфера может поглощаться в зоне сейсмичности Вадати — Беньоффа путем субдукции под островной склон глубоководных желобов, ограничивающих островные дуги. Таким образом, расширение в центрах спрединга может быть компенсировано поглощением в зонах субдукции без глобальных изменений площади поверхности Земли.

Концепция плитовой тектоники была применена к геосинклиналям Митчеллом и Редингом [1683], Дьюи и Бёрдом [609] и Диккинсоном [614], которые показали, что геосинклинали имеют несколько современных аналогов. Они продемонстрировали, что современный Атлантический океан находится на стадии проявления ранней геосинклинальной фазы расширения, причем он представляется симметричным, если его рассматривать целиком, и асимметричным, если рассматривать только одну континентальную окраину. Стадии закрытия представлены зонами субдукции трех типов: островодужной и андийской, в которых океанская литосфера погружается соответственно под океаническую литосферу и под континентальную окраину, и гималайской, где субдукция привела к коллизии континентов.

### 14.3. ГЛОБАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Как уже давно известно специалистам по структурной геологии [65, 1043], на земном шаре имеются три типа тектонических зон: зоны растяжения — с ними связаны дайки, вулканы и нормальные сбросы; зоны сжатия, в которых образуются складки и надвижки; зоны горизонтальных смещений — поперечные крупные сдвиги, зачастую с огромными латеральными перемещениями.

Каждая из этих зон по-своему выражена в рельефе, сейсмичностью и магматической деятельностью, и теория тектоники плит связывает их с границами плит, а именно: 1) с дивергентными, где две литосферные плиты отходят друг от друга по мере наращивания новой литосферы за счет спрединга дна океана; 2) с конвергентными, где одна плита погружается под другую, и литосфера поглощается; 3) с границами горизонтального смещения или трансформными, где плиты смещаются латерально относительно друг друга, и литосфера сохраняется.

Тип тектонической зоны или в некоторых случаях сочленения плит можно использовать в качестве основы для классификации многих осадочных бассейнов с учетом ряда осложняющих

обстоятельств. Так, тектонические зоны могут существовать в разных масштабах и то, что выглядит как зона горизонтального смещения в региональном масштабе, в локальном масштабе может порождать структуры растяжения или сжатия. Тектонические зоны могут проявляться как внутри плит, так и на их границах; дивергентные структуры, например задуговые бассейны растяжения и бассейны в зонах горизонтального смещения, могут ассоциироваться с конвергентными границами плит. Лишь в некоторых районах происходят простые взаимные перемещения плит; обычно движение плиты не перпендикулярно оси спрединга и большинство сочленений плит обладают характеристиками более чем одного типа границ плит. Поэтому не существует простого подразделения осадочных бассейнов, так как следует также учитывать тип земной коры (континентальная, промежуточная или океаническая), движение плит и региональные и локальные поля напряжений.

Было предпринято несколько попыток глобальных классификаций осадочных бассейнов в соответствии с границами литосферных плит, причем в ряде случаев со специальными целями. Диккинсон [617] рассмотрел седиментацию на дивергентных и отчасти на конвергентных границах [618, 620] и модальный состав зерен песчаников [622, 623] с целью получить критерии для идентификации древних тектонических обстановок. Митчелл и Рединг [1684] и Рединг [1985] рассмотрели современные и древние дивергентные, конвергентные и трансформные границы плит специально для реинтерпретации геосинклинальных концепций. Майалл [1658] идентифицировал 12 тектонических обстановок аллювиальных бассейнов. Митчелл и Гарсон [1681] рассмотрели тектонические обстановки как индикаторы природы полезных ископаемых, которые обычно залегают в осадочных бассейнах.

В данной работе мы подразделяем тектонические обстановки на шесть главных типов:

- 1) внутренние бассейны, внутриконтинентальные рифты и авлакогены;
- 2) пассивные континентальные окраины;
- 3) океанические котловины и поднятия;
- 4) обстановки зон субдукции;
- 4) обстановки зон горизонтальных смещений;
- 6) коллизионные обстановки.

Поскольку интерпретация древних осадочных пород осуществляется по аналогии с современными осадками, необходимо различать термины «древние» и «современные». Мы применяем термин «современные» к тем породам, которые ныне находятся в тектонической обстановке, сходной с той, в какой они сформировались

(например, юрские океанические породы современного Тихого океана). «Древними» мы называем породы, которые теперь находятся в тектонической обстановке, отличающейся от обстановки их образования (например, третичные морские породы Гималаев). Поскольку имеются переходы от явно современных к древним осадкам, то мы рассматриваем их вместе в каждой тектонической обстановке.

#### 14.4. ВНУТРЕННИЕ БАСЕЙНЫ, РИФТЫ И АВЛАКОГЕНЫ

Бассейны осадконакопления во внутренних областях континентов бывают двух резко различных типов: относительно крупные внутренние бассейны, или прогибы, и узкие рифтовые долины, ограниченные разломами. Возможно, последние в свою очередь следует подразделить на те, что образовались за счет термической активности, и прочие. Рифтовые долины первого типа прошли дорифтовую фазу воздымания, обычно имеют тройное сочленение и могут быть (или не быть) провозвестником раскрытия океана. Рифты, не связанные с термическими событиями, не пережили дорифтовую фазу воздымания и могут быть связаны с континентальной коллизией [2192].

**14.4.1. Континентальные внутренние бассейны.** Африканский континент богат крупными осадочными бассейнами, возможно термически контролируемые, такими, как Чад, площадью около 600 000 км<sup>2</sup> и с мощностью мезозойских и третичных осадков, вероятно, 2 км [386] (рис. 14.6, 14.7). Осадки в подобных бассейнах обычно континентальные, речная сеть питает крупные мелководные озера и бессточные бассейны. Характерной чертой бассейнов, подобных Чаду и Эйр в Австралии, являются большие колебания размеров озер, обусловленные климатическими изменениями. Так, размер озера Чад изменялся от 10 000 до 25 000 км<sup>2</sup> за последние 100 лет и превышал по крайней мере 300 000 км<sup>2</sup> в последние 10 000 лет [2196]. Поэтому скорость горизонтальной миграции поясов осадочных фаций чрезвычайно высока, а так как общая скорость седиментации составляет всего 2 см/тыс. лет, то в вертикальном разрезе осадков видны частые фациальные изменения.

Некоторые внутренние бассейны, такие, как Гудзонов залив, залиты морем; палеозойский бассейн Мичиган, скорость седиментации в котором похожа на скорость седиментации в бассейне Чад, содержит в основном морские осадки. Среди протерозойских бассейнов имеется

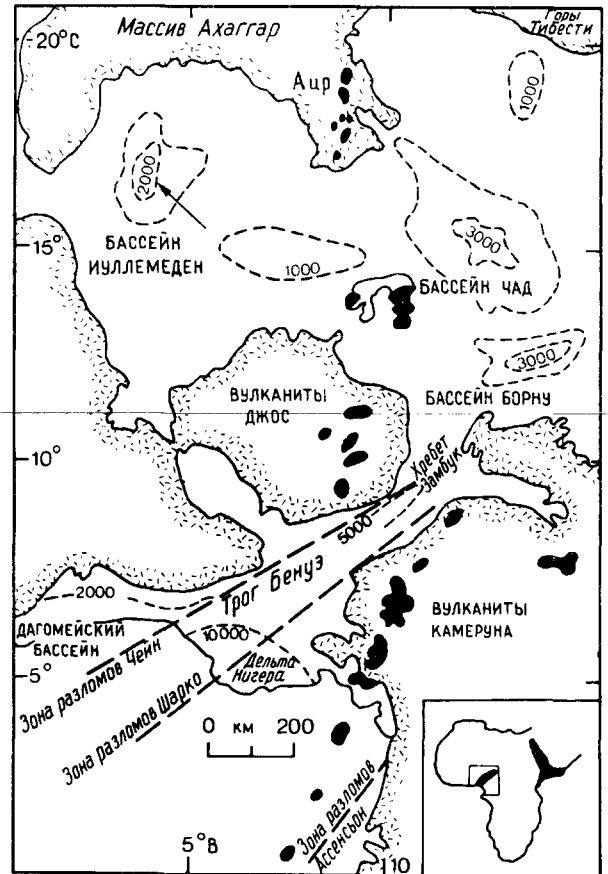


Рис. 14.6. Карта Западной Африки, показывающая: 1) крупные западины округлых очертаний, такие, как впадина Чад (рис. 14.7), развивающиеся на континентальной коре, 2) трог Бенуэ — неразвитый рифт или авлакоген мелового возраста (рис. 14.10) и 3) более позднюю, третичную миогеоклинальную дельту реки Нигер (рис. 14.11) (основано на [1884]; из [1985]). Пунктирной линией околнурена поверхность ниже уровня моря.

множество таких, которые явно не связаны ни с континентальными окраинами, ни с орогенцией, например: Витватерсранд в Южной Африке, супергруппа Катанга в Замбии и Заире, Атабаска в Канаде, толща Аллигейтор-Ривер в Северной Австралии и бассейн Аравалли в Индии. Эти толщи в основном лежат с угловым несогласием на метаморфическом фундаменте; осадочные породы преимущественно терригенные и неморские, хотя карбонатов много в Заире и в комплексе Аравалли, а вулканические породы широко распространены в верхней части разреза Витватерсранда. Возможно, часть этих бассейнов формировалась в других тектонических обстановках, включая задуговые бассейны сжатия,

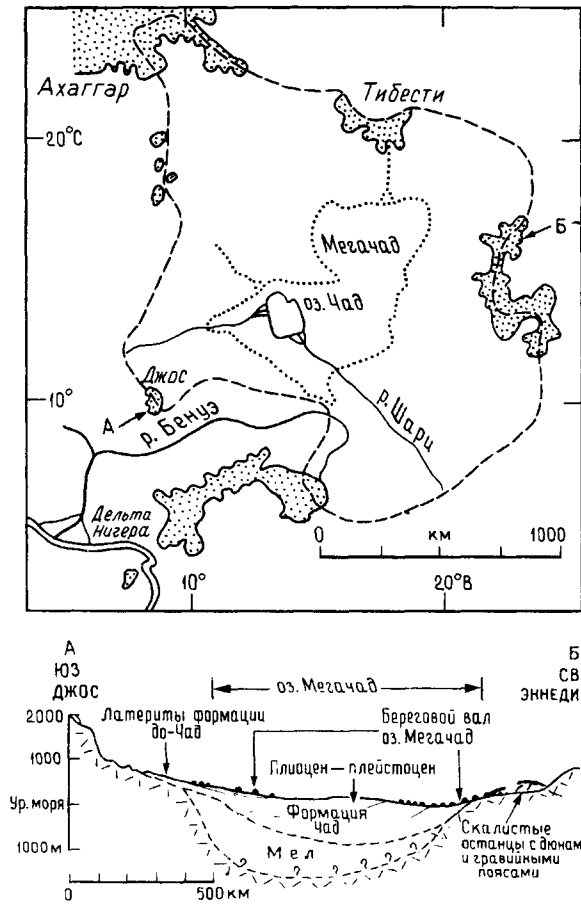


Рис. 14.7. Впадина Чад. Показаны примеры современно-го озера Чад, озера Мегачад около 10 000 лет назад и области дренирования (пунктирные линии). Заштрихованы периферические поднятия (по [386]; из [1985]).

расположенные далеко внутри континентов аналогично верхнемезозойским разрезам восточной части Скалистых гор.

Толщи, слагающие внутренние бассейны, особенно базальные трансгрессивные отложения, имеют существенное значение, поскольку вмещают несколько важных типов руд металлов. Они включают в себя находящиеся в осадках стратиформные «диагенетические» медные руды, например позднепротерозойский африканский Медный пояс с супергруппой Катанга, сравнимый с медистыми сланцами Северной Европы. Медистые сланцы залегают в пермском интракратонном бассейне Северного моря и представлены латерально выдержанным отчетливо стратиформным битуминозным слоем мощностью 60 см, с высоким содержанием диагенетических

меди, серебра и других металлов [2003]. Он лежит на континентальных песчаниках газоносных безрудных красноцветных пород (красный лежень) и перекрыт мощной толщей эвапоритов — возможным источником потенциально металлоносных растворов и серы. Двумя другими типами полезных ископаемых являются: 1) «измененные сингенетические или диагенетические» урановые руды несогласного типа, приуроченные к области несогласия между среднепротерозойскими континентальными песчаниками и подстилающими нижнепротерозойскими метаосадочными породами, например область Аллигатор-Ривер в Северной Австралии, и 2) нижнепротерозойские золото-урановые ископаемые россыпные месторождения, например в формации Витватерсранд в Южной Африке.

**14.4.2. Термически инициированные рифты, рифты обрушения и авлакогены.** Термически инициированные рифты можно разделить на симметричные рифты, состоящие из асимметричных сегментов; полуграбены, ныне разделенные океаническим дном, и несостоявшиеся рифты, часть из которых образуют авлакогены.

**Симметричные рифты.** Рифты Восточной Африки образуют наиболее протяженную внутриконтинентальную рифтовую систему (рис. 14.8). Она имеет длину около 3000 км и ширину 40—50 км, с крутыми уступами, поднимающимися примерно на 2 км над окружающими плато. Рифтовая система прерывиста, разбита по длине поперечными разломами, которые смещают основные граничные разломы, а также вулканами и горстами фундамента (такими, как Рувензори), которые воздымаются почти на 4 км над плато. Поскольку краевые горы являются самыми высокими элементами рельефа, а осадки выносятся из грабена, то рифт относительно не скомпенсирован осадками. В самом рифте обломочные осадки ограничены материалом, который сносятся и с соседних разломных уступов и поднятых блоков внутри рифта немногочисленными реками, текущими вдоль рифта. Следовательно, здесь преобладают осадки аллювиальных конусов и озер, как пресных, так и соленых.

В Северо-Восточном Китае крупные впадины развивались на утоненной континентальной коре в третичное время [445] (рис. 14.9). Впадины в основном вытянуты с северо-востока на юго-запад, но пояса, в которых они лежат, расходятся радиально от наиболее высокого выступа мантии в районе Центральной Бохай, что может рассматриваться как тройное сочленение. Во впадинах накопилось до 7000 м третичных вулканических и осадочных пород; погружение и

мощность осадков максимальны там, где мантия поднята наиболее высоко. Основные впадины достигают нескольких сот километров в длину и до 100 км в ширину, но ниже эти более крупные и впоследствии (в неогене) просевшие депрессии представлены палеогеновыми рифтовыми суббассейнами, ограниченными сбросами. Высокий тепловый поток, быстрое осадконакопление и мощная (до 2000 м суммарной мощности) толща нефтематеринских аргиллитов в сочетании с многочисленными отложениями речных дельт,

образованиями глубоководных конусов и карбонатными коллекторами, а также подходящие стратиграфические и структурные ловушки делают эти впадины чрезвычайно перспективными на нефть.

В Северо-Восточном Китае выделяют пять стадий развития (рис. 14.9). *Дорифтовая стадия регионального воздымания* с преобладанием эрозии сменилась стадией *начального рифтогенеза* с региональным растяжением, приведшим к образованию суббассейнов, обычно асимметричных (формой напоминающих пылевые углубления), с интенсивной вулканической деятельностью основного состава: от преобладающих щелочных базальтов в начале до океанических толеитов. Поскольку климат был сухим и бассейн не связан с морем, до впадины заполнены континентальными красноцветами, переслаивающимися с базальтами.

В течение *ранней провальной стадии (медленного погружения)* поставка терригенных осадков была ограничена и доминировали биохемогенные осадки. Время от времени в бассейн попадали морские воды, и в результате сформировался сложный комплекс карбонатов, включающий морские известняки и эвапориты — морские и озерные (типа плайи). При этом наиболее интенсивное накопление происходило ближе к более активному из двух сбросовому уступу.

Во время *интенсивной провальной стадии (быстрого погружения)* происходили расширение впадин, сильный подъем и эрозия окружающих областей, так что осуществлялась крупномасштабная поставка незрелого терригенного осадочного материала. Кроме того, климат стал значительно более гумидным. Формировались дельты и подводные конусы, а осадочные фации включают в себя также аллювиальные конусы,

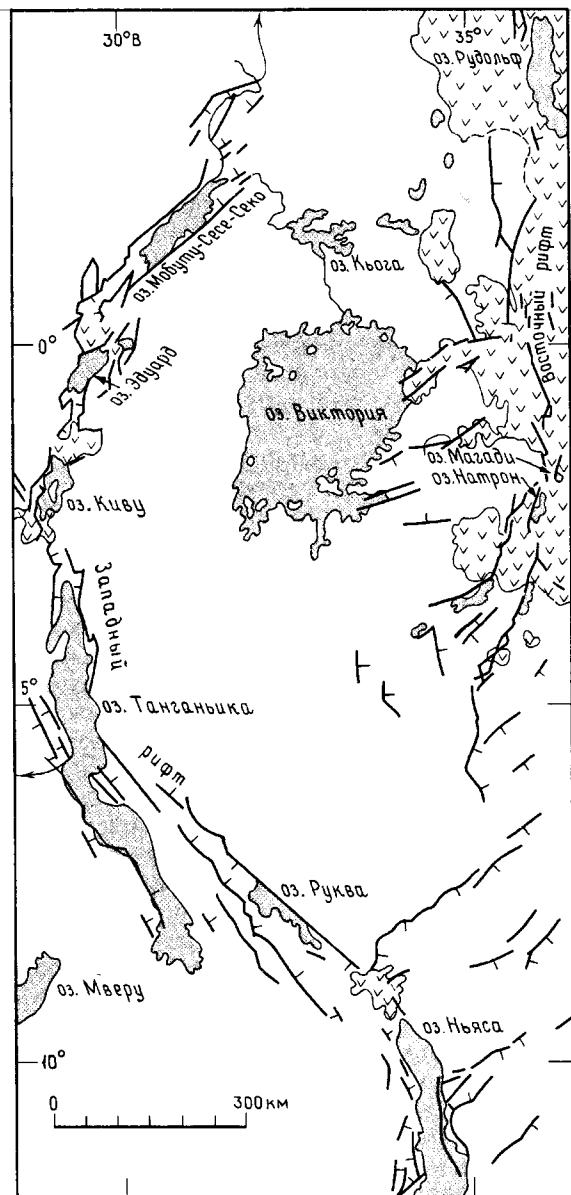


Рис. 14.8. Восточно-Африканская рифтовая система. Показано положение озер по отношению к рифтовым структурам [1346]. Расположение большинства озер определяется разломами рифтовой системы и вулканами (например, озеро Киву). Озеро Виктория отличается от других озер, так как представляет собой широкую неглубокую западину между двумя рифтами. Реки в основном вытекают из рифтовых долин, так что последние недополучают обломочный материал. В основном происходит био- и хемогенная седиментация. Большинство озер пресноводные (соленость менее 5% растворенных солей). Некоторые озера щелочно-соленые (например, озера Магади и Натрон) и химизм их тесно связан с составом близрасположенных карбонатов. Глубины озер колеблются от примерно 100 м в озерах Мобуту-Сесе-Секо и Рудольф до более 1400 м в озере Танганьика и Киву ([169], см. [1985]).

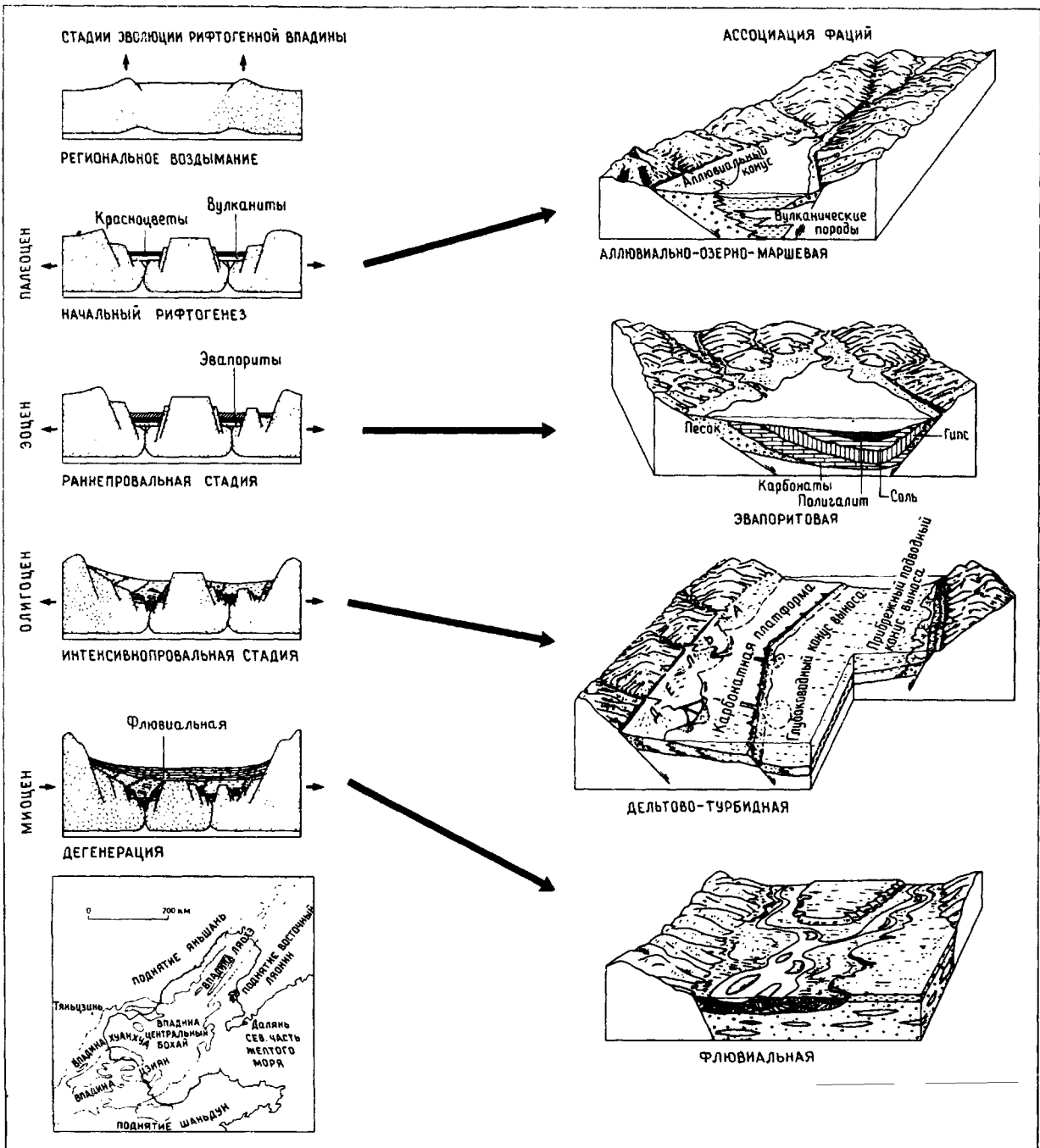


Рис. 14.9. Модели тектонической и седиментологической эволюции третичных рифтовых впадин в регионе Бохай, Северо-Восточный Китай [445, 446].

флювиальные и литоральные бары и песчаные банки, органогенные рифы и оолитовые банки, а также глубоководные глины, обогащенные органическим веществом. Эти фации развивались различно на разных склонах асимметричных впадин. На более крутых склонах осадки платформ, аллювиальных равнин и дельт не формировались.

В конце палеогена обширное проседание коры привело к *дегенеративной стадии (опусканию)*, когда весь регион подвергся погружению и стал ареной широко распространившейся флювиальной и лагунной седиментации. Соответствующая толща лежит несогласно на палеогеновых породах и налегает на поднятия.

*Полуграбены.* На природу осадконакопления во внутриконтинентальных рифтах, которые затем были расколоты на сложные «полуграбены» спредингом океанического дна, указывают примеры триаса на Востоке США, нижнего мезозоя Альп и доплиоценовых отложений южного обрамления Красного моря (разд. 14.6.1). На востоке США триасовые континентальные красноцветы с подчиненным количеством вулканитов накапливались в зоне шириной до 300 км, в которой образование блоков по разломам и дифференцированное погружение сменились региональным погружением с карбонатной седиментацией. В Альпийско-Средиземноморском регионе пермтриасовые толщи, включая флювиальные красноцветы, эвапориты, мелководные мор-

ские обломочные породы и фации карбонатных платформ, развивались во внутриконтинентальных рифтовых зонах до образования океанской коры. После триаса обломочные породы и эвапориты полностью отсутствуют, поскольку весь регион стал ареной морской седиментации. Юра в основном состоит из конденсированных фаций поднятий и более мощных, в основном перетолженных осадков бассейнов (разд. 11.4.4).

*Несостоявшиеся рифты и авлакогены.* Существуют долгоживущие глубокие линейные трого, простирающиеся из центральных областей континентов к их окраинам и при этом погружающиеся. Их интерпретируют как отмершие лучи тройных сочленений рифтов [387] (разд. 14.4.1). Длина трога Бенуэ составляет 1000 км, ширина 100 км. Он простирается на северо-восток от Гвинейского залива и интерпретируется как меловая рифтовая система, связанная с другими рифтами, которые впоследствии превратились в Южную Атлантику (рис. 14.6) [389]. Трог заполнен флювиальными, дельтовыми и морскими меловыми осадками мощностью более 5 км (рис. 14.10). По направлению к океану третичная дельта надстраивает несостоявшийся рифт, образуя толщу мощностью 12 км, состоящую из флювиальных, дельтовых осадков и отложений подводных конусов выноса (рис. 6.47 и 14.11).

Палеозойские и докембриские «несостоявшиеся» внутриконтинентальные рифты или грабены, ограниченные с одной стороны ороген-

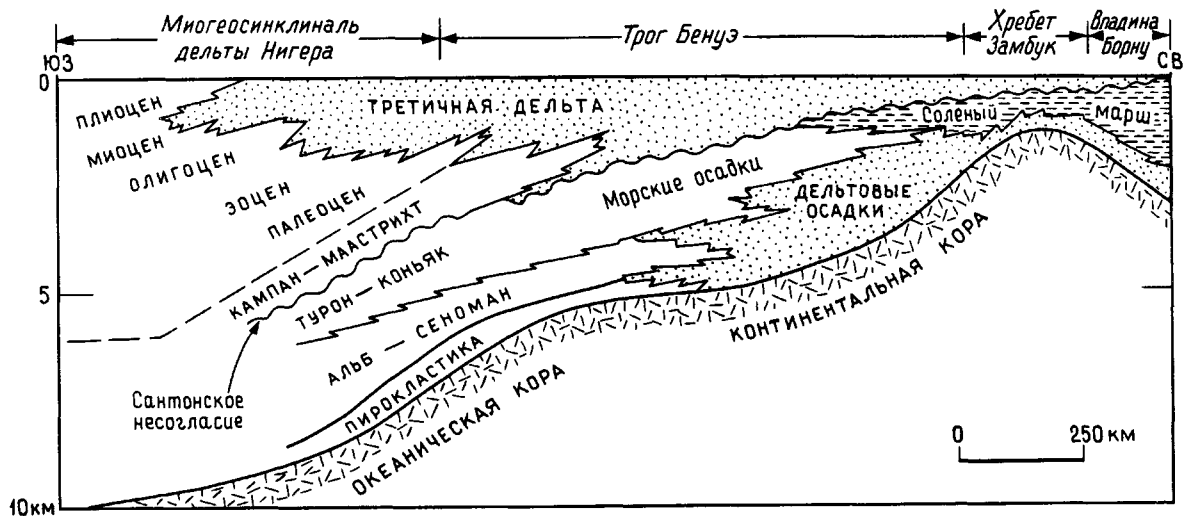


Рис. 14.10. Разрез недоразвитого рифта или авлакогена мелового трога Бенуэ и третичной дельты Нигера [389, 1884]. Основная фаза складчатости, приуроченная к сантону, сформировала складки, параллельные оси

рифта. В результате эродировано свыше 2 км осадков. Складчатость разделила меловую авлакогеновую фазу и меловую — современную миогеоклинальную фазу [1985].



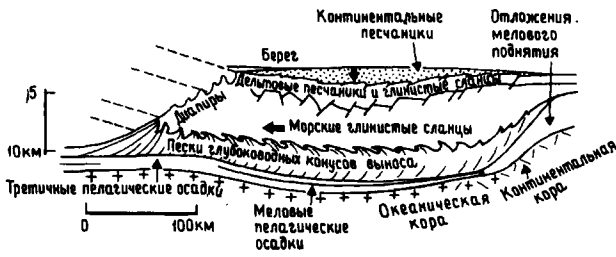


Рис. 14.11. Схематический разрез миогеоклинальной третичной дельты реки Нигер. Латеральная смена фаций подавлена мощностью вертикального разреза (10—12 км). Черные стрелки указывают на направленное книзу погружение флювиодельтовых осадков и направленное к морю перетекание глинистых сланцев за счет диапиризма ([2566, 385] из [1985]).

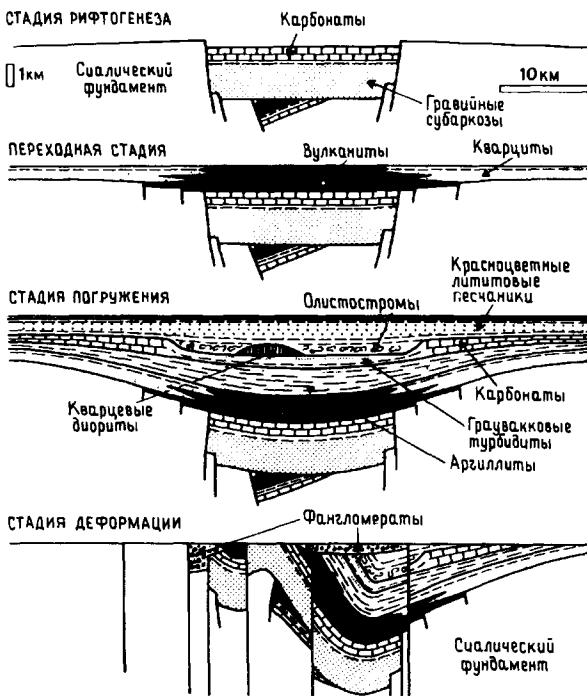


Рис. 14.12. Эволюция докембрийского авлакогена Атапуску, Большое Невольничье озеро, северная Канада [1141].

ным поясом, были выделены в СССР Шатским [2211] под названием *авлакогены*. Этот термин был использован Хоффманом, Дьюи и Берком [1141] для обозначения длинных трогов или желобов, заполненных очень мощными толщами осадков, которые простираются в платформах под большим углом к главному «геосинклиналь-

ному» складчатому поясу или ранее существовавшей континентальной окраине.

В общем виде историю авлакогенов можно подразделить на три стадии: связанная с термическим воздействием ранняя рифтовая стадия, стадия пассивного погружения (прогибания) и стадия деформации [2608, 774] (рис. 14.12). В палеозойском авлакогене Уошито, Оклахома, на *рифтовой стадии* происходила эффузивная и интрузивная деятельность бимодального типа с магматитами и кислого и основного состава. Погружение было быстрым. Осадки обычно грубообломочные, континентального происхождения. Следующая затем *стадия погружения* характеризуется медленным осадконакоплением шельфовых карбонатов и кварцитов; в протерозойском авлакогене Атапуску, северная Канада, разрез, соответствующий этой стадии, может включать глубоководные турбидиты и олистостромы [1141]. Во всех случаях осадки гораздо более мощные и относятся к более глубоководным фациям, чем на соседней платформе. *Стадия деформации* характеризуется крутыми разломами, надвигами и складкообразованием, связанным отчасти с горизонтальными смещениями и сжатием; мощные (1000—3000 м) толщи грубообломочных пород, происходящих отчасти с локальных поднятий, накапливаются в небольших бассейнах внутри авлакогенов.

В южной Норвегии толща протерозойских граувякк, глинистых сланцев, аркозов, карбонатов и конгломератов мощностью 1500—3000 м проинтерпретирована как выполнение рифтовой долины, связанной с раскрытием «прото-Атлантического» океана Япетус, и сравнимой с юрскими рифтами Северного моря [240]. В течение рифтовой стадии бассейн заполнялся песчаниками и конгломератами, отлагавшимися в краевых аллювиальных конусах, которые внутри бассейна заменялись разветвленной речной сетью, феновыми дельтами и подводными турбидитами [1816]. Активное тектоническое заполнение сначала было прервано фазой обмеления, когда формировались карбонаты приливно-отливных равнин и мелководные морские кварциты, и одновременно из трещин изливались щелочные базальты. Второе изменение режима седиментации произошло во время позднепротерозойского оледенения (разд. 13.5) и привело к накоплению тиллитов Моэля из наземных и морских ледников. Более медленные и охватившие обширную площадь погружения и седиментации продолжались в кембрии в ходе трансгрессии эпиконтинентальных морей на пенепленизированный кратон.

Многие экономически важные протерозойские стратиформные или по крайней мере стра-

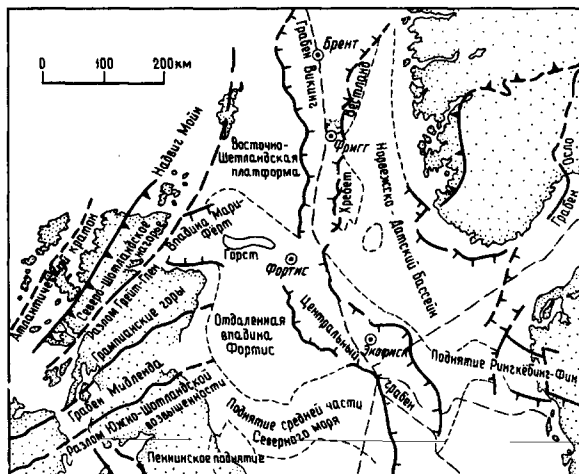


Рис. 14.13. Схематическая карта северной части Северного моря.

тифицированные сульфидные рудные тела, вероятно, формировались в пределах более ранних несостоявшихся рифтов или авлакогенов, например серебро-свинцово-цинковые и медные и рудные тела Маунт-Айза в Квинсленде и свинцово-цинково-серебряные руды месторождения Салливан в Британской Колумбии [2096, 2097]. В конце 1960-х и начале 1970-х гг. для этих месторождений предполагалось сингенетическое или осадочное происхождение, но затем бо-

лее популярными стали взгляды об эпигенетическом происхождении с минерализацией, сопровождающей диагенез, например, для медистых сланцев (разд. 14.4.1) и ангольских месторождений (разд. 14.5.1).

В северной части Северного моря (рис. 14.13, 14.14) юрское воздымание земной коры в центральном куполе привело к образованию тройной точки, от которой расходились грабены. Они были заполнены дельтовыми песками, сформировавшими главные резервуары, такие, например, как группа нефтяных полей Брент к востоку от Шетландских островов (рис. 14.15, 14.16). Седиментация в менее крупных локализованных феновых дельтах и подводных фенах продолжалась в поздней юре. Эта фаза раннего рифта в позднем мелу — третичное время сменилась площадным погружением с накоплением верхнемелового писчего мела, большая часть которого была переотложена в более глубоких трогах, и осадков палеоценовых подводных фенов, образовавшихся в более широких трогах (рис. 14.17).

Северная часть грабена Викинг была интерпретирована как неудавшийся рифт [2607], связанный с додрейфовой и, возможно, дрейфовой фазами раскрытия Атлантики. Хотя термическое сводообразование имеет важное значение для формирования областей тройного сочленения и окраин рифтов, оно не ведет к некомпенсированному осадконакоплению в самом рифте или к аккумуляции осадков за пределами рифта.

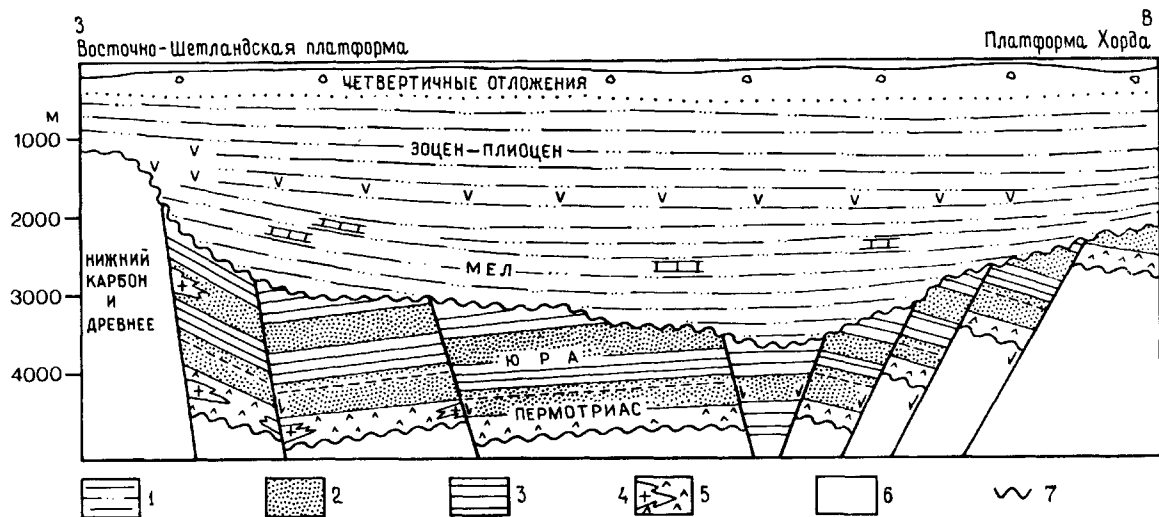
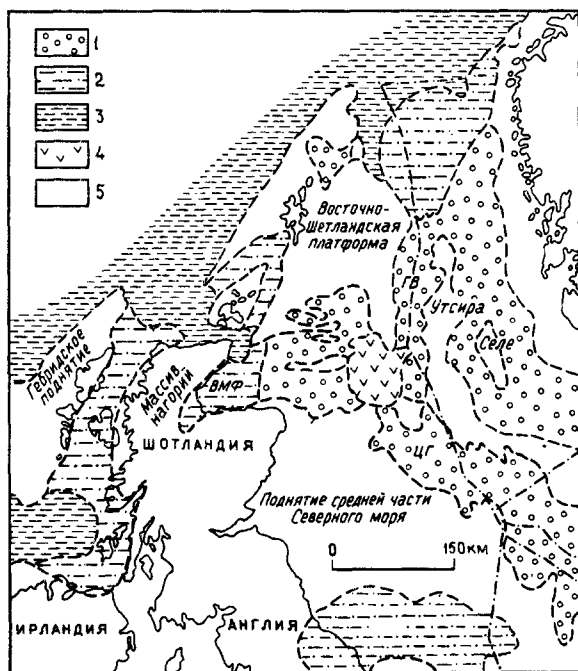


Рис. 14.14. Схематический разрез грабена Викинг, Северное море [1252]. Приблизительная длина разреза 250 км. 1 — песчанисто-алевритистые аргиллиты; 2 —

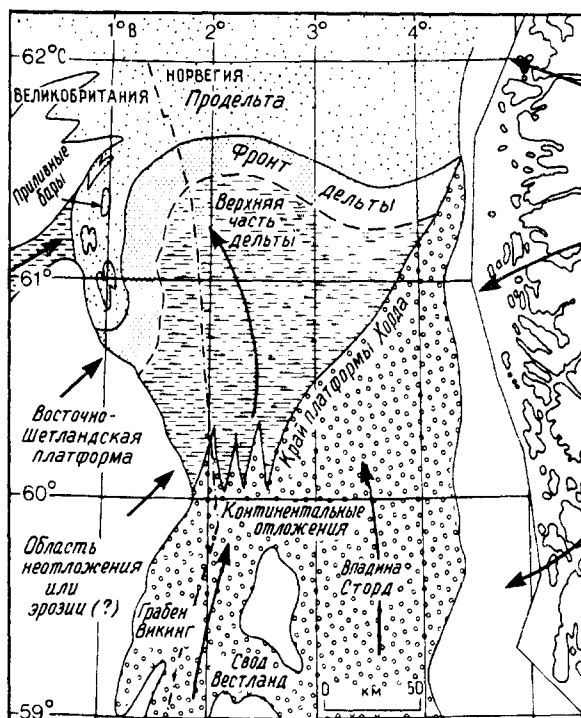
песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — ангидрит; 5 — галит; 6 — вулканиты; 7 — несогласие.

Слейтер и Кристи [2156], применив модель растягивания земной коры Маккензи [1636] к Центральному грабену (см. разд. 14.5.1), пришли к выводу, что раннетриасовый грабен был реактивирован во время среднеюрско-раннемеловой фазы начального погружения. При этом седиментация в Центральном грабене сопровождала растяжение фундамента примерно на 75 км. Растяжение осуществлялось путем хрупкого разрыва коры и утонения пластичной литосферы с последующим подъемом горячей астеносферы. В позднем мелу — третичное время остывание литосферы привело к термическому погружению. При этом седиментация происходила в широкой депрессии существующего и ныне бассейна, имеющего форму соусаика.

**14.4.3. Рифты, связанные с коллизией, похожи на авлакогены тем, что они прицеляются к орогенным поясам под большим углом, а отлича-**



**Рис. 14.15.** Упрощенная палеогеография северной Британии и Северного моря в средней юре [762]. Вулканы развиты в области сочленения трех радиально расходящихся впадин: Мари-Ферт (МФВ), грабен Викинг (ГВ) и Центральный грабен (ЦГ). Осадки поступают как в продольном направлении с воздымающейся области тройственного сочленения, так и с латеральных краев впадин, возможно ограниченных разломами [1985]. 1 — континентальные обломочные породы; 2 — параличско-дельтовые фации; 3 — мелководно-морские фации; 4 — вулканы; 5 — суша, область неотложения.



**Рис. 14.16.** Детальная палеогеография среднеюрской дельты в северной части Северного моря [762].

ются тем, что они моложе периода закрытия океана и связанной с этим орогении [2191]. Их формирование не предшествует сводообразованию [2192].

Наиболее известным примером такого типа рифта является Верхнерейнский грабен, вытянутый к северу от гор Юра поперек простираения форланда Альп. Считается, что он сформировался в среднем эоцене — миоцене после главной позднемеловой коллизии в Альпах [2192]. На начальную стадию образования грабена указывают среднеэоценовые конгломераты и мафические вулканы, перекрытые верхнеэоценовыми пресноводными мергелями мощностью до 900 м. Затем происходила седиментация в морских и континентальных условиях с некоторыми стратиграфическими перерывами, например, в связи с подъемом флангов рифта в раннем олигоцене. Вулканизм возобновился в раннем миоцене, а преимущественное растяжение в плиоцене сменилось левосторонним сдвигом [1217]. Максимальная мощность третичных отложений в грабене превышает 5 км.

Байкальский рифт, чье развитие на Азиатской плите последовало за столкновением с Ин-

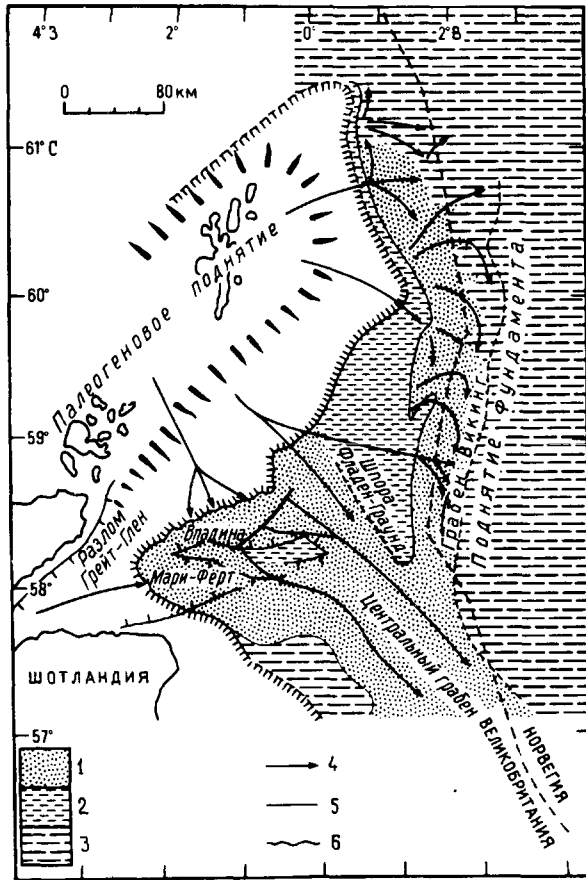


Рис. 14.17. Палеогеографическая карта для времени накопления палеоценовой группы Монтроз [2046]. Песчаники подводных фенот поступают в грабены Викинг и Центральный, во впадину Мари-Ферт с запада. Мощность песчаников достигает 600—800 м в суббассейне Мари-Ферт и 500—600 м в грабене Викинг. 1 — песчаные фации; 2 — шельфовые песчанистые аргиллиты из отложений каналов; 3 — шельфовые и окраинно-бассейновые аргиллиты; 4 — направления переноса осадочного материала; 5 — граница распространения выходов группы Монтроз; 6 — эрозионная граница распространения группы Монтроз.

дией, возможно, также относится к группе рифтов, связанных с коллизией [1691]. Байкальская рифтовая система имеет такую же длину, как Восточно-Африканская [1347]. Она состоит из линейных систем межгорных депрессий, в основном грабенов или полуграбенов с одним крутым склоном, приближенным к источнику главных дислокаций. Депрессии расположены вдоль гребней аркообразных поднятий; следовательно, наиболее высокие горные хребты очень близки к краям депрессий. Двенадцать наиболее крупных

депрессий варьируют по длине от 100 до 700 км при ширине всего 15—18 км; в их число входит озеро Байкал глубиной 1700 м — самое глубокое озеро в мире. Байкальская депрессия содержит по меньшей мере до 5 км осадков, но в других депрессиях их мощность не превышает 3 км. Осадки континентального генезиса представлены мелководными озерными, болотными и речными отложениями. Вулканические породы, сходные по составу с восточноафриканскими, но меньшего объема, в основном приурочены к поднятым блокам и аркам.

## 14.5. ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

14.5.1. Современные шельфы, континентальные склоны и континентальные подножия. Некоторые внутриконтинентальные рифты становятся межконтинентальными за счет формирования океанической коры в осевой зоне; этот процесс вдоль рифта обычно протекает диахронно. По мере продолжения спрединга каждая половина рифта становится пассивной континентальной окраиной, которую также называют баровой, неактивной или окраиной «атлантического типа». Эти окраины состоят из шельфа, континентального склона и континентального подножия. Иногда в сторону суши они переходят в эпиконтинентальные моря.

Наиболее изученные современные пассивные окраины расположены к востоку от Северной Америки [2237], вдоль Северо-Западной Африки [1963], Северо-Западной Европы и Северо-Западной Австралии [770]. Шельфовая толща развивается как утолщающаяся по направлению к океану миогеосинклиналь или миогеоклиналь [630] (разд. 14.2.3), ограниченная со стороны океана хребтом внешнего шельфа. В некоторых случаях этот хребет представляет собой проградирующий карбонатный риф. В других случаях он может быть срединным хребтом фундамента, поднятым непосредственно перед развитием океанической коры и затем покрытым карбонатами [2147], или внедрившейся в субаэральных условиях океанической корой [1745]. Мористее хребта внешнего шельфа располагается вторая осадочная призма, которая утоняется в направлении от суши — эвгеосинклиналь или эвгеоклиналь, в более ранних работах.

В современном Атлантическом океане можно наблюдать, как межконтинентальный рифтогенез формирует два латерально эквивалентных разреза. На окраине континента мощные шельфовые осадки перекрывают эвапориты, ниже которых расположены красноцветы и аллюви-

альные конусы ранних рифтовых бассейнов. В сторону океана происходит латеральный переход от континентального подножия через абиссальную равнину к срединно-океаническому хребту. В качестве результата проградации формируется разрез (снизу вверх) от океанической коры через пелагические осадки до турбидитов (рис. 14.18).

В большинстве своем шельфы ограничены, с одной стороны, прибрежной равниной, а с другой — океаном. Северо-запад Европы более сложно построен, здесь крупные острова отделяют шельфовые моря от океана. Шельфовая седиментация первично контролируется внешними процессами, такими, как климат (который воздействует на поставку осадков, биопродуктивность и силу штормов), наличие обломочного материала, химия океанских вод, и особенно волны, штормы, приливы и колебания уровня моря (см. гл. 7 — 10). Таким образом, типы осадков, образующихся на шельфах, зависят от широты и климата, от расположения шельфа относительно основных поясов ветров и от амплитуды приливов.

На континентальном склоне и подножии среди современных осадков доминируют терригенные глинистые илы, силты и тонкозернистые пески, транспортируемые нефелоидными стоками и термогалинными контурными течениями, которые в Северном полушарии движутся против часовой стрелки (разд. 12.2.4). Когда уровень моря был ниже, то осадки приносились реками ближе к краю шельфа, и более грубозернистые турбидиты и другие отложения потоков разжиженного вещества были, вероятно, более обычны. Крупномасштабное ротационное соскальзывание

и оползание являются важными механизмами даже на пассивных окраинах для перемещения материала со склона на континентальное подножие [632] (рис. 14.19). В оползневых телах имеется набор синседиментационных деформаций: от нормальных разломов растяжения до опрокинутых лежачих складок (см. рис. 12.6).

Мощность осадков под современными континентальными окраинами существенно колеблется. Они накапливались в бассейнах двух главных типов: обусловленных нормальным растяжением и протягивающихся параллельно континентальной окраине (*рифтогенные бассейны*); и обусловленных сдвигами (*сдвиговые бассейны*) [2634, 633]. Кроме того, существуют очень большие бассейны погруженных окраин близ Восточной Африки. Наиболее важное значение имеют рифтогенные бассейны, ограниченные с концов трансформными разломами. На шельфах Северной Америки имеется несколько бассейнов с мезозойскими и третичными осадками мощностью 8—18 км [2237] (рис. 14.20, 14.21). В море, омывающем Британские острова, к таким бассейнам относится трог Роколл, имеющий океанский фундамент и отделяющий микроконтинент Роколл от истинно континентальной окраины [2032].

Эвапориты перекрывают обломочные породы рифтогенных бассейнов на большинстве окраин Атлантического океана и, вероятно, сформированы на самой ранней стадии разделения континентов и образования океанического дна [386], когда воды океана попадали в субазральные грабены, лежавшие ниже уровня моря. Эвапориты представляют интерес в качестве источников соли; диапиры в них являются нефтяными ловушками, возможно также, что они влия-

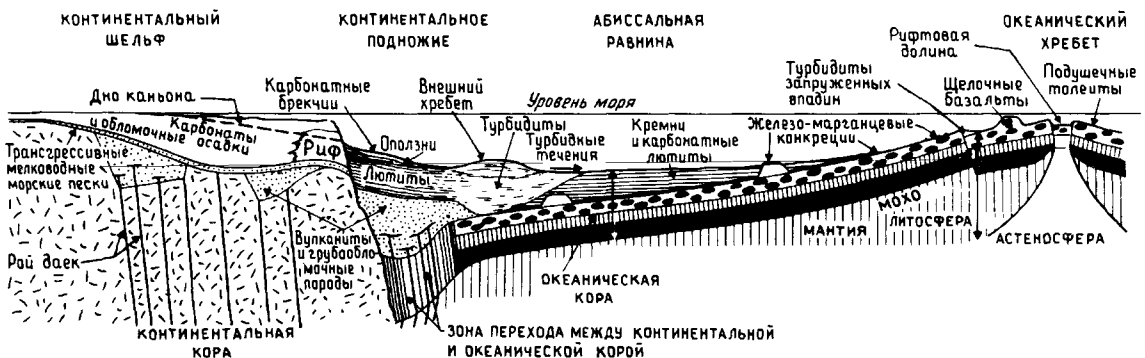


Рис. 14.18. Генерализованный поперечный разрез через Западную Атлантику [609]. *Слой 1*: осадочный, подошва прогрессивно удревняется по мере удаления от хребта. *Слой 2*: подушечные толеиты, прогрессивно (?) спилити-

зируются по мере удаления от хребта. *Слой 3*: верхняя часть представлена в основном роями даэк, а нижняя главным образом расслоенными габбро.

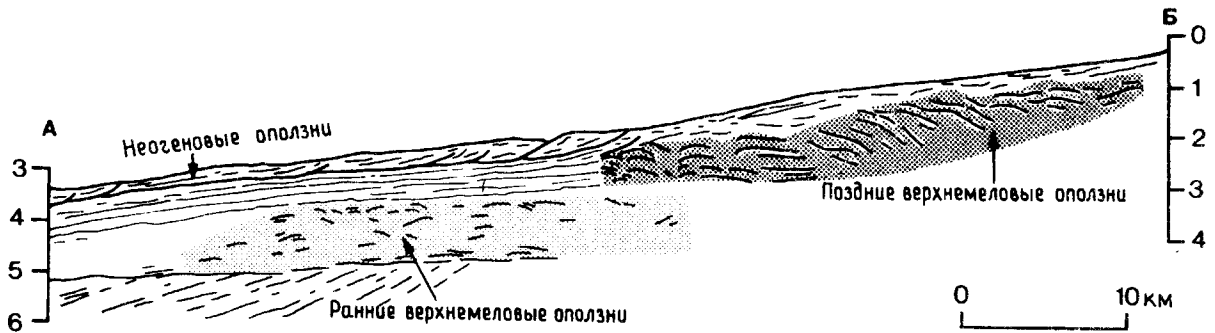


Рис. 14.19. Разрез континентальной окраины Юго-Западной Африки. Видны неогеновые оползни, перекрывающие меловые оползневые тела. Местами между ними залегают неоползневые осадки. Полагают, что меловые оползни представляют собой направленные вниз по склону каскады осадков дельты миссисипского типа с

опрокинутыми разломами и диапиризмом. Они образовались в то время, когда река Оранжевая интенсивно выносила осадочный материал в противоположность третичным оползням, когда твердый сток был ниже. Вертикальная шкала — глубина ниже уровня моря в секундах [632].

ют на образование стратиформных месторождений меди в подстилающих рифтовых толщах, например в Анголе ([693], рис. 4.22). Хотя многие отложения солей в Циркуматлантическом регионе формировались во время раннего рифтогенеза Атлантики, тем не менее главным контролирующим фактором образования эвапоритов является климат. Так, они отлагались в Северном море в процессе крупного погружения континента (разд. 14.4.1) задолго до раскрытия Северной Атлантики и на окраине Красного моря до начала спрединга морского дна (разд. 14.6.1).

Причины погружения пассивных континентальных окраин неоднозначны. Однако это важно для понимания взаимоотношений между термическим режимом и погружением; а скорость погружения необходимо знать для приложения моделей созревания и миграции нефти, а также для установления особенностей концентрации металлов. Предлагаемые механизмы попадают в две главных группы: *глубинный метаморфизм коры*, при котором погружение осуществляется за счет увеличения плотности пород в нижней части коры в результате термального метаморфизма [768]; и *растягивание коры*, или *утонение*, при котором погружение является результатом растяжения коры, увеличения теплового потока и плотности коры [1636]. Кроме того, осадочная нагрузка вносит существенный вклад в погружение континентальной окраины, и расчеты параметров такого погружения должны учитывать эвстазию, уплотнение, палеобатиметрию, нарастание мощности осадков и их поставку [2558].

В разрезах континентальных окраин за ранней фазой интенсивного рифтогенеза (тафрогенной) следует более поздняя, пострифтовая,

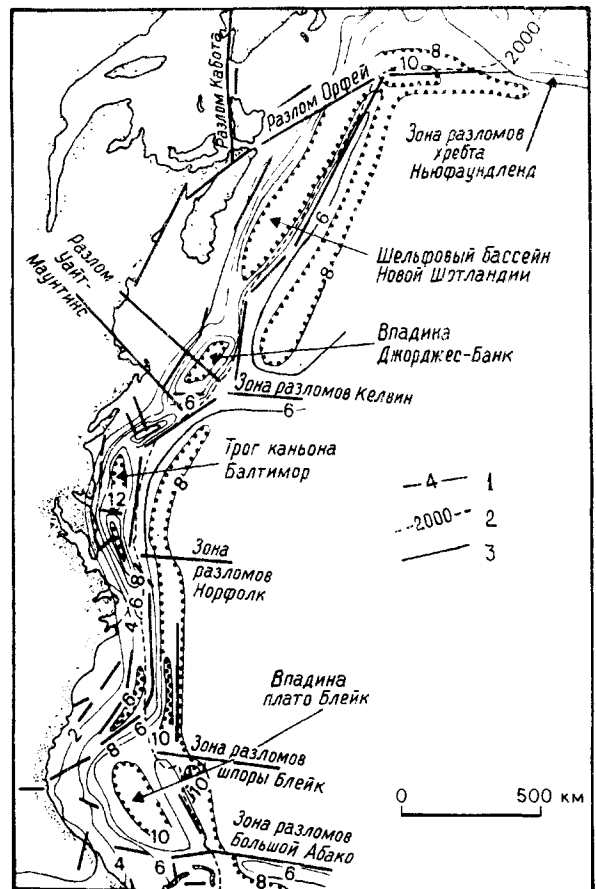


Рис. 14.20. Карта осадочных бассейнов на континентальной окраине востока Северной Америки [2237]. 1 — глубина залегания доюрского фундамента, км (изолинии проведены через 2 км); 2 — изобата 2000 м; 3 — разлом континентальной окраины.

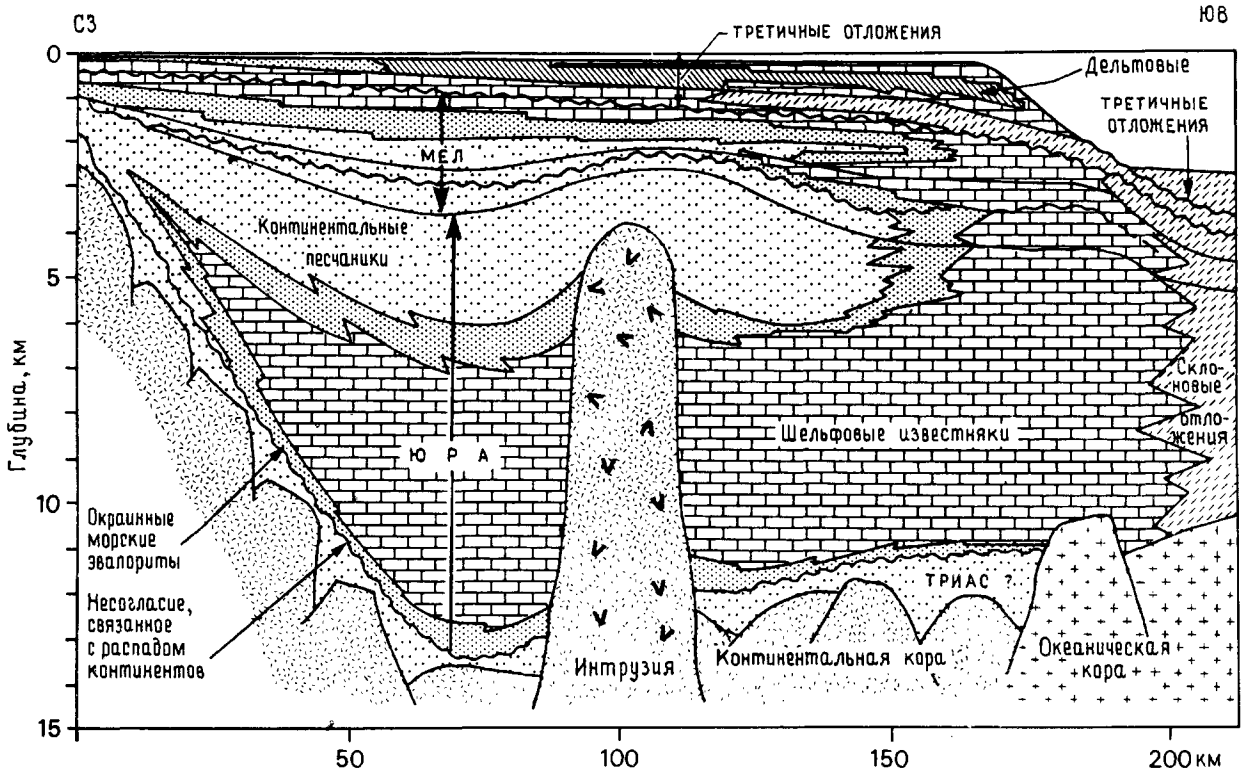


Рис. 14.21. Схематический разрез трого Балтиморского каньона (рис. 14.20). Длина трого 500 км, ширина 100—200 км, он содержит около 500 000 км<sup>3</sup> осадков. Верхнетриасовые красноцветы рифтовых долин и вулканы отделены от юрских окраинных морских осадков и шельфовых известняков с рифовыми постройками несогласием, соответствующим времени распада континентов.

нентов. За обширным нижнемеловым проградационным клином последовала позднемеловая трансгрессия. Конфигурация третичных осадков обусловлена проградацией дельты и небольшой трансгрессией; в сторону моря распространяются склоновые отложения неизвестного возраста и мощности ([1919, 2121] из [1985]).

фаза простого погружения бассейна и миогео-клиальной проградации [1340]. Отложения обеих фаз разделены несогласием. Фолви и Мидлтон [769] предполагают четыре стадии развития континентальной окраины в связи с глубинным метаморфизмом коры: инфрарифтовую, рифтовую, стадии распада и после распада (рис. 14.23). В инфрарифтовую стадию происходит обширное и быстрое (10 см/1000 лет) погружение, при котором бассейн заполняется в основном континентальными осадками. Магматизм отсутствует. На рифтовой стадии происходят сильное разломообразование, частично вулканизм, седиментация в условиях краевых зон морей или континентальная, более медленное погружение (2 см/1000 лет). Несогласие, связанное с распадом континентов, совпадает с началом спрединга океанического дна и отделяет рифтовую стадию от стадии после распада с медленным погружением на об-

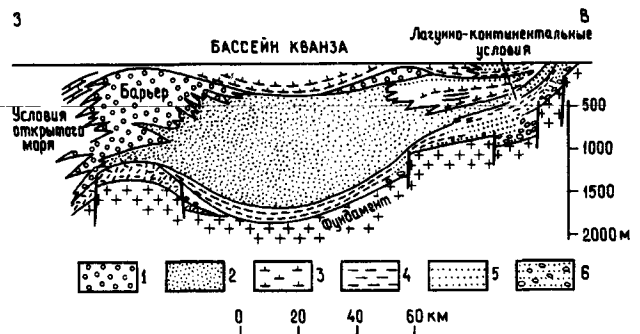


Рис. 14.22. Разрез бассейна Кванза, Ангола, в конце эвалоритовой стадии (конец альба), показывающий взаимоотношения фаций [693]. 1 — калькарениты; 2 — эвалориты; 3 — мергели; 4 — аргиллиты; 5 — песчаники; 6 — конгломераты.

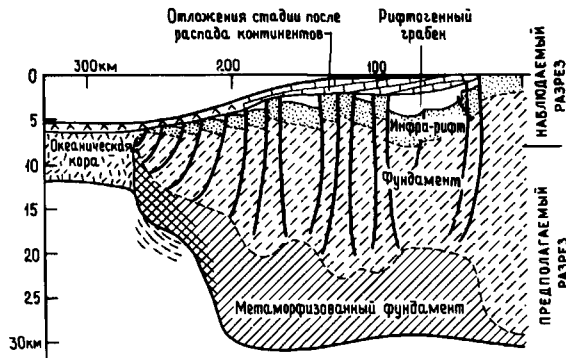


Рис. 14.23. Пассивная континентальная окраина австралийского типа [769]. Вертикальный масштаб в 6 раз больше горизонтального.

ширных площадях и морским осадконакоплением. В некоторых регионах несогласие, связанное с распадом континентов (по Фолви), совпадает с несогласием, которое по Кенту [1340] расположено между отложениями его тафрогенной и миогеоклиальной стадий, но в других регионах их трудно считать равными.

Модель растяжения Маккензи [1636] предполагает две фазы погружения. *Начальное погружение*, которое сопровождается растяжением, обусловлено замещением легкой континентальной коры поднимающимся более плотным материалом верхней мантии; погружение быстрое, возможно, 10 см/1000 лет; если континентальная кора первоначально имела мощность около 40 км, то погружение на этой стадии составляет примерно 40% общего погружения. За этим следует фаза *термически обусловленного погружения*, обусловленного остыванием новой литосферы. Это более медленный процесс, чем начальное погружение (1—4 см/1000 лет), скорость уменьшается до нуля спустя примерно 100 млн. лет [992, 2098]. Определенное сейсмологическим методом несогласие между толщами, образовавшимися в течение двух рассмотренных фаз, интерпретируется Сойером, Свифтом и др. [2098] как трансгрессивное прилегание морских осадков, хотя не вполне ясно, почему переход к термически обусловленному погружению должен приводить к трансгрессии. По мере продолжения очень медленного погружения шельфовые осадки проградируют в сторону моря.

Важное наблюдение сделано Кентом [1340]: если рассматривать бассейны континентальных окраин в глобальном масштабе, то обнаруживается веское доказательство того, что смена раннемезозойской тафрогенной стадии поздней

мезозойской — третичной происходила в середине мела независимо от того, действительно ли бассейны были открыты по отношению к формирующемуся океану и независимо от времени начала дрейфа. Итак, эти две стадии разделены среднемеловым событием, которое (как предполагает Кент) было обусловлено фундаментальным реологическим переходом в коре от хрупких разломов к пластическому течению, возможно отразившим изменение термического режима. Это глобальное изменение могло быть вызвано подъемом геотермического градиента в литосфере, который начался в пермотриасе и достиг максимума в среднем мелу, а затем последовала длительная фаза охлаждения коры [633].

**14.5.2. Древние пассивные окраины.** Ассоциация удлиненного пояса развития мощных «миогеосинклинальных» толщ мелководных морских обломочных пород, шельфовых карбонатов и отложений прибрежных равнин с обширным поясом развития столь же мощных толщ «эвгеосинклинального» флиша, офиолитов и пелагических осадков в течение длительного времени интерпретировалась как результат седиментации на окраинах атлантического типа (например, разд. 14.2.3; [629]). Таким же образом интерпретировались кембрийские — ордовикские окраины каледонид апалачского орогена (рис. 14.4, 14.5).

На западе Северной Америки верхнекембрийские — верхнедевонские разрезы в западном направлении переходят от тонкого платформенного чехла в утолщающийся к западу клин или миогеоклиаль шельфовых осадков. Этот клин отделен от разновозрастных океанических и склоновых отложений надвигом горы Робертс [2333]. Шельфовые осадки представлены кварцитами и карбонатами [509] (см. рис. 11.33). Склоновые отложения относительно маломощны и обладают широким спектром седиментологических свидетельств перемещения вниз по склону [506]. Западные они переходят в более мощную толщу глинистых сланцев и песчаников, которые интерпретируются как отложения подводных конусов выноса [2059].

Имеется, однако, затруднение в интерпретации большинства этих древних пассивных окраин при том, что в целом относительно легко распознать обширные фациальные пояса платформ, континентального склона и подножия. Проблема заключается в том, что они надвинуты друг на друга в процессе более поздних континентальных коллизий и, возможно, испытали латеральное перемещение за счет крупномасштабного горизонтального смещения. Следовательно, бывает очень трудно точно реконструировать



палеогеографию или выявить взаимоотношения рассматриваемых поясов без тщательного тектонического анализа. В некоторых случаях более поздние надвиги могли образоваться из серий нормальных листрических сбросов, существовавших во время седиментации [476] (рис. 14.34).

Приведенные выше примеры, вероятно, располагались близко к крупным океанам, таким, как хорошо документированный прото-Атлантический или океан Япетус. Однако многие из превосходно описанных фаціальных моделей для пассивных окраин, таких, как бассейн Свердруп [575] или другие бассейны [657], являются частью гораздо меньших по размеру океанов, задуговых котловин или относительно ограниченных трогов.

Район Средиземноморья содержит разрезы мезозойских платформенных карбонатов (см. разд. 11.4.4), которые европейские геологи ранее рассматривали как весьма характерные для ранних стадий геосинклинального развития. Например, в Ионическом трого неритические известняки и доломиты переходят вверх по разрезу в нижнеюрские посеидониевые глинистые сланцы и фацию аммонитико-россо, перекрытую пелагическими кремнистыми известняками [104]. Сходные разрезы в других частях региона (см. разд. 11.4.4) были приписаны образованию блоков по разломам и дифференцированному погружению карбонатной платформы (рис. 11.38). Теперь же они интерпретируются как фации континентальной окраины, аналогичные современным карбонатам района Блейк-Багама. Они накапливались на флювиальных осадках рифтовых долин, вулканитах и местами на эвапоритах во время спрединга коры океана Тетис и после него.

Полезные ископаемые в разрезах древних пассивных окраин включают стратифицированные отложения свинцово-цинково-барит-флюоритового состава в карбонатах. Многие из них являются эпигенетическими, например нижнепалеозойские руды долины Миссисипи в США и нижнепалеозойские рудные тела в Канадской Арктике. Другие руды, например в нижнекаменноугольных известняках Ирландии, возможно, накапливались сингенетично из металлоносных реликтовых рассолов на дне эпиконтинентальных морей, ограничивавших пассивные окраины. Полосчатые железорудные формации, например Лабрадорского трого в Квебеке и Ньюфаундленде и провинции Хамерсли в Западной Австралии (все они раннепротерозойского возраста), не имеют современных эквивалентов. Тем не менее их распространение в узких поясах длиной до 1000 км и ассоциация с мощными карбонатными

толщами предполагают условия осадконакопления в целом сравнимые с современными континентальными шельфами.

## 14.6. ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОТЛОВИНЫ И ПОДНЯТИЯ

По мере расширения внутриконтинентальных рифтов генерируется новая кора толелитового состава, и две половинки рифта разделяются. Обычно срединный спрединговый хребет латерально переходит в абиссальную равнину, которая простирается до континентального подножия. Точное расположение и природа перехода от утончившейся континентальной коры к океанической остаются неизвестными.

**14.6.1. Ранние стадии развития океанических котловин и поднятий.** Красное море и Аденский залив представляют собой самые хорошие примеры молодых бассейнов, связанных с ранними стадиями спрединга океанического дна. Здесь рифтовая фаза, все еще видная в северной части Красного моря, переходит в стадию дрейфа на юге [472]. Красное море (рис. 14.24) — это вытянутая депрессия длиной до 2000 км, шириной 250—400 км, с главным трогом глубиной 600—1000 м, а на юге — с узким осевым трогом глубиной до 2000 м и шириной от 4 до 30 км, содержащим вулканические острова, а в более глубоких частях — горячие источники. Ранняя, до-рифтовая, стадия термически обусловленного сводообразования совпала с излияниями щелочных оливинных базальтов на краевых сводах Эфиопии и Аравийского полуострова в позднем эоцене и раннем олигоцене. В процессе рифтогенеза образовался главный трог за счет ротационного формирования разломов. В нем накопились мощные толщи эвапоритов, отложений аллювиальных конусов и вулканитов на наклоненных блоках, ограниченных разломами [1214]. В течение последних 4 млн. лет сформировался осевой рифт, возникла океаническая кора и накопились плиоценовые — четвертичные морские биогенные илы. Преобладают карбонатные илы; остатки кремневых микроорганизмов редки; металлоносные отложения гидротермального происхождения включают сульфиды, отложившиеся в бескислородных рассолах на дне впадин (разд. 11.3.5).

В Калифорнийском заливе (см. рис. 11.17 и 14.44) на юге системы разломов Сан-Андреас также генерируется океаническая кора. Тектонические движения, однако, в основном латеральные. При этом Нижняя Калифорния перемещается на северо-запад относительно Американской

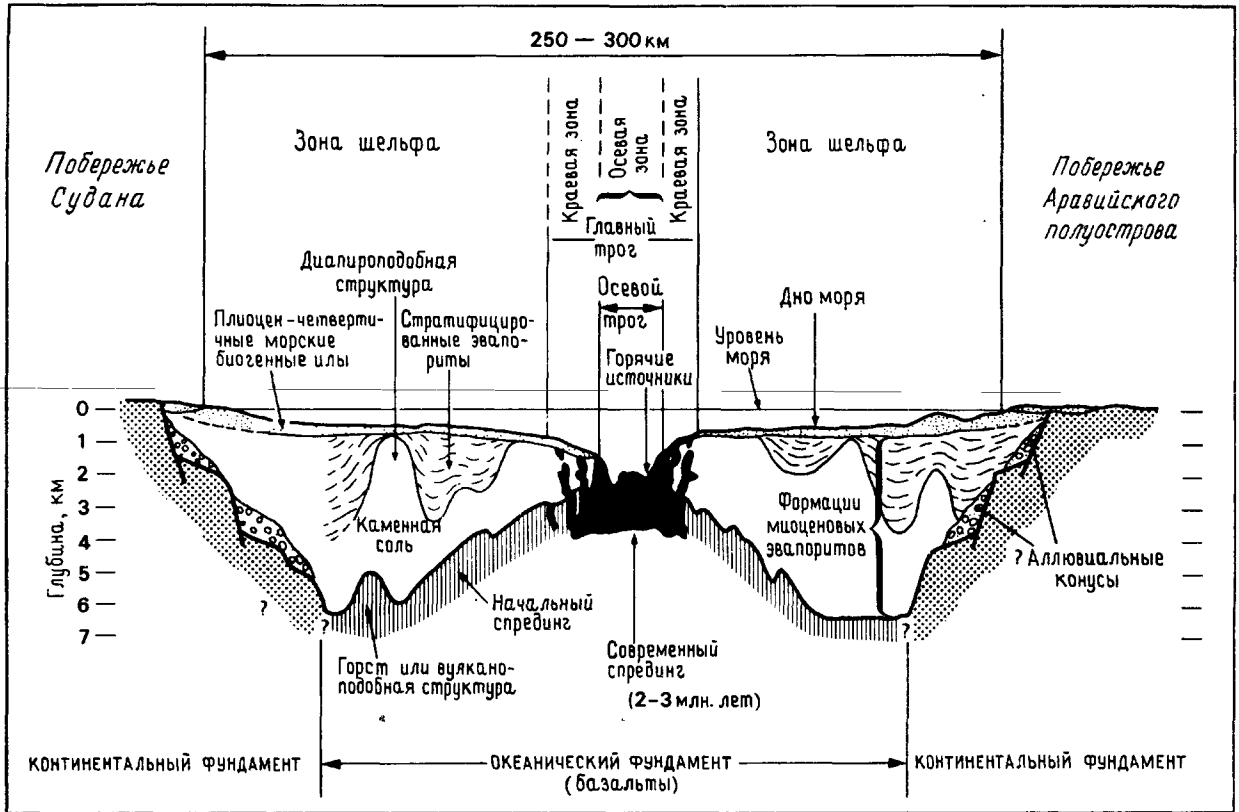


Рис. 14.24. Схематический разрез центральной части Красного моря [919].

плиты вдоль серии трансформных разломов, которые пересекают центры спрединга, формируя ряд отдельных впадин. Таким образом, Калифорнийский залив характеризуется обстановкой трансенсильного (дивергентного сдвигового смещения) [1326] (разд. 11.3.5, 14.8.1).

**14.6.2. Поздние стадии развития океанических котловин и поднятий.** Океанические хребты могут быть или сильно нарушены разломами, как Срединно-Атлантический хребет, имеющий низкую скорость спрединга, или слабее нарушены, как Восточно-Тихоокеанское поднятие с более быстрым спредингом. Срединно-Атлантический хребет имеет центральный рифт, расположенный параллельно хребту. Разрез вкрест простираения западного склона рифтовой долины [88] (рис. 14.25) демонстрирует близко расположенные друг к другу сбросы с вертикальными уступами высотой до 20 м. Осадочные образования представлены пачками брекчий и отложений осыпей мощностью до 50–85 м, переслаивающи-

мися с пиллоу-лавами, и интродуцированными дайками (рис. 14.25). Рассматриваемые срединно-океанические хребты обладают блоковым рельефом: чередуются поднятые блоки и депрессии, разделенные сбросами, параллельными простираению хребта; трансформные разломы располагаются перпендикулярно к нему.

Некоторые осадочные бассейны параллельны простираению хребта, например заполненные осадками депрессии, которые лежат в 75–100 км от оси хребта между 22 и 23° с.ш. в Атлантике (рис. 14.26) [61]. Их размеры равны примерно (10–30) × (5–10) км, окружающие холмы возвышаются над днищами долин почти на 1500 м. Депрессии лежат на глубине около 4000 м, мощность осадочного выполнения составляет примерно 500 м. Осадки состоят из тонкозернистых пелагических карбонатных турбидитов, принесенных с окружающих поднятий (детальное обсуждение см. в разд. 11.3.2 и на рис. 11.13).

Другие бассейны расположены более или менее поперечно к оси хребта и связаны с теми зо-

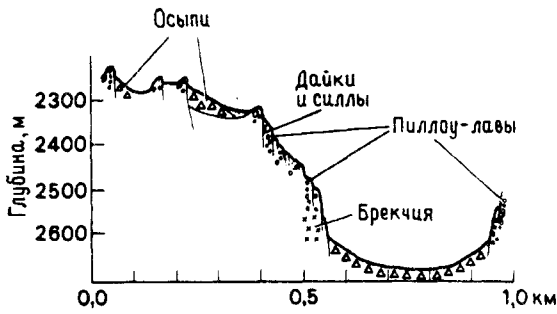


Рис. 14.25. Разрез части западного эскарпа, ограничивающего рифтовую долину Срединно-Атлантического хребта [88]. Вертикальный масштаб не искажен.

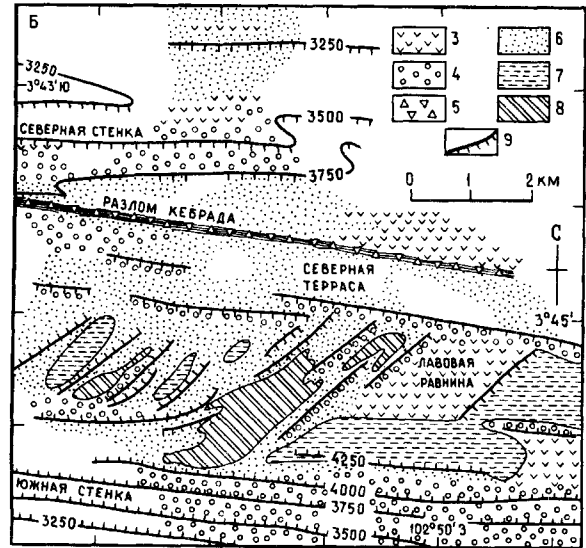
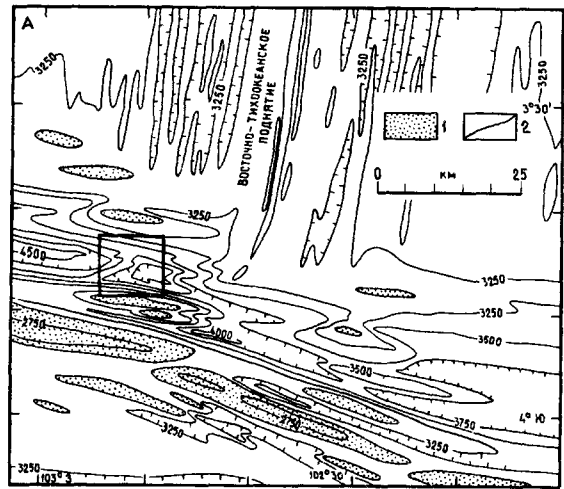


Рис. 14.27. А — осадочные впадины и хребты в зоне пересечения гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия меридионального простирания и зоны трансформного разлома Кебрада широтного простирания. Последнее восточнее переходит в ныне активную часть крупной зоны разлома [1525]. Б — зона трансформного разлома Кебрада. Видны трансформная долина и уступы разломов, а также простирающиеся в направлении северо-восток — юго-запад впадины растяжения, образовавшиеся за счет движения в зоне левостороннего сдвига широтного простирания [1525]. Квадратом обозначена площадь рис.14.27,б. 1 — глубины менее 3000 м; 2 — батиметрия в метрах; 3 — выходы лавы; 4 — осыпи; 5 — приразломная брекчия; 6 — покров осадков; 7 — осадочная западина; 8 — горст; 9 — разломные уступы.

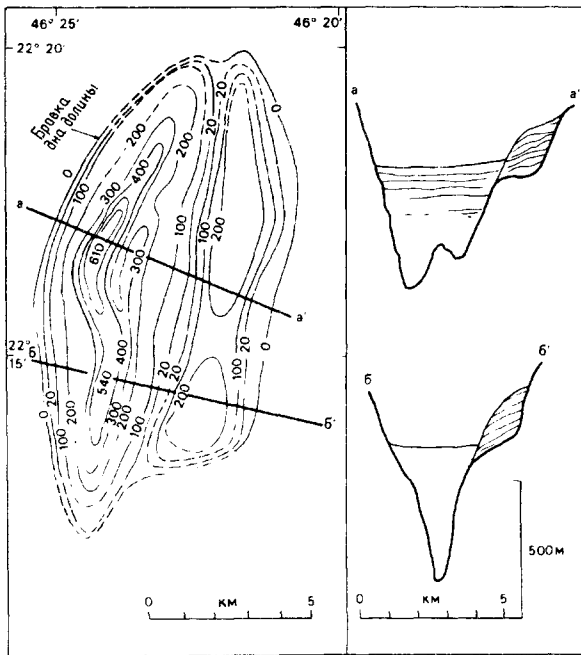


Рис. 14.26. Карта изопахит и разрез Саут-Понд — частично заполненной осадками долины примерно в 100 км к западу от оси Срединно-Атлантического хребта [61]. Изопахиты в метрах.

нами, где ось пересекается трансформными разломами (см. разд. 14.8.1; рис.14.27).

По мере охлаждения вновь сформированного океанического дна и его погружения до глубин порядка 4000 м, примерно соответствующих уровню распространения абиссальных равнин, ранее образованные осадки спрединговых хребтов перекрываются пелагическими осадками, чья природа зависит от локальной океанской

циркуляции и положения глубины компенсации. В других случаях вместо пелагических осадков развиты турбидиты, если достаточно близко расположены континентальные или островные источники, а во многих океанах пелагические осадки перекрываются турбидитами.

Базальтовые лавы срединно-океанических хребтов (разд. 11.3.2) обычно перекрыты металлоносными отложениями, которые также в процессе спрединга перемещаются в районы абиссальных равнин. Гидротермальные оксиды и гидроксиды, в основном железа (охры) или в основном марганца (умбры), с низкими концентрациями рассеянных металлов образуют осадки, корки и конкреции на поднятиях рельефа, прилегающих к разломам поблизости от осевой рифтовой зоны срединно-океанических хребтов [2054].

Гидрогенные или аутигенные железо-марганцевые конкреции, осаждающиеся первично из морской воды, в основном накапливаются на современной поверхности дна океана и редко сохраняются или под границей раздела вода — осадок, или в древних разрезах. Они состоят из оксидов и гидроксидов железа и марганца, содержат более высокие концентрации рассеянных металлов и растут медленнее гидротермальных отложений. Эти конкреции образуются на склонах океанских поднятий, плато и на абиссальных равнинах, в основном на глубинах более 4000 м, там, где осадки аккумулируются со скоростью не более 0,7 см/1000 лет [1085]. При этом, вероятно, конкреции сохраняются на поверхности осадков, благодаря деятельности роющих организмов. Конкреции, потенциально представляющие промышленный интерес (весовая плотность не менее 5 кг/м<sup>3</sup>, суммарная концентрация Си и Ni порядка 2,5%, довольно высокие содержания Со и Mn), известны в северной половине Тихого океана и в южной — Индийского.

Металлоносные илы, давно известные из впадин центральной долины Красного моря, обнаружены также на Срединно-Атлантическом хребте и особенно в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Красном море обогащенные железом отложения перекрывают пласты, содержащие экономически важные сульфиды цинка и меди. При этом горячие гидротермальные источники расположены и между этими образованиями и над ними [597]. Термальные источники и металлоносные отложения, вероятно, связаны с пересечениями спредингового хребта трансформными разломами [912]. «Массивные» сульфиды известны в ряде районов Восточно-Тихоокеанского поднятия к западу от Мексики, на Галагосском рифте, хребте Хуан-де-Фука [1802].

Струи горячих (до 350 °С) металлоносных растворов или «курильщики» [1549] были описаны на Восточно-Тихоокеанском поднятии (разд. 11.3.2).

Некоторые из современных сульфидных отложений на океанических хребтах являются вероятной моделью образования для верхнемеловых стратиформных медно-пиритных руд Кипра и других районов, например мелового покрова Семайль в Омане и ордовикских полезных ископаемых Ньюфаундленда. Тем не менее уже сейчас окончательно установлено, что сульфиды кипрского типа с их характерными размерами рудных тел образуются в условиях обычных океанических хребтов.

Наиболее диагностичными для древних океанических хребтов являются, вероятно, гидротермальные полезные ископаемые, как сульфидные, так и гидротермально-марганцевые, например из Францисканского комплекса [533]. В целом разрез (снизу вверх) теолитовые базальты (→ сульфиды железа и меди) — гидротермально-марганцевые отложения — пелагические осадки с локальными накоплениями гидротермального марганца в подошве (→ гидрогенные железо-марганцевые конкреции) — флиш типичен для обстановок древнего океанического дна, но может встречаться и в более поздних краевых бассейнах (разд. 14.7.5).

#### 14.7. ОБСТАНОВКИ, СВЯЗАННЫЕ С СУБДУКЦИЕЙ

На конвергентных границах плит океанская литосфера поддвигающейся плиты изгибается вниз в зоне субдукции и скользит вдоль зоны сейсмичности Вадати — Беньоффа, в том числе под системой островной дуги, находящейся на вышерасположенной плите. Обычно выражениями зоны субдукции на поверхности служат *глубоководный желоб*, активная *вулканическая дуга* и пространство между ними [616], достигающее 400 км ширины. При этом зона сейсмичности расположена на глубине 120—200 км. В некоторых дугах пространство между вулканической дугой и глубоководным желобом представлено *внешней дугой*, ограниченной трогом или *преддуговым бассейном*. Дуговые системы могут быть либо океаническими (окруженными океанической корой), либо *окраинно-континентальными*, когда вулканическая дуга расположена между континентальной и океанической корой ближе к суше [616]. Позади окраинно-континентальной вулканической дуги (рис. 14.28, Б) может располагаться *задуговой надвиговый пояс* и связанный с ним *бассейн сжатия* [503] или *ретродуго-*

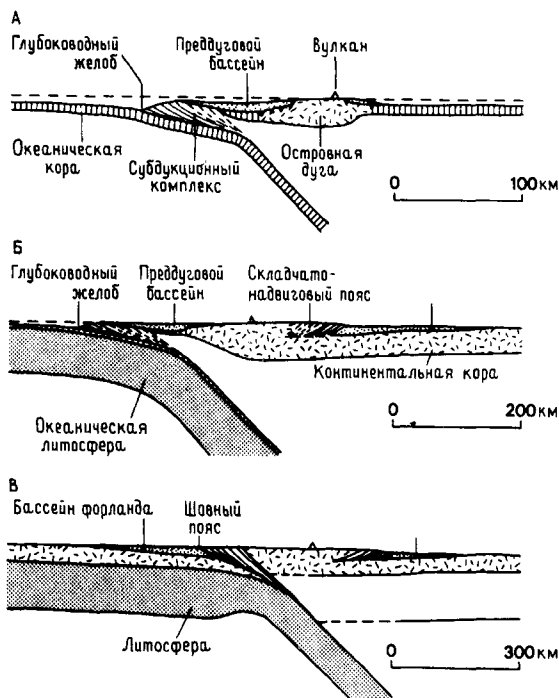


Рис. 14.28. Разрезы трех типов орогенов, связанных с субдукцией. А — внутриокеанский тип; Б — тип столкновения континент—океан; В — столкновение континент—континент [2125]. А — ороген внутриокеанической дуги; Б — ороген дуги на краю континента; В — ороген, образовавшийся при столкновении континентов.

вой бассейн [617], в то время как сзади островной дуги (рис. 14.28, А) обычно расположен *окаймленный бассейн*. В то время как в активных вулканических дугах широко развиты эффузивы, в системах океанических дуг, как свидетельствуют выведенные на поверхность более древние разрезy, доминируют подводные отложения частично разжиженных потоков осадочного вещества.

Древние комплексы, связанные с субдукцией, можно выделить по нескольким признакам: *метаморфическим фациям голубых сланцев*, формирование которых обычно связывают с субдукцией холодной пластины океанской литосферы; *известково-щелочным породам* обычно с большой ролью андезитов и аккреционной призмой океанических осадков и отложений глубоководного желоба.

Поскольку большой океан может закрыться только в результате субдукции, то древнюю субдукцию можно предполагать, благодаря доказательствам дрейфа континентов, основанным на

распределении фаунистических остатков или палеоширот. В принципе можно было бы реконструировать расположение основных форм рельефа, как в современных дугах. Однако здесь имеются трудности, связанные со сходством горизонтальных перемещений во время субдукции или после нее. Поэтому простая поперечная к простираанию реконструкция, основанная на современном расположении главных форм рельефа, может не соответствовать их позиции во время субдукции. Кроме того, системы дуг могут быть в значительной степени уничтожены при синколлизионном ретрошарьировании.

**14.7.1. Глубоководные желоба и внешние дуги.** Океаническое дно мористее многих подводных желобов сложено пелагическими осадками и вулканическими пеплами над гидротермальными отложениями и толеитовыми базальтами океанической коры. На большей части океана терригенные осадки не накапливаются. Однако крупные объемы этих осадков все-таки перекрывают океаническую кору в восточной части Индийского океана, к северо-востоку от побережья Южной Америки и в Восточном Средиземноморье; мористее Орегона терригенная седиментация даже распространяется за пределы заполненного осадками желоба до внешнего хребта.

Еще со времен нидерландских исследований в 1930-х гг., когда считалось, что древние геосинклинали развиваются из желобов, остается противоречие между седиментацией на соседних структурах, сохранностью и деформациями осадков глубоководных желобов. Сейсмические профили свидетельствуют о незначительной деформации осадочного покрова желобов, и большинство желобов, особенно самые глубокие, ограничивающие островные дуги Тихого океана, содержат не более 200—500 м осадков, в основном пелагических и гемипелагических [2127]. Нескольких желобов, например южная часть Перуанско-Чилийского и Восточно-Алеутский, частично заполнены осадками мощностью до 2500 м, и их первичный рельеф стал менее контрастным. Мористее штатов Вашингтон и Орегон и к востоку от Малых Антильских островов желоба не выражены в рельефе, однако над зоной субдукции накопились очень мощные осадочные толщи. Их накопление обусловлено, с одной стороны, сносом с континента, а с другой — плейстоценовым эвстатическим опусканием уровня моря. Обычно глубоководные желоба представляют собой удлиненные бассейны, в которые осадочный материал поступает в основном с одной стороны и транспортируется в продольном направлении [2486] (рис. 14.29). Фациальные комплексы глубо-

ководных желобов подразделяют на четыре типа: *конусы выноса*, относительно небольшие по размеру, с радиальными потоками вещества, возможно нарушенными ограниченными размерами бассейна; *песчаники осевого канала*, переходящие латерально в более тонкозернистые осадки намывных валов и равнин и распространяющиеся меридиональными течениями; *покров не связанных с осевым каналом осадков*, распространяющихся вверх и вниз по желобу меридиональными палеотечениями как по равнинам в котловинах; *комплекс некомпенсируемого осадконакоплением участка желоба*, свободный от грубообломочного осадочного материала, в котором найдены только гемипелагические терригенные илы и тонкозернистые турбидиты, а также, вероятно, оползни.

С дуговой стороны некоторых желобов расположен хребет, или *внешняя дуга*, местами поднимающаяся над уровнем моря. Многие внешние дуги состоят из осадков океанического дна или глубоководных желобов, которые были содраны с поддвигающейся плиты над поддвигом, наклоненным под небольшим углом, — поверхностным выражением зоны субдукции, и тектонически присоединены к надвигающейся плите (рис. 14.30). По мере поступления в желоб все более молодых осадков и их прогрессивной аккреции и вращения накапливается клин флишевых и, частично, пелагических осадков, обладающий чешуйчатым строением [1426, 2174, 1306]. Подобные *аккреционные призмы* лучше всего развиты там, где происходит интенсивная поставка терригенного осадочного материала либо на поддвигающуюся плиту (примером чего является Бенгальский конус выноса), либо в глубоководный желоб (районы мористее Орегона и Центральной Америки, а также Средиземноморье).

Установленные возрастные соотношения внутри аккреционного клина демонстрируют (по палеонтологическим данным) омоложение вниз по разрезу по направлению к желобу, а по седиментологическим данным — омоложение по направлению к вулканической дуге. Эти материалы были использованы для объяснения сходных возрастных соотношений, уже давно известных в нижнем палеозое геосинклинали Южно-Шотландской возвышенности (рис. 14.31) на севере Великобритании [1679, 1682, 1481]. Для этих древних внешних дуг характерны: стратиграфический наклон в сторону магматической дуги, структурная вергенция от нее и несомненное стратиграфическое утолщение на расстоянии много десятков километров.

Аккреционные призмы внешних дуг играют важную роль с точки зрения как седиментации,

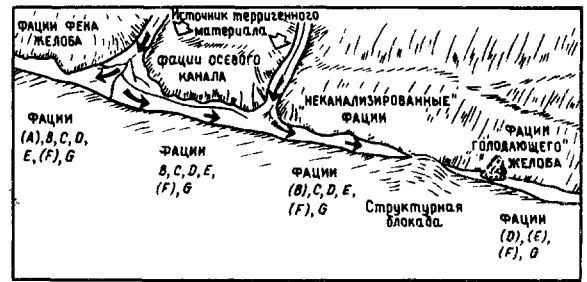


Рис. 14.29. Концептуальная диаграмма фаций турбидитов и палеотечений в подводном желобе [2486]. Терминология для глубоководных фаций дана на рис. 12.12; частные фации указаны в скобках.

так и тектоники [1704, 1303]. Впадины на *склоне глубоководного желоба* (рис. 14.30) образуются между надвигами, ограничивающими каждую аккреционную пластину. Осадки в основном представлены гемипелагическими силтами и пелитовыми илами, но важное значение имеют также турбидиты; эти толщи лежат с небольшим угловым несогласием на относительно деформированных аккреционных породах и показывают уменьшение деформаций вверх по разрезу. Фации, связанные со склонами глубоководных желобов, можно подразделить на фации подводных каньонов, склонов и склоновых впадин, причем последние, по данным детальных исследований, состоят из фаций конусов выноса, отсыпок у подножий склонов и равнин. Изучение состава осадков показывает, что рассматриваемые впадины бывают либо «зрелыми» (с грубозернистыми терригенными осадками), либо «незрелыми» (с осадками из местных источников) [2486] (рис. 14.32). Примеры хорошо описанных обнажений подобного типа известны на островах Ментавай к западу от Суматры [1703] и в Францисканском комплексе Калифорнии [2283].

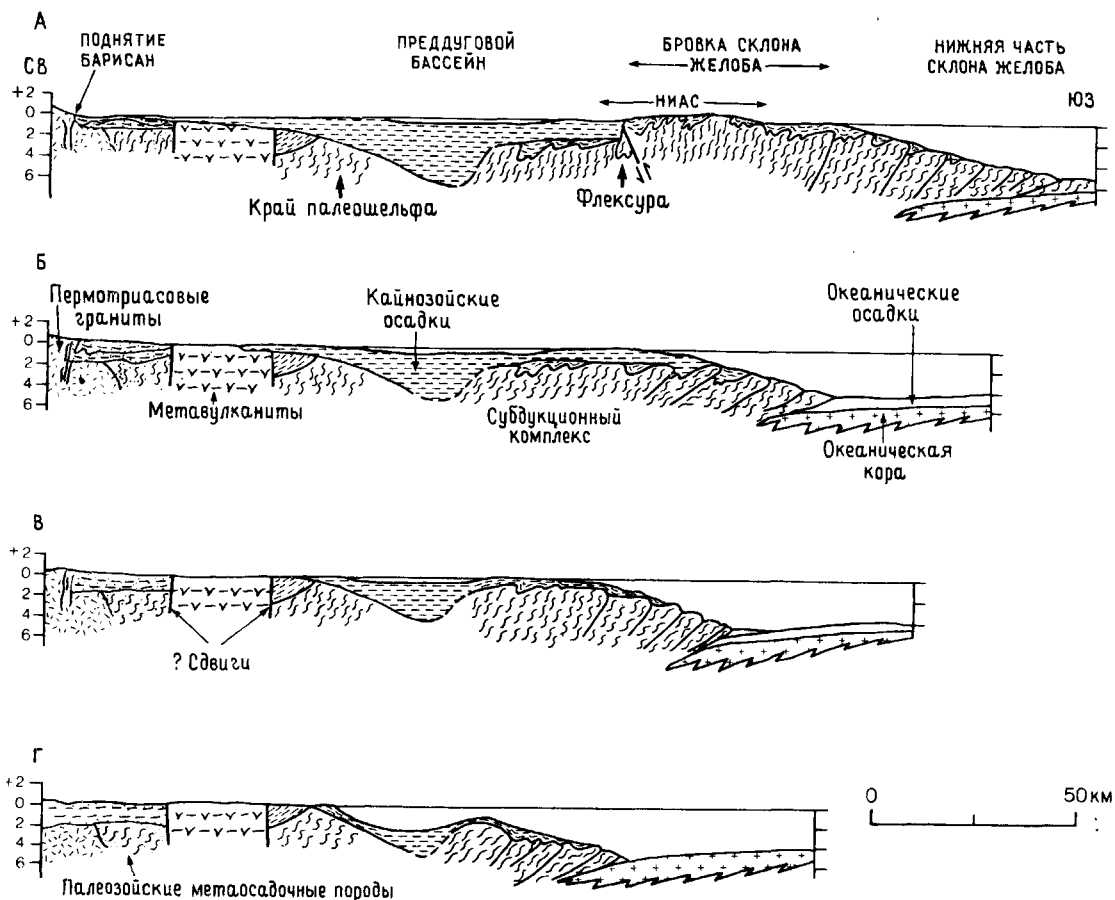
Несмотря на то что сейсмические и буровые данные на конвергентных границах плит подтвердили представление об аккреции во многих дуговых системах, особенно обрамляющих Тихий океан [2125], доказательств соскрывания очень больших объемов океанических осадков имеется не много. Фактически к западу от Перу и северной части Чили метаморфические и изверженные горные породы обнажаются уже в 80 км от желоба, а сейсмические профили позволяют предположить, что континентальная кора может распространяться на расстояние не далее 20—40 км от желоба [1688]. Если такое взаимное расположение не обусловлено ни латеральной миграцией блоков «экзотических террейнов» за

счет горизонтальных смещений, ни коллизией микроконтинента, то отсутствие аккреционной призмы можно объяснить одним из двух процессов: *субдукцией океанических осадков* под надвигающуюся плиту или *субдукционной (тектонической) эрозией* — процессом, при котором погружающаяся литосфера срывает неровности и абрадирует основание надвигающейся плиты (рис. 14.33).

Субдукция может также раскалывать континентальную окраину надвигающейся плиты. Этот процесс особенно важен для окраин относительно небольших океанических бассейнов, таких, например, как Бискайский залив [269], где за меловой фазой раскрытия последовало частичное закрытие в третичное время. Вокруг Средиземного моря и в других местах [476] тектонические движения по нормальным сбросам из-

менили направление на противоположное, и некоторые сбросы превратились во взбросы или в надвиги, сформировав структурный рисунок, напоминающий аккреционную призму со склоновыми впадинами (рис. 14.34). Однако эта призма состоит не из океанических осадков, содранных с океанской плиты, а из континентальных осадков надвигающейся плиты. На Северном острове Новой Зеландии [1503] осадки ранее сформированной континентальной окраины теперь деформированы, и терригенные осадки с примесью гемипелагитов и вулканического пепла накапливались в склоновых впадинах, часть из которых сейчас находятся на суше.

Основная проблема при изучении внешних дуг заключается в обилии крупномасштабных оползней, как, например, к востоку от Японии [1827] (рис. 14.35), где осадки скорее облекают



**Рис. 14.30.** Развитие преддуговой системы Суматры в неогене [1303]. Линия разреза показана на рис. 14.1. Структура под шельфом гипотетична, она иллюстрирует имеющийся набор осадочных пород. А — ранний мио-

цен, 21 млн. лет назад; Б — поздний средний миоцен, 13 млн. лет назад; В — миоцен — плиоцен, 5 млн. лет назад; Г — современная эпоха.

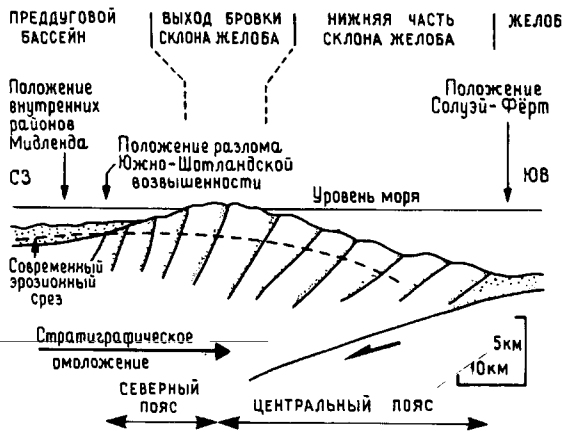


Рис. 14.31. Аккреционная призма, Южно-Шотландская возвышенность (см. рис. 14.55), в середине силура [1481]. Наиболее молодой разрез развит на юго-востоке, но сами породы моложе на северо-западе. Если бы детальная биостратиграфия была неизвестна, то разрез шириной несколько десятков километров можно было бы принять за первичную мощность. Вертикальный масштаб в 2 раза больше горизонтального.

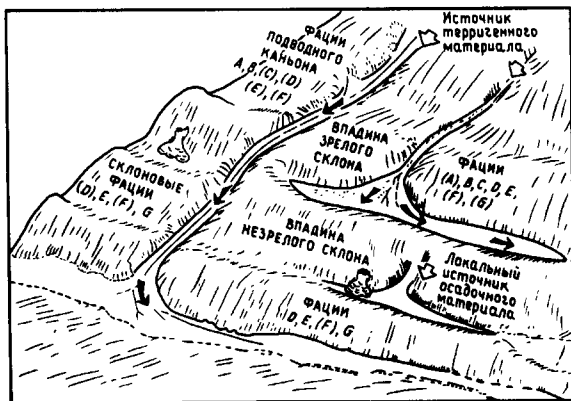


Рис. 14.32. Концептуальная диаграмма фаций турбидитов и палеотечений в системе континентальный склон — глубоководный желоб [2486]. Терминология для глубоководных фаций дана на рис. 12.12; частные фации указаны в скобках.

внешнюю дугу, чем накапливаются в небольших впадинах. Именно эти относительно поверхностные, но крупномасштабные процессы маскируют структуру нижележащих комплексов и делают затруднительной оценку более глубинного строения.

Некоторые древние преддуговые бассейны содержат олистостромы, которые включают в

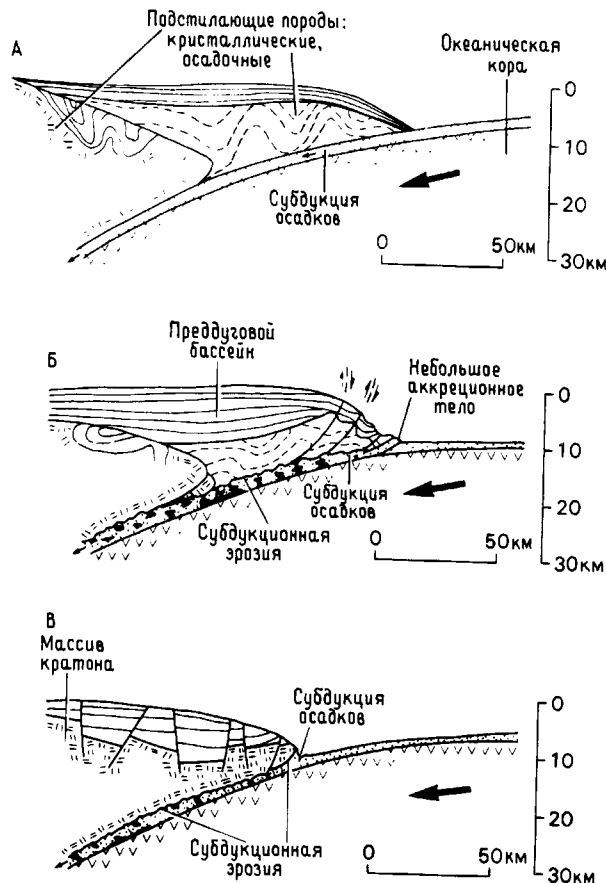


Рис. 14.33. Модель субдукции осадков и субдукционной эрозии. А — субдукция океанических отложений; Б — субдукция океанических отложений и субдукционная эрозия надвигающейся плиты; умеренная аккреция океанических осадков; В — продвинутая стадия субдукционной эрозии, изверженные и метаморфические породы обнажаются на внутренней стенке желоба [2125].

себя блоки более древних пород, даже голубые сланцы [526]. В некоторых случаях такие блоки могли образоваться за счет эрозии поднятых надвиговых пластин. В большинстве внешних дуг блоки с обнажениями надвиговых пластин, содержащих достаточно разнообразные породы, способные продуцировать блоки, очень редки. Поэтому многие «потoki обломков» генерируются каким-то другим механизмом. Грязевые вулканы и связанные с ними «потoki обломков» с блоками пород «фундамента» присутствуют на континентальных окраинах надвигающихся плит, например в Новой Зеландии, на побережье Ракхайна и в Тринидаде, и объясняются диапировым



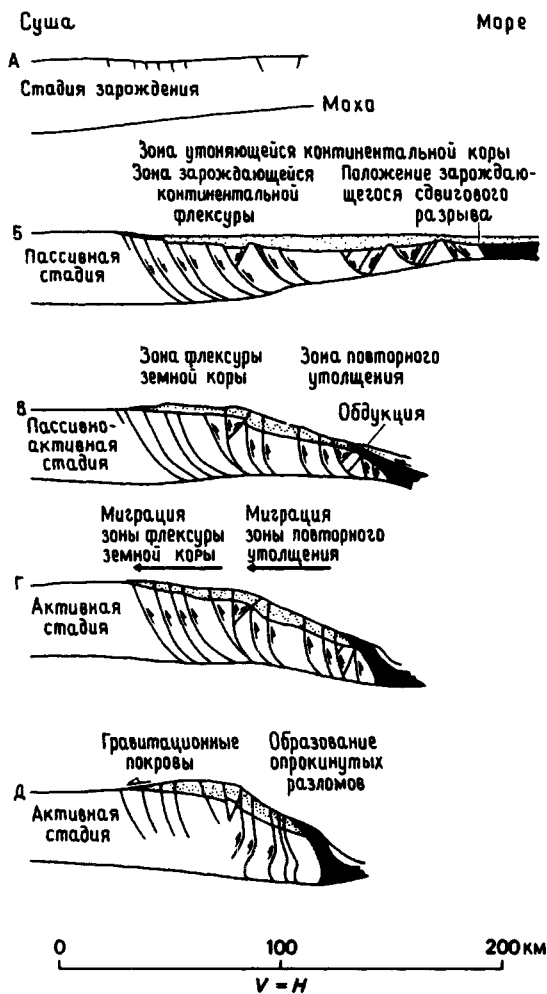


Рис. 14.34. Эволюция континентальной окраины от пассивной к активной [476]. В течение пассивной стадии литрические нормальные сбросы рассекают континентальную кору и накапливаются осадки континентальной окраины. В течение активной (субдукционной) стадии постулируется обдукция офиолитов; движения по нормальным сбросам меняют знак на противоположный, что приводит к образованию чешуй; разломы, падающие в сторону моря, при вращении приобретают падение в сторону суши. В ту же сторону мигрируют деформация, флексуобразование и утолщение коры на поддвигающейся плите.

подъемом глубоко захороненных осадков с высоким давлением поровых флюидов [2025, 1118]. В связи с происхождением олистостром требуется, чтобы глинистые илы или бентонитовые глины были тектонически погребены при надвигообразовании, а затем были подняты в результате диапиризма вместе с блоками пород стенки диа-



Рис. 14.35. Структурный профиль внутреннего склона Японского желоба мористее северной части острова Хонсю; видны подводные оползни [1827]. Возможно, небольшое значение имеет неогеновая аккреция.

пира, формируя меланж. За таким внедрением могло последовать перемещение вниз по склону в виде «потока обломков» и захоронение с образованием олистостром [1680].

**14.7.2. Вулканические дуги.** В активных вулканических дугах расположение вулканов варьирует от простой вулканической цепи до зоны шириной свыше 150 км с рассеянным вулканизмом. Земная кора под океаническими вулканическими дугами в основном имеет мощность 25—30 км, а некоторые дуги (например, Японская) подстилаются континентальной окраины могут быть или частью материка (например, Анды), или, как Суматра и Ява, образовать островную цепь, отделенную от материка мелководными морями.

**Неактивные дуги** не имеют активных вулканов, поскольку субдукция прекратилась. Они могут формировать *фронтальные дуги* [1301], лежащие на «желобной» стороне активных магматических дуг и обычно состоящие из более древних вулканических пород. Последние являются главным источником осадочного материала, примером чего является Западный пояс на Новых Гебридах.

В дугах окраин континентов и некоторых океанических дугах, имеющих обширные области суши, характерной чертой вулканизма является его взрывная природа. Она обусловлена высокими вязкостью и содержаниями летучих в магме известково-щелочного состава, а также взаимодействием магмы с водой в кратерных озерах и в море. Вулканизм характеризуется двумя типами взрывной деятельности — высококонвективные эруптивные колонны образуют обширные слои вулканического пепла и пирокластиче-

ские потоки. Материал переносится или во время извержения в виде падающей из воздуха тифры, подводных пирокластических потоков и пирокластических «потоков обломков», или после извержения флювиальными, прибрежными и морскими течениями, в том числе в виде частично разжиженных потоков вещества.

Во многих океанических вулканических дугах обычны лавы и туфы известково-щелочного состава, и могут встречаться также игнимбриты, например в дуге Тонга. Однако лавы представлены в основном низкокалорийными «толеитами островных дуг», а брекчии подводных потоков базальтов и андезитов скорее являются автокластическими, чем эксплозивными или пирокластическими. В тропических широтах вокруг островов развиваются окаймляющие или чаще барьерные рифы.

На дуге Малых Антильских островов длиной 400 км вулканические извержения в течение последних 100 000 лет генерировали свыше 500 км<sup>3</sup> материала, из которых 80% попало либо в преддуговой бассейн со стороны Атлантики, либо в задуговой бассейн Гренады [2253] (рис. 14.36). Только 20% осталось на вулканических островах. Вулканогенные осадки образуют две разновидности: материал вулканических *пеплопадов*, который обычно рассеян в биогенных гемипелагических осадках, а иногда после очень сильных извержений образует широко распространенные прослои или отложения *гравитационных потоков*

осадка, особенно пирокластических «потоков обломков», и турбидиты. Большой интерес представляет асимметричное распространение указанных двух разновидностей. В Атлантике (на востоке от дуги), где только 4% всего осадка сложено вулканогенным материалом (остальное гемипелагический ил), 99% вулканогенного вещества представлено пепловым материалом. В задуговом бассейне Гренада (к западу от дуги), где вулканогенные осадки составляют 34% общего состава осадков, сами вулканические осадки на 98% состоят из отложений гравитационных потоков. Причина асимметрии распределения пеплов вполне очевидна, так как хотя восточные пассаты дуют на запад, струи пеплов в ходе извержений на островной дуге поднимаются прямо в тропосферу (во время влажных сезонов на высоту 8 — 17 км над уровнем моря), где сильные западные ветры переносят пеплы в Атлантику далеко за пределы дуговой системы; при этом происходит концентрирование в преддуговом бассейне Тобаго. Причина отсутствия отложений осадочных гравитационных потоков со стороны Атлантики менее очевидна. Сигурдссон и др. [2253] объясняют это более пологим наклоном флангов дуги в сторону Атлантики (1,5° по сравнению с 9°), что заставляет пирокластические потоки быстро замедлять движение и дезинтегрироваться при взаимодействии горячего потока и морской воды. Сильные океанические течения, направленные на запад в проходах между островами, переносят хорошо сортированные пески и отлагают их в Гренадской котловине.

Обнажающиеся на поднятых неактивных островных дугах разрезы указывают на то, что на ранних стадиях развития дуги изливались базальтовые пиллоу-лавы, позже они частично разрушались с формированием мощных осыпных конусов. Затем изливались в подводных условиях более многочисленные андезитовые лавы, которые образовали лентовидные тела потоков автокластических брекчий, что частично объясняет высокий «пирокластический индекс» островодужных вулканов. Эти брекчии вниз по склону, возможно, переходили в обломочные отложения потоков массы осадочного вещества. Островные стратовулканы быстро эродировались. При этом за счет подводных потоков массы осадочного вещества образуются обширные отсыпки вулканогенных или рифогенных глыбовых и обычных конгломератов, а также тонкозернистых осадков, часто не содержащих в своем составе кварц. Иногда они переслаиваются с лавобрекчиями.

Магматические дуги континентальных окраин существуют в разнообразных тектоно-

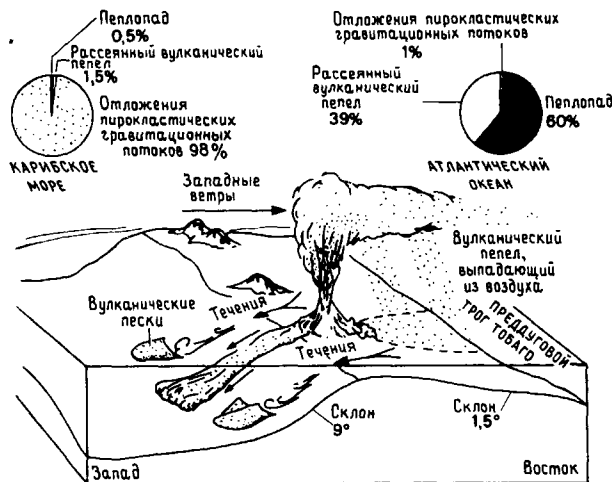


Рис. 14.36. Схематический рисунок вулканической дуги Малых Антильских островов, показывающий распределение вулканогенно-осадочных отложений и основные процессы, определяющие их асимметричное распределение [2253].

геоморфологических обстановках и соответственно характеризуются большим набором осадочных фаций. Вулканические породы Анд и острова Суматра обычно содержат больше кремния и калия, чем породы на океанических дугах. Они представлены дацитами, риолитовыми игнимбритами и андезитами от известково-щелочного до высококалийного состава; базальты редки. Осадки образуются за счет разрушения как вулканов, так и более древних поднятых пород, включая плутонические корни более древних вулканических дуг, например в Перуанских Андах. Эти осадки накапливаются и в основном сохраняются в приразломных трогах. Крупный межгорный трог между магматической дугой и задуговым поясом надвигов (разд. 14.7.5) может вмещать эпикластические и пирокластические осадки большой мощности (например, Альтиплано, Боливия).

Вулканические дуги формируются в условиях растяжения и часто связаны с грабенами, которые простираются параллельно дуге. Примерами могут служить пояс миоценовых «зеленых туфов» в Японии и активный рифт Таупо в Новой Зеландии. В таких дугах, как Суматра, главная зона сдвига простирается вдоль линии вулканического пояса [1848] (рис. 14.1).

Древние магматические дуги в основном в результате коллизий или приключаются к континенту, или входят в его состав, например позднекайнозойская дуга Банда к северу от острова Тимор (рис. 14.2) и пермо-триасовая магматическая дуга Восточной Малайзии. Дуга Кохиндан в северо-западных Гималаях является наиболее мощной (возможно, 18 км) и наиболее глубоко эродированной из известных ныне [2413].

Во многих древних дугах вулканические и осадочные толщи, хотя обычно и метаморфизованные, содержат андезитовые вулканиты и вулканокластические осадочные породы. Однако в других дугах, особенно если они образовались на окраинах континентов, вулканические породы в основном эродированы и обнажаются диоритовые — гранодиоритовые плутоны известково-щелочной серии.

В некоторых океанических вулканических дугах имеется важный класс сингенетичных массивных сульфидных руд, руды типа Куроко [2094]. Это пиритовые цинково-свинцово-медные (серебряно-золотые) стратиформные массивные сульфиды, названные так по типичному месторождению в Японии. Руды встречаются в поясе шириной менее 80 км и длиной более 400 км и, вероятно, накопились в течение 200 000 лет в позднем миоцене [2482]. Они тесно связаны с морскими кальдерами и пирокластическими купола-

ми риолитового состава; отлагались из подводных источников в локальных осадочных депрессиях и на их склонах; местами латерально они переходят в отложения потоков массы осадочного вещества, содержащие обломки сульфидов [1154]. Теперь не приходится сомневаться, что риолитовый вулканизм и минерализация связаны с контролируемым субдукцией проявлением напряжения сжатия. На островах Фиджи известны руды типа Куроко позднеэоценового возраста [490], а в дуге Понтид на севере Турции более 50 месторождений типа Куроко приурочены к сенонским слоям. Кроме того, известны ордоувикское месторождение Бучанс-Майн в Ньюфаундленде и некоторые протерозойские пиритово-цинково-медные месторождения.

**14.7.3. Преддуговые бассейны.** Современные преддуговые бассейны имеют ширину 50—100 км, а в длину могут достигать тысяч километров. В них может содержаться до 10 км осадков, которые в некоторых дугах на океанской стороне перекрывают аккреционную внешнюю дугу стратиграфически, а в других дугах — тектонически. Со стороны магматической дуги осадки часто переслаиваются с вулканитами, хотя в некоторых бассейнах граница проходит по разлому [1306].

Осадки происходят из трех источников: внешней дуги, магматической дуги (рис. 14.3б) и в некоторых случаях ближайшего континента, откуда транспортируются в продольном направлении. Доминирует обломочное осадконакопление с турбидитами и другими гравититами, обычно переходящими в дельтовые и речные осадки. Преимущественно морская седиментация при субдукции, вероятно, поддерживается изостатическим погружением, компенсирующим тектоническое воздымание внешней дуги и надстраивание вулканической дуги, хотя высокий тепловой поток в преддуговом бассейне Бонин [71] указывает на то, что может происходить и утонение коры. В некоторых преддуговых бассейнах, например Западной Бирмы и Кипра, осадконакопление в основном последовало за главным периодом дугового вулканизма.

Наиболее известный пример современного преддугового бассейна — это район «промежуточной впадины» в Зондской островной дуге [184] (см. рис. 14.1). Он расположен между магматической дугой Бирма — Суматра — Ява и внешней дугой Индобирманские хребты — острова Андамские, Никобарские, Ментавай. На севере западный трог Бирмы содержит по меньшей мере 8 км верхнемеловых — плиоценовых морских, дельтовых и речных осадков под совре-

менными осадками реки Чиндуин и нижнего течения реки Иравади, а под дельтой Иравади, возможно, 12 км [2049]. Далее на юг, к западу от Суматры с олигоцена накопилось около 4 км осадков [1303] со скоростью примерно 15 см/100 лет. Эти отложения содержат много вулканогенных пеплов, монтмориллонитовых глин и турбидитов, которые вверх по разрезу переходят в мелководные морские осадки. Более детально форма бассейна и заполнение турбидитами контролируются левосторонними сдвигами, которые рассекают преддуговой бассейн, опережая зону разломов Суматры (рис. 14.1). Со временем этот бассейн расширялся по мере миграции зоны субдукции на юго-запад, а окраина континента погружалась к северо-востоку (рис. 14.30). К востоку от северо-восточной Японии преддуговые бассейны имеют длину до 200 км, ширину порядка 50 км и содержат до 5 км осадков [1827]. Вдоль побережья Эквадора, Перу и Чили идет цепь преддуговых бассейнов, содержащих до 10 км третичных осадков, фашиально изменяющихся от глубоководных морских до континентальных [1688]. Они отличаются от преддуговых бассейнов дуги Суматра двумя чертами. Во-первых, они образовались на континентальном фундаменте с континентальной корой на обращенной к океану стороне бассейна [1427], а во-вторых, нет указания на расширение бассейнов; погружение сопровождалось вертикальным подъемом окраины континента [753].

Древние преддуговые бассейны впервые были выделены Диккинсоном [615]. В Калифорнии верхнемезозойско-палеогеновая формация Грейт-Валли накопилась в трое шириной около 100 км, расположенном между внешней дугой Францисканского комплекса на западе и магматической дугой Сьерры-Невады на востоке [615, 621]. Формация Грейт-Валли перекрывает океанскую кору и содержит до 12 км осадков, преимущественно вулканокластических турбидитов; включает в свой состав также дельтовые осадки. Вверх по разрезу глубина седиментации уменьшается. Эта формация содержит важные аллювиальные россыпи золота, которые прошли несколько эрозионно-седиментационных циклов [1106].

Преддуговым бассейном по отношению к аккреционной призме Южно-Шотландской возвышенности является ограниченный разломами Мидленд [1682, 1479] (рис. 14.31), в котором морские существенно турбидитовые осадки и отложения «потоков обломков» верхнего ордовика — нижнего силура переходят вверх по разрезу в среднесилурийские континентальные красноцветы и конгломераты конусов выноса. Важным ис-

точником как морских, так и континентальных осадков для этого бассейна служила воздымавшаяся внешняя дуга, расположенная на юго-востоке.

**14.7.4. Задуговые окраинные бассейны.** Окраинные бассейны, лежащие между краями континентов и системами островных дуг, расположены вокруг северной и западной частей Тихого океана и найдены также в Западной Атлантике и в Средиземноморье. Некоторые из них отделены от следующей по направлению в море островной дуги еще одним морским бассейном, называемым междуговым бассейном, или трогом. Менард [1649] впервые отметил, что в окраинных бассейнах накапливается очень много осадков, и показал, что в целом мощность земной коры здесь приближается к континентальной, хотя скорости распространения сейсмических волн указывают на кору океанического типа. Такие бассейны в основном интерпретировались или как «океанизированная» континентальная кора, которая подверглась погружению (точка зрения, популярная среди советских геологов), или как области развития океанической коры, которая стала более континентальной за счет осадконакопления.

То, что некоторые окраинные бассейны или междуговые трого являются бассейнами растяжения, сформировавшимися за счет связанного с субдукцией задугового спрединга коры океанского типа, предположили Кариг [1300], Пакем и Фолви [1847], Мацуда и Уеда [1587]. Кариг основывал свою интерпретацию на отсутствии осадочного чехла в междуговом бассейне Лау — Хавр по сравнению с окружающими областями океана и на тектонике растяжения, представленной линейными хребтами и трогами. Однако главными доказательствами такого спрединга являются: высокий тепловой поток в котловинах; присутствие континентальных пород в некоторых островных дугах; система магнитных аномалий, указывающая на симметричный спрединг, аналогичный спредингу срединно-океанических хребтов. Доказательства активного спрединга были получены в бассейнах за дугами Марианской и Тонга. Глубина западно-тихоокеанских задуговых бассейнов обычно на 1 км больше, чем глубина океанского дна такого же возраста, но тепловой поток сходен [71]. Примером зарождающегося окраинного бассейна за системой активной дуги служит трог Окинава и его продолжение на сушу в северный Тайвань.

Тем не менее не все окраинные бассейны развивались в результате задугового спрединга; Берингово море является сегментом коры Тихого

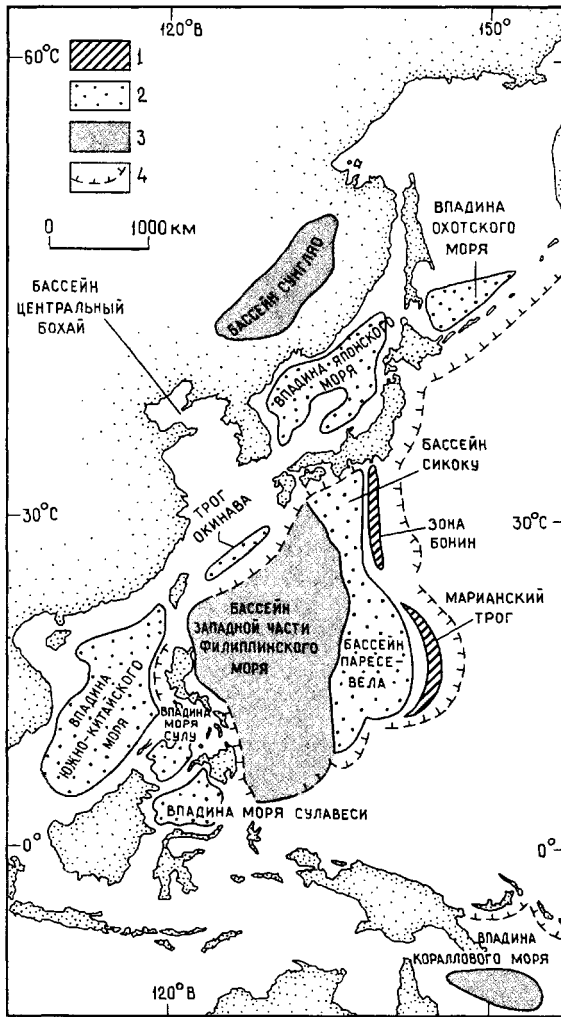


Рис. 14.37. Карта западной части Тихого океана. 1 — активный спрединг; 2 — зрелые бассейны; 3 — неактивные бассейны; 4 — глубоководные желоба.

океана, отгороженной развитием Алеутской дуги, а Охотское море (частично — *Перев.*) подстилается фрагментом континента, который столкнулся с Азией в раннем кайнозое [602]. Распределение окраинных бассейнов, которые в основном граничат с Восточной Азией, также позволяет предполагать, что задуговой спрединг не может быть единственной причиной их происхождения (рис. 14.37).

Диккинсон [620] подчеркнул, что ключевой фактор, контролирующей задуговую тектонику и, следовательно, распределение задуговых бассейнов, — это латеральное движение зоны суб-

дукции относительно надвигающейся плиты. Распространение дуговых систем, при котором большинство дуг окраин континентов расположено на их западных краях, а островных дуг — к востоку от континентов, объясняется глобальным западным дрейфом литосферы относительно зоны Беньюффа, фиксированной в нижележащей астеносфере [1706, 619]. Однако эта гипотеза сама по себе не в состоянии удовлетворительно объяснить прерывистый характер раскрытия окраинных бассейнов, а глобальный дрейф литосферы трудно совместить с данными по следам перемещений над горячими точками.

Задуговой спрединг, тектоника и соответственно седиментация на магматических дугах а также, возможно, аккреция, которой противопоставляется подкорровая эрозия в зонах субдукции, — все это может зависеть, хотя бы частично, от возраста и скорости поддвига океанической литосферы. Ускоренная субдукция, особенно более древней коры, может приводить к задуговому спредингу, который также более вероятно происходит там, где за дугой находится океаническая литосфера, а не континентальная. Дело в том, что поддвигающаяся пластина уходит более круто под океаническую литосферу, чем под континентальную [887]. Так, в океанических дугах интенсивный рифтогенез и минерализация типа Куроко обычно проявлялись в фазы быстрого спрединга, как в позднем миоцене на северо-востоке Японии. В некоторых дугах на краях континентов, таких, как современная Чилийская, миграция желоба в сторону суши вызывает сжатие, сильное межплитовое сцепление и образование ретрошарьяжей [2488].

Междуговые бассейны, в которые нет приноса терригенного материала, содержат грубо-обломочную вулканокластику и монтмориллоновые глины, поставленные с соседних вулканических цепей, а также биогенные илы и золовую пыль, принесенную с континентов [1304] (рис. 14.36). Хотя большинство бассейнов раскрылись симметрично, распределение осадков асимметрично. Ближе к магматической дуге развивается вулканогенно-обломочный шлейф, возможно, в виде комплекса подводного фена. За дистальным концом фена накапливаются пелагические коричневые глины, отличающиеся от похожих глин глубоководных котловин высоким содержанием монтмориллонита, вулканического стекла и фенокристаллов. Пелагические илы с высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$  отлагаются в дистальных частях бассейна, пока он не погрузится ниже глубины карбонатной компенсации, и тогда накапливаются коричневые глины или кремнистые илы.

По контрасту с междуговыми бассейнами, седиментация в задуговых бассейнах, ограничивающих континенты, столь же сложна, как и в основных океанах, вследствие интенсивного и разнообразного терригенного привноса. Здесь известны пелагические осадки, перекрывающие вновь сформированную земную кору бассейнов, а также по несколько тысяч метров турбидитов на абиссальных равнинах и шельфах этих бассейнов, которые сами образуют большие осадочные прогибы. Бассейны Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей (рис. 14.37) питаются за счет крупных рек, и здесь континентальная окраина проградирует в сторону моря: другие бассейны, например Японское море, относительно недополучают терригенный материал и содержат много биогенных компонентов. Фации задуговых окраинных бассейнов, вероятно, отличаются от фаций собственно океанов только редким развитием отложений придонных течений и обилием вулканогенно-обломочных осадков и пеллов.

Окраинный бассейн Андаманского моря к востоку от Андаманской дуги (рис. 14.1) имеет глубокий центральный трог шириной 100—200 км, длиной 750 км и глубиной 2000—3000 м с долинами центрального рифта глубиной 4000 м, протягивающегося в направлении восток-северо-восток — запад-юго-запад [2049]. Эти рифтовые долины являются спрединговыми центрами разорванных бассейнов, связывающими сегменты главного правостороннего сдвига, который отделил тонкую полосу Бирманской плиты от главной Китайской плиты [554]. Вопрос: являются ли разломы следствием спрединга, или спрединг представляет собой результат локальной экструзии в разорванный бассейн, который развивался вдоль основной зоны сдвига, остается открытым. На востоке Андаманского моря в его состав входит обширный шельф, а на северо-западе расположена дельта реки Иравади.

Южно-Китайское море (рис. 14.37) — это среднекайнозойский окраинный бассейн, ограниченный дуговой системой Филиппин, с которой он генетически не связан. Он развивался как континентальная окраина, во многом похожая на окраину атлантического типа [2421]. Преобладающими осадочными процессами в четвертичное время являлись турбидные течения, подводные оползни и потоки обломков, при этом нет свидетельств перераспределения осадочного материала контурными течениями [564]. Северная часть Южно-Китайского моря закрывается вследствие направленной на восток субдукции в Манильском желобе и диахронной коллизии на Тайване; сле-

довательно, здесь формируется остаточный бассейн (разд. 14.8.1). Эхограммы указывают на мигрирующие волны осадков, параллельные морской стенке Манильского желоба. Эти волны приписываются воздействию турбидных течений, которые отлагают на дне желоба утончающийся к югу слой осадков, поставляемых с Тайваня.

Большинство океанических задуговых бассейнов в конце концов субдуцируются, и их осадочное выполнение частично сохраняется в остаточных бассейнах или в покровах коллизионных поясов. Однако разрезы задуговых бассейнов, расположенных позади дуг на краях континентов, могут неплохо сохраниться и лишь слабо смяться в складки. Таковы, например, задуговые бассейны, известные из складчатого пояса Лачлан Тасманской геосинклинали в юго-восточной Австралии, где распределение фаций верхнего ордовика сравнимо с фациями современного Андаманского моря [428]; а верхнесилурийские — нижедевонские фации можно сравнить с южным краем современного междуугового трога Хавр там, где он сталкивается с островом Северным Новой Зеландии [427]. Океанская кора неизвестна ни в одном из этих австралийских задуговых бассейнов. Сходным образом и в ордовикском — силурийском Уэльском задуговом бассейне, связанном с дуговым вулканизмом и субдукцией, нет океанической коры, а задуговая тектоника, вероятно, ограничена утонением коры и ее погружением. В деталях фациальная картина весьма сложна. Здесь развиты турбидиты, граптолитовые сланцы, мелководные морские осадки и вулканы, включая огромные количества вулканических пеллов в ордовикских отложениях. Магматическая деятельность и осадконакопление контролировались простирающимися в северо-восточном направлении разломами, параллельными простираению орогенного пояса. Многие из этих разломов имеют следы сдвига, который способствовал образованию осадочных бассейнов [2652].

В раннем мелу на южном окончании Южной Америки, в Чили и вплоть до острова Южная Георгия развивалась дуга на краю континента с окраинным бассейном позади нее [368, 2641] (рис. 14.38). Бассейн был заполнен весьма грубо-обломочными отложениями осадочных гравитационных потоков, формировавших подводные конусы выноса, общей мощностью 7—8 км. Осадки, попадавшие в бассейн с разных сторон, обладают отчетливо различным составом: те, которые поступили с западной островной дуги, представлены вулканогенно-обломочными породами андезит-дацитового состава; поступившие с востока — кварцевой вулканокластикой за счет

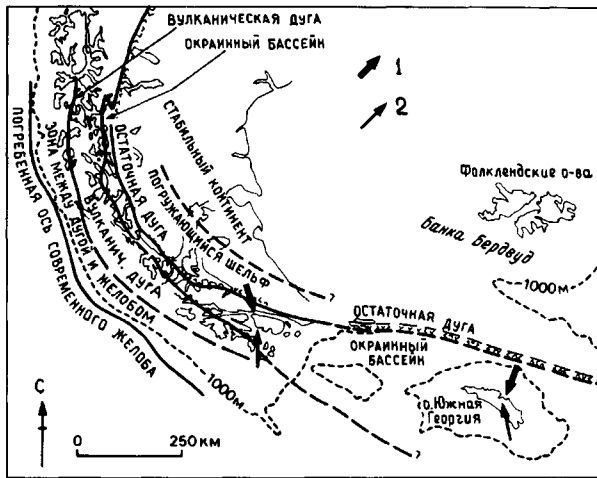


Рис. 14.38. Карта южной части Чили, Южной Георгии и Фолклендских (Мальвинских) островов, показывающая тектонические провинции на раннемеловой реконструкции [368]. 1 — направление разноса обогащенных кварцем песков; 2 — направление разноса андезитовых песков.

эрозии более древних, юрских, более кислых вулканитов [2639] (рис. 14.39, А, Б). В задуговом бассейне Южной Георгии [2417, 1548] содержится 8 км турбидитов, поступавших с вулканической дуги, расположенной с юго-запада. Однако турбидные потоки испытали поворот и потекли на северо-запад, накапливая свой осадочный материал в длинных линейных трогах, контролируемых разломами. Эти трогги сравнимы с бассейном Гренада (рис. 14.36).

В Чилийской дуге нижнемеловой задугового окраинный бассейн подвергся складкообразованию в середине мела, что привело к воздыманию юрской остаточной дуги (рис. 14.39, В). Осадки поставлялись в ретроуговой бассейн Форланда (разд. 14.9.2), который развивался на континентальной (атлантической) стороне складчатой остаточной дуги. В этом трогге параллельно его длинной стороне формировался крупный глубоководный комплекс фенот и каналов [2640], с отлагавшимися при волочении песками и гравием, оседавшими в каналах с намывными валами. Размеры каналов составляют 3—10 км в ширину и свыше 120 км в длину. В этом бассейне накопилось до 9 км осадков по мере миграции его оси на восток и прогрессивной деформации ранее образовавшихся осадков [2641].

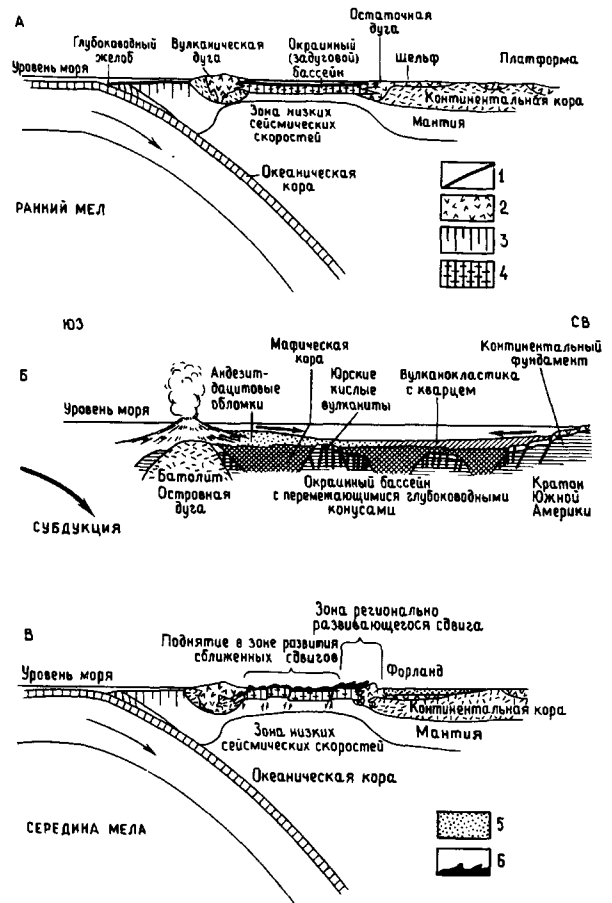


Рис. 14.39. А — разрез Чилийского субдукционного комплекса в раннемеловое время [368]; Б — разрез Чилийского раннемелового окраинного задугового бассейна [2639]; В — разрез Чилийской дуговой системы в середине мела [368]. 1 — осадочные породы; 2 — известково-щелочные вулканические породы от кислого до основного состава (эффузивные и интрузивные); 3 — комплекс зоны между дугой и желобом (океанская и/или континентальная кора); 4 — мафическая кора с включениями континентального материала; 5 — форланд, турбидиты и конгломераты гравитационных потоков; 6 — смятые в складки осадочные породы.

#### 14.8. ОБСТАНОВКИ, СВЯЗАННЫЕ С ТРАНСФОРМНЫМИ РАЗЛОМАМИ (СДВИГОВЫЕ)

С открытием взаимосвязей между глубоководными землетрясениями, современными орогенными поясами и конвергентными границами плит стала просматриваться возможность того, что некоторые орогенные пояса могут быть связаны с крупными сдвиговыми границами плит. Многие глобальные плитно-тектонические карты

и модели начала 1970-х гг. не рассматривали сдвиговые границы или модели. Причины подобного пренебрежения крылись, вероятно, в простоте традиционной двухмерной модели плитовой тектоники и относительном отсутствии следов магматической и метаморфической деятельности в тех районах, где литосфера скорее консервируется, чем создается или поглощается.

Сдвиги — это те разломы, в которых первичное перемещение параллельно плоскости разлома. По размеру они варьируют от границ плит, таких, как разлом Сан-Андреас в Калифорнии, Альпийский разлом в Новой Зеландии или разломы, ограничивающие Карибскую и Индийскую плиту, через границы микроплит или внутриплитные разломы, такие, как разлом Грейт-Глен и аналогичные ему в Азии (см. рис. 14.62), до мелкокомасштабных разрывов со смещением всего в несколько сот или даже десятков метров.

Трансформные разломы [2631] ограничивают либо спрединговые хребты, либо зоны субдукции. Они могут встречаться на континентах (например, сдвиг Сан-Андреас) или в океанах, где они бывают двух типов [932]: первичные и вторичные, хотя не всегда легко сделать различие между ними. *Вторичные*, или *трансформные*, разломы (срединно-океанических) хребтов являются результатом спрединга. *Первичные*, или *границные трансформные*, разломы проявляются в виде крупных зон в океанском дне и могут быть следствием ранее существовавших разломов в континентальной коре. Они могут отделять континентальную кору от океанической, например, мористее Юго-Восточной Африки (см. разд. 14.5.1), где они формируют сдвиговую континентальную окраину.

Конкретные сдвиги редко прямолинейны. Они имеют тенденцию к изгибу, расщеплению на несколько ветвей, которые могут опять сливаться друг с другом. Часто они прерываются, смещаются один относительно другого, формируя *эшелонированные* разломы, особенно при движениях регионального масштаба. Эта сложная картина реализуется в зонах локального сжатия и растяжения (рис. 14.40). При растяжении образуются осадочные бассейны. При сжатии подъем вещества в соседние бассейны.

Форма бассейнов зависит от рисунка разломов. Изогнутые и сетчатые разломы приводят к клиновидным или эллипсовидным бассейнам (рис. 14.40). Сдвиги с горизонтальным смещением отдельных сегментов приводят к прямоугольным или ромбовидным бассейнам растяжения, например трог Солтон в Калифорнии, Мертвое море (см. рис. 14.45). Рисунок складок и разломов

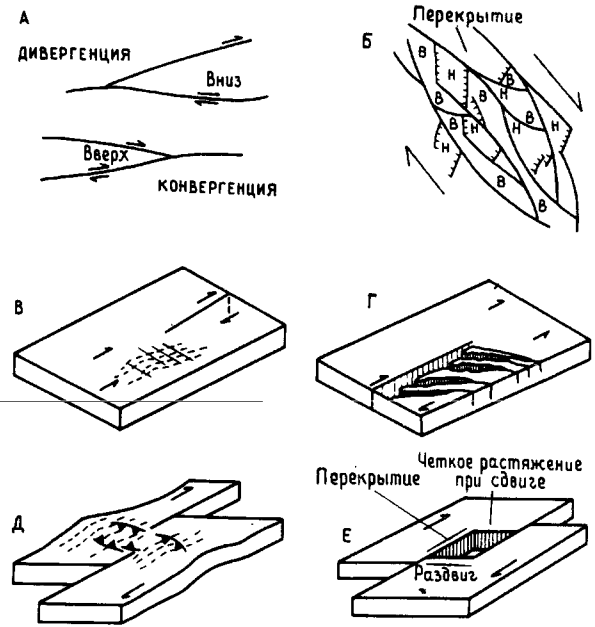


Рис. 14.40. Типы разломов при сдвиге в дextrальном (правостороннем) режиме, который приводит к образованию сосуществующих впадин растяжения и сжатых поднятых блоков [1984, 1352, 1954, 541]. А — дивергенция и конвергенция разломов; Б — ветвистый рисунок разломов с клиновидными поднятиями, понижениями, а также с бассейнами растяжения вдоль сдвига; В и Г — типы выклинивания разломов; Д и Е — разломы с поперечным смещением (Е — с правосторонним). Н и В — низкие и высокие участки рельефа.

в сдвиговых бассейнах и соседних областях деформации часто можно объяснить с помощью простых сдвиговых моделей (рис. 14.41). Если известно направление перемещения по горизонтальному сдвигу, то можно предсказать ориентацию складок и разломов. И наоборот, если известен структурный рисунок, то становится предсказуемым направление перемещения в зоне сдвига. Важно, однако, датировать структуры, так как происходит прогрессивное вращение ранее образованных структур по мере продолжения смещения; многие крупные зоны сдвига отражают разломы фундамента, по которым в прошлом происходили разнонаправленные движения. Однако даже после этого в древних зонах может оказаться невозможным связать ориентировку структур с движением по разлому из-за наложения древних структур на более молодые.

Невозможно переоценить значение того факта, что, несмотря на в целом горизонтальное перемещение по разлому, в любом данном месте



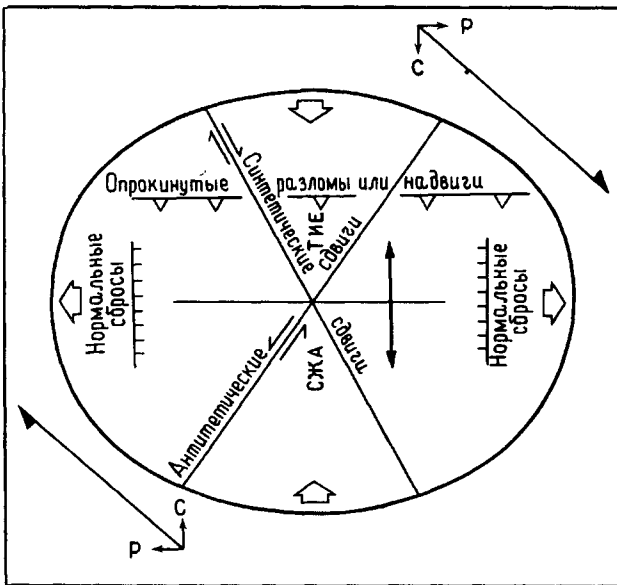


Рис. 14.41. Структурный рисунок — результат простого сдвига, обусловленного двойным левосторонним перемещением северо-западного простирания [1042].  $P$  — растяжение;  $C$  — сжатие.

основное смещение крутонаклонное. Это вертикальное перемещение может быть значительным, например, со скоростью 10 м/1000 лет для Альпийского разлома [3], и именно оно наиболее сильно влияет на осадки в сдвиговых системах. В более древних тектонических режимах, где получить доказательства латерального перемещения очень трудно, вертикальные смещения могут быть единственным свидетельством движений по сдвигу.

Модели бассейнов, связанных с зонами сдвигов, были созданы на основе либо теоретических и экспериментальных [2047], либо полевых наблюдений [113] (рис. 14.42). Эйдин и Нур [113] указали, что отношение длины к ширине в бассейнах растяжения вдоль сдвигов должно, видимо, возрастать со временем, так как ширина определяется главными разломами и, следовательно, должна оставаться постоянной, в то время как длина возрастает. Тем не менее измерения, сделанные в рассматриваемых бассейнах по всему миру, показали замечательно постоянное отношение длины к ширине, равное 3:1. Они объяснили этот парадокс двумя возможными механизмами: 1) слиянием соседних бассейнов по мере того, как каждый из них увеличивается в длину (рис. 14.42), и 2) образованием параллельных предыдущим новым разломам, компенсирующих большее по размеру смещение.

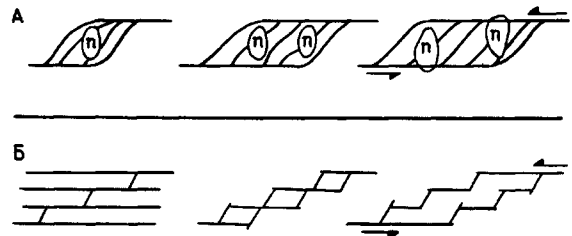


Рис. 14.42. Модели эволюции бассейнов продольного растяжения. А — рисунок разломов в бассейнах растяжения вдоль сдвига между удлиняющимися сдвигами. Основан на теории упругой дислокации. Депоцентры мигрируют к дистальному концу бассейна и указывают на области развития прогнозируемых нормальных сбросов [2047]; Б — соседние бассейны растяжения вдоль сдвига срастаются в составные бассейны по мере увеличения горизонтального смещения эшелонированных разломов [113].

Трудность построения моделей, основанных на форме бассейнов, состоит в том, что форма бассейнов постоянно изменяется или за счет увеличения при термически обусловленном погружении, или при поверхностном образовании разломов на краях бассейна с образованием оползней, или за счет уменьшения в результате осадконакопления. Манн, Хемптон и др. [1569] создали модель, предсказывающую, что расплющенные бассейны существуют там, где сдвиги поперечны к векторам межплитовых смещений, и развиваются вдоль разломов, связывающих непротяженные и непараллельные сдвиги (рис. 14.43). Представляется, что эта модель больше подходит к тем бассейнам, в которых мало осадков, например к океанским впадинам, чем к тем расплющенным бассейнам, которые известны на суше — Мертвое море, Бассейн хребтов (см. рис. 14.46, 14.49), где седиментация и углубление со временем явно асимметричны вдоль бассейнов (см. разд. 14.8.1).

Движения по крупным сдвигам редко бывают чисто поперечными [1044]. Движения между блоками обычно направлены несколько косо, и так называемое сдвиговое перемещение может быть или дивергентным (*транстенсильным*), или конвергентным (*транспрессивным*) [1044, 2609]. Дивергентные сдвиги приводят к усилению связи между обычным образованием разломов, формированием осадочных бассейнов и магматической деятельностью. Конвергентные сдвиги приводят к складчатости и подъему с образованием надвигов и опрокинутых разломов. Природа многих сдвиговых систем со временем изменяется. Например, и система разломов Сан-Андреас, и

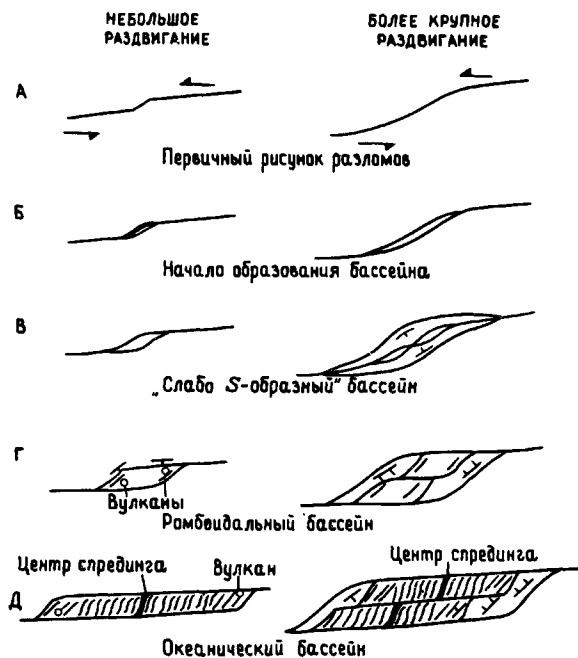


Рис. 14.43. Модели развития бассейнов растяжения вдоль сдвигов для малых и для больших расстояний между разломами [1569]. А — зарождение бассейнов на концах непараллельных, прерывистых, с левым поперечным смещением левосторонних свигов без перекрытия; Б и В — слабо S-образный бассейн раскрывается в зоне косога сегмента разлома; Г — по мере возрастания горизонтального смещения по разлому формируется ромбовидный бассейн с редкими вулканами, с оползнями вдоль его склонов, ширина растет синхронно с длиной, перекрытие по разломам значительное; Д — спустя десятки миллионов лет образуется узкий океанический трог с короткими прямоугольными центрами спрединга.

Альпийский разлом изменяли характер от трансформных систем в миоцене до существенно трансформных в плиоцене [1756, 1810].

Наиболее важными чертами осадочных бассейнов, связанных с крупными сдвигами, являются: максимальная латеральная фациальная изменчивость, очень большая мощность быстро накопившихся осадков, обильное поступление осадочного материала из множественных источников; синседиментационные несогласия и деформации, иногда в форме интенсивных надвигов вдоль краев бассейнов.

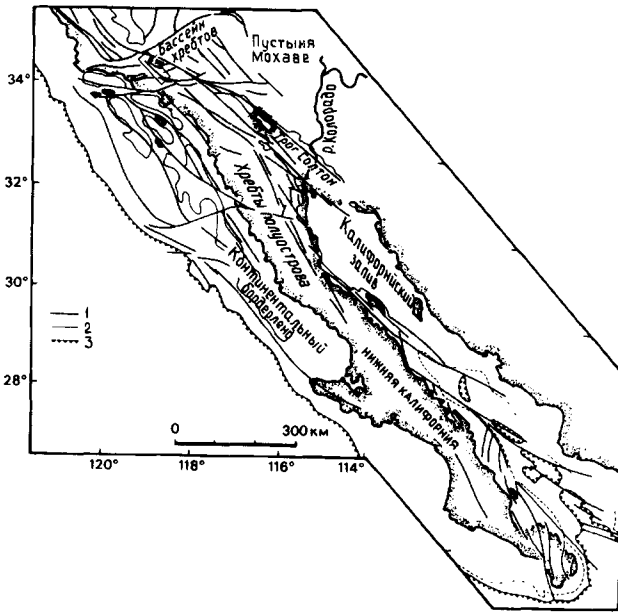
#### 14.8.1. Современные сдвиговые бассейны.

Сдвиговые бассейны обнаружены в широком наборе современных обстановок: вдоль зон разломов, ассоциирующихся с океанскими хребтами;

вдоль главных трансформных границ плит внутри океана (желоб Кайман); на континентальных окраинах (бассейн Карьяко в северной Венесуэле); на ранних стадиях разделения континентов (Калифорнийский залив и трог Солтон); в пределах континентальной коры вдоль всех зон крупных сдвигов (бассейны Калифорнийского бордерленда, Бассейн хребтов и Мертвое море). Кроме того, они могут располагаться в задуговых областях, таких, как Андаманское море.

В океанских зонах разломов, расположенных перпендикулярно простиранию гребневых зон спрединговых хребтов, бассейны имеют сложный характер и структурно контролируются. Зона разломов Вима имеет длину свыше 400 км [60] и состоит из центральной трансформной впадины глубиной до 5000 м и шириной 20 км, ограниченной с обеих сторон гребнями хребта или высокими «стенками», которые поднимаются над дном долины на 3000 м под углом до 15°. В самом трого фундамент имеет расчлененный рельеф. Он перекрыт горизонтально-слоистой толщей осадков мощностью до 1200 м, с одним лишь участком нарушенного залегания, что обусловлено, вероятно, подводным оползнем. Осадочный чехол включает в себя пачку мощностью по крайней мере 300 м, обогащенную крупной галькой базальтов [1880]. Глубина фундамента в главных зонах разломов Атлантики может достигать 5000 м. В более крупных трансформных долинах Атлантического и Тихого океанов найдены небольшие горсты и грабены, расположенные под углом как к хребту, так и к зоне разлома, в направлении, которое и ожидалось для нормальных разломов растяжения в зоне крупных сдвигов [1525, 2169] (фиг. 14.27).

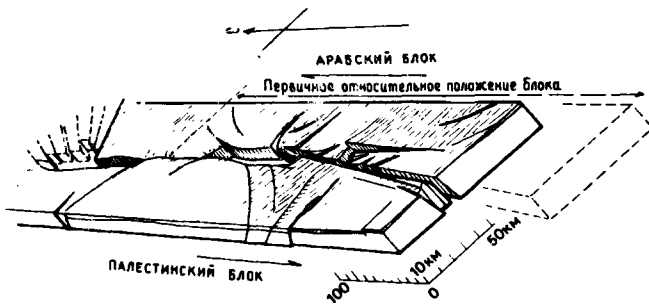
Калифорнийский залив расположен между разломом Сан-Андреас и Восточно-Тихоокеанским поднятием в трансформной зоне, образовавшейся за счет правостороннего трансформного смещения, которое началось около 4 млн. лет назад (разд. 14.6.1, рис. 14.44). Он имеет длину 1300 км и ширину 100—250 км, с относительно небольшими впадинами, углубляющимися от 600 м на севере до 3000 м на юге и разделенными порогами и островами, которые контролируются разломами (см. [1326]). Некоторые из этих впадин представляют собой расплюснутые бассейны со спрединговыми центрами в наиболее глубоких частях, высоким тепловым потоком, щелочными вулканидами и гидротермальной минерализацией. Доминирующими осадками являются гиппелагические диатомовые илы (разд. 11.3.5) со скоростью седиментации 40—120 см/1000 лет, что необычайно высоко для бассейна, окруженного аридной сушей и получа-



**Рис. 14.44.** Калифорнийский залив, трог Солтон, река Колорадо, Бассейн хребтов и Калифорнийский континентальный бордерленд [540, 541]. 1 — основные разломы; 2 — граница дна впадин (1000 м); 3 — граница континента (2000 м).

ющего так мало песка. Ранее река Колорадо принесла много обломочного материала, образовав аллювиально-дельтовые накопления мощностью 6 км в северной части структуры. Теперь здесь расположен трог Солтон, с его значительной вулканической и интрузивной активностью, обусловленной либо спрединговым центром, либо магматическим диапиром на глубине [541]. В наше время в этом трог, лежащем на 110 м ниже уровня моря, формируются эвапориты и краевые аллювиальные конусы.

Классическим сдвиговым бассейном, расположенным на суше, является Мертвое море [1954,



**Рис. 14.45.** Происхождение Мертвого моря [1954].

859, 902], которое образовалось за счет горизонтального смещения разлома Мертвого моря при левостороннем движении Палестинской (Левантинской) плиты относительно Арабской плиты (рис. 14.45). Изгиб разлома на север, в Ливан, привел к поднятию и поставке обломочного материала, которая в этих аридных условиях имеет ограниченный характер, поэтому здесь доминируют эвапориты и краевые аллювиальные конусы. Прерывистый левосторонний сдвиг с амплитудой почти 100 км привел к накоплению трех осадочных тел: аллювиальных красноцветов, морских эвапоритовых солей и, наконец, лагуновых эвапоритовых карбонатов во впадинах, которые мигрировали на север [2676] (рис. 14.46, 14.47; разд. 4.7.2, 8.7). Скорость горизонтального смещения составила 6—10 км/млн. лет, а скорость седиментации — 100 см/1000 лет.

В Южной Калифорнии палеогеновый режим субдукции сменился в миоцене трансформным [538], когда система разломов Сан-Андреас шириной до 500 км продолжила направленное к северу перемещение Тихоокеанской плиты относительно Американской (см. рис. 14.44). Плиоценовый Бассейн хребтов в Калифорнии (рис. 14.48) образовался в довольно гумидных климатических условиях и был заполнен преимущественно с одного конца турбидитами и флювиальными осадками (рис. 14.49). Краевые конгломераты, особенно брекчия Вайолин мощностью несколько километров, но по латерали простирающиеся в бассейн не более чем на 1 км, переходят в тонкозернистые морские или озерные осадки [542, 1505]. Видимая мощность осадков, судя по данным измерений с юго-востока на северо-запад в направлении погружения, составляет около 12 км. Однако, вследствие того что по мере раскрытия бассейна депоцентр смещался постоянно на северо-запад, вертикальная глубина бассейна в любом месте должна быть гораздо меньше. Скорость седиментации примерно такая же, как скорость седиментации в Мертвом море, несмотря на разницу в осадочных фациях.

Среди прибрежных сдвиговых бассейнов наиболее известны впадины Калифорнийского континентального бордерленда (рис. 14.50). Их размеры составляют 20 × 50 км, глубина несколько превышает 2 км. Они развились в позднем кайнозое на континентальной коре. Эти впадины отделены друг от друга порогами или островами, образованными поднятым фундаментом или более древними осадками. В современную эпоху осадконакопление осуществляется турбидными течениями, подводными оползнями, потоками обломочного материала и почти непрерывным дождем тонкозернистого терригенного

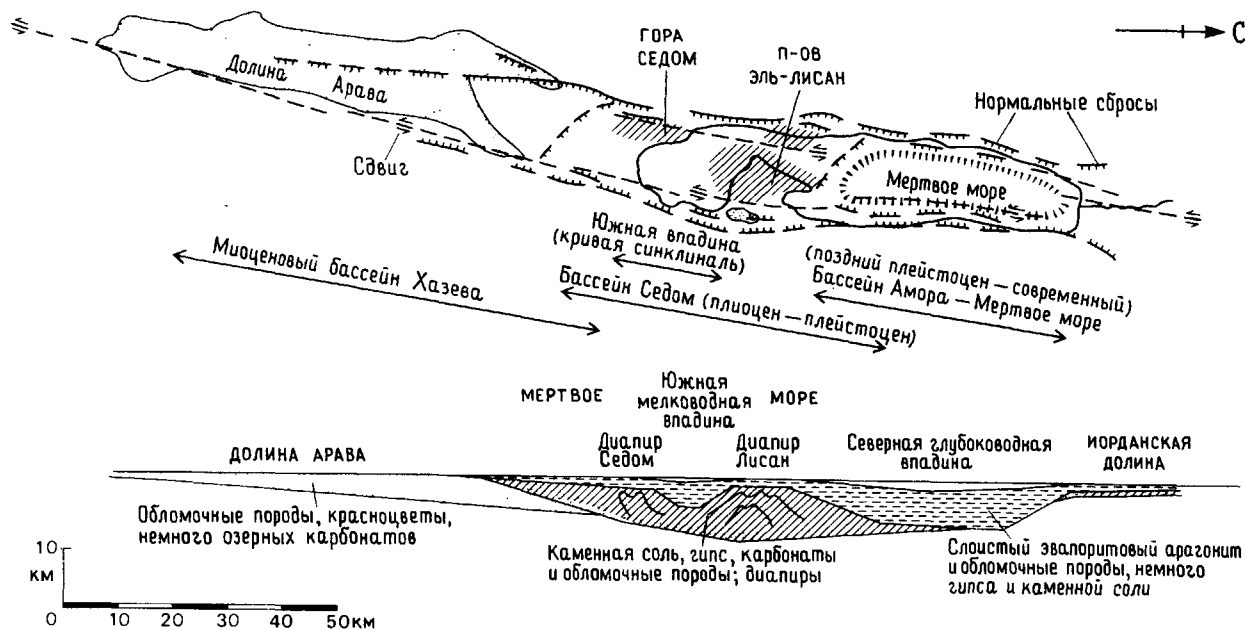


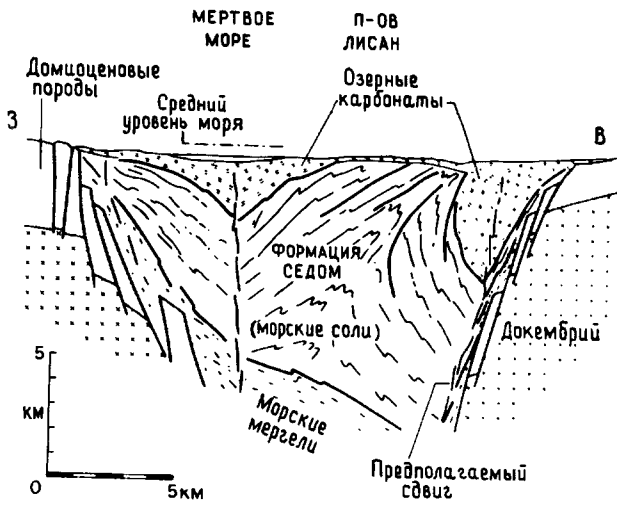
Рис. 14.46. Схематическая карта и продольный разрез от Мертвого моря до депрессии Арава, показывающий миграцию на север наиболее глубокой части прогиба и перекрытие миоценового — современного разреза. Горизонтальное перемещение по сдвигу на 60—65 км в раннем миоцене (25—14 млн. лет назад) привело к раскрытию впадины Вади-эль-Араба, которая в паузе

между сдвиговыми смещениями заполнилась 2-километровой толщей обломочных красноцветов. Более позднее перемещение на 40—45 км 4,5 млн. лет назад привело к накоплению свыше 4 км морских и озерных горных солей формации Седом, перекрытых озерными эвапоритовыми карбонатами и обломочными породами мощностью 3,5 км [2676].

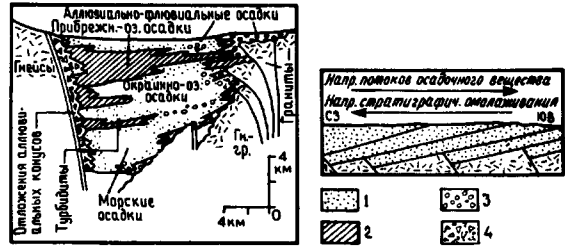
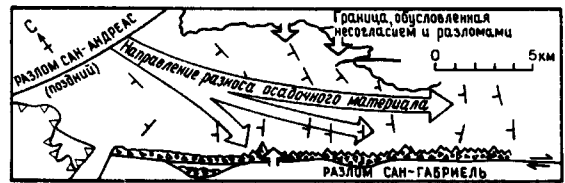
и пелагического материала (рис. 14.51). Мощность верхнекайнозойских осадков изменяется от 8 км во впадинах, близких к суше, как в нефтеносном бассейне Лос-Анджелеса, до менее 2 км в относительно некомпенсированных впадинах, более удаленных от суши (рис. 14.50). Скорость седиментации колеблется от 5 до 40 см/1000 лет. Хотя в центральных частях бассейнов слои обычно более или менее горизонтальны, ближе к ограниченными разломами окраинам они могут быть сильно деформированы, с образованием сложных стратиграфических и структурных взаимоотношений (рис. 14.52).

Впадина Яллахс мористее Кингстона, Ямайка, является превосходным примером разнообразия осадочных фаций в сдвиговом бассейне [384]. Ямайка расположена в пределах пограничной зоны плит шириной 200 км, которая разделяет Северо-Американскую и Карибскую плиты [390]. Движения между плитами осуществляются по левосторонним сдвигам восток-западного простирания. Антиклинали и надвиги вытянуты в

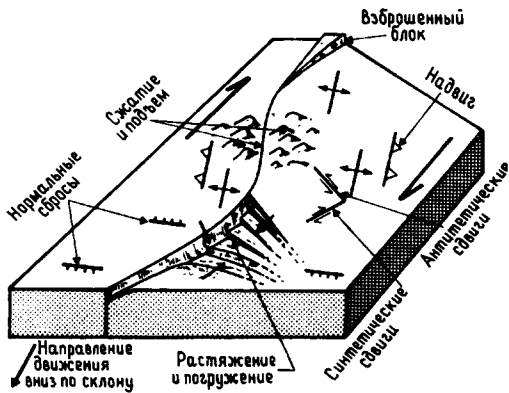
северо-западном или северо-северо-западном направлении, а нормальные сбросы, например ограничивающие впадину Яллахс в виде западного и восточного уступов, простираются в северо-северо-восточном направлении, что согласуется с трендом восток—запад левостороннего сдвига [390]. Размер впадины 20 x 30 км, глубина 1300 м. Спектр осадочных фаций формируется субазральными разветвленными аллювиальными конусами, субазральными и подводными феновыми дельтами [2588] и дистальными турбидитами на глубоководье. Эти феновые дельты образуют обломочный клин из конгломератовидных песчаников, который без перерыва переходит от субазральных отложений аллювиальных конусов через очень узкий и едва осязаемый шельф в глубоководные феновые и склоновые отложения. На узком шельфе песчаные намывные мысы и бары по латерали переходят в карбонатные рифы, отсюда отложения частично разжиженных потоков осадочного вещества попадают во впадину (рис. 14.53).



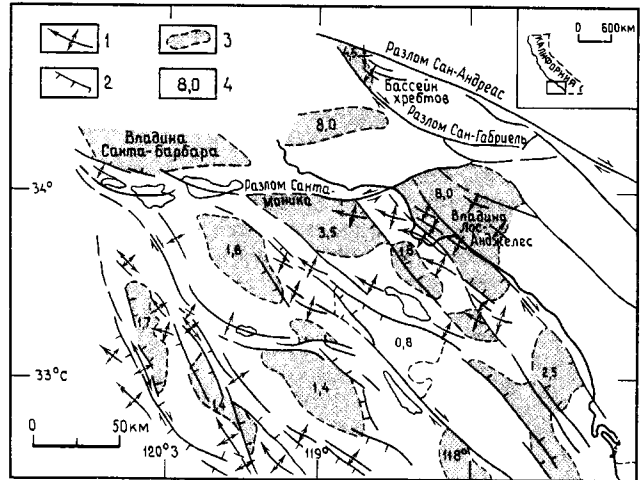
**Рис. 14.47.** Разрез через центральную часть Мертвого моря и полуостров Лисан. Бассейн асимметричен, с более крутыми сбросами (опускающимися на глубину свыше 10 км) и более мощным осадочным чехлом у восточной стороны, где фундамент местами выходит на поверхность. Окаймляющие синклинали развиты вдоль внутрибассейновых сдвигов. Они разделены диапиром формации Седом [2676]. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.



**Рис. 14.49.** Карта, поперечный и продольный разрезы плиоценового Бассейна хребтов, Калифорния. Показаны особенности тектоники и седиментации (см. также рис. 14.44 и 14.50) [542, 1505, 1984]. Во время осадконакопления активным был разлом Сан-Габриель. 1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — глинистые сланцы и аргиллиты; 4 — брекчи.



**Рис. 14.48.** Блок-диаграмма, иллюстрирующая Бассейн хребтов, Калифорния, и показывающая, как изгиб крупного сдвига приводит к образованию бассейна растяжения, к которому примыкает зона подъема в условиях сжатия, виден наложенный тектонический рисунок (основано на работах [1352, 2609, 540]).



**Рис. 14.50.** Карта континентального бордерленда и части материка в Калифорнии. Северо-западные разломы правосторонние и синтетические по отношению к главному разлому Сан-Андреас. Разлом Санта-Моника левосторонний. Впадины в основном контролируются разломами. Простираение антиклиналей по преимуществу западно-северо-западное, что отражает правостороннее смещение по сдвигам. Мощность осадков во впадинах — наибольшая около берега [245, 1177]. 1 — антиклинали; 2 — сбросы, штрихи направлены в сторону опущенного крыла; 3 — кайнозойские впадины; 4 — максимальная мощность осадков в километрах.

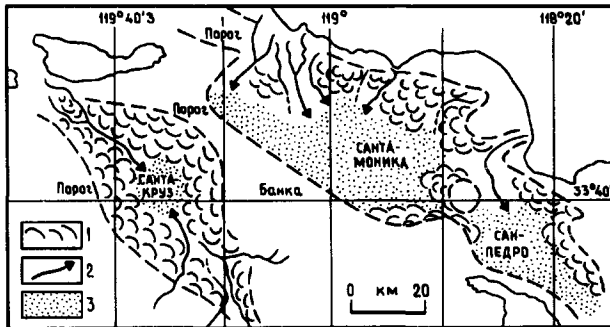


Рис. 14.51. Седиментация во впадинах Калифорнии (их расположение см. на рис. 14.50) [965]. Активные подводные каньоны показаны стрелками, неактивные — пунктиром. 1 — оползень; 2 — подводные конусы; 3 — дно впадин.

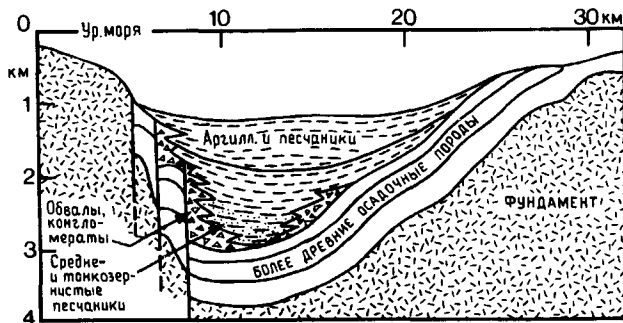


Рис. 14.52. Модель разреза морского сдвигового бассейна Калифорнийского бордерланда [1177]. Краевые клинья обломочных осадков внутренних подводных конусов и склоновых отложений к центру бассейна переходят в песчаники, накопившиеся в подводных конусах. Основная по объему верхняя часть разреза представлена или песчаниками, или гемипелагическими глинами в зависимости от наличия источников осадочного материала. Вертикальный масштаб в 4 раза больше горизонтального.

**14.8.2. Древние сдвиговые бассейны.** Древние сдвиговые орогенные пояса и бассейны идентифицировать трудно, поскольку несомненные доказательства горизонтального смещения сохраняются редко. Часто наиболее очевидными структурами вдоль зоны крупного сдвига являются структуры сжатия и растяжения, по крайней мере в масштабе картирования. Тем не менее регионы крупных сдвигов обладают некоторыми характеристиками, которые позволяют отделить их от областей, подвергшихся региональному растяжению или региональному сжатию.

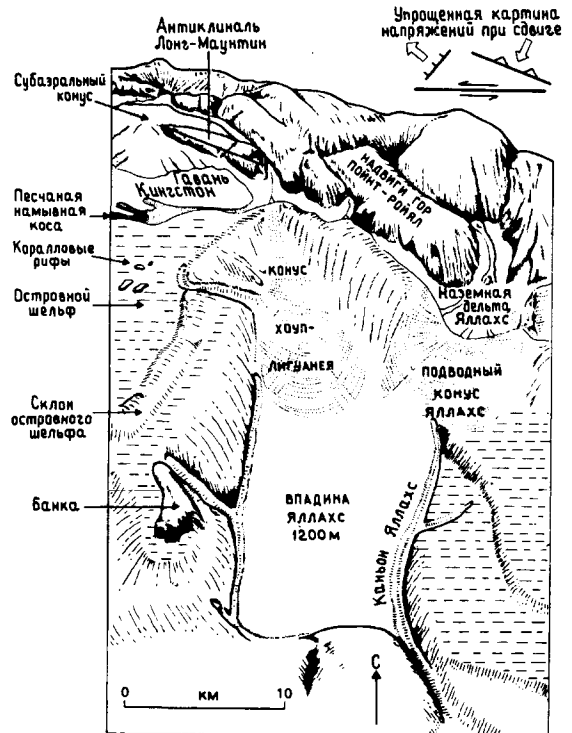


Рис. 14.53. Схематическая карта бассейна Яллакс, Ямайка [384].

Некоторые из этих черт уже отмечались: 1) максимальные изменения фаций в латеральном направлении, 2) очень мощные осадочные тела с ограниченным латеральным распространением, 3) очень крупные вертикальные движения по синседиментационным разломам, 4) структурный рисунок сдвига, особенно эшелонированные складки, 5) асимметричное осадочное выполнение бассейна, как вкрест простирания (из-за доминирования одного из краевых разломов), так и вдоль (например, Мертвое море и Бассейн хребтов).

Кроме того, имеются и другие характерные черты, имеющие особую ценность в древних областях.

**Метаморфизм и магматическая деятельность.** В разорванных бассейнах, несмотря на высокий тепловой поток, почти нет метаморфизма. Магматическая деятельность часто слабая и может даже полностью отсутствовать, однако найден широкий спектр изверженных пород. Некоторые из них могут быть непосредственно связаны с тектоническим режимом крупных сдвигов. Офиолиты могут возникать в спрединговых центрах океанических разорванных бассейнов; базальты

формируются в континентальных впадинах, например Калифорнийского бордерленда в периоды трансенсии. Серпентиниты часто находят вдоль простираия крупных сдвигов, например на острове Суматра [1848] или в Анталье, южная Турция [2041]; они также обычны вдоль современных зон разломов [600]. Другие магматические породы, найденные близко к зоне сдвига, например известково-щелочные породы Суматры, скорее связаны с субдукцией, чем с крупными горизонтальными перемещениями по сдвигам.

*Сопоставление через линию сдвига.* Характерные типы горных пород или осадочных фаций могут сместиться по сдвигам, и тогда палеогеографическая реконструкция может указать на то, что произошло латеральное смещение. Однако совмещение фаций очень субъективно, поскольку изменчивость и повторение фаций вдоль сдвига весьма обычны.

Конкретный источник сноса, на который указывает состав обломков в конгломератах или песчаниках и состав тяжелых минералов, может исчезнуть в поднятном крыле разлома и переместиться на некоторое расстояние в сторону. И наоборот, может потребоваться латеральный сдвиг, чтобы стала функционировать область сноса, соответствующая по размеру и форме аллювиальному или подводному конусу выноса [2319, 1809].

Некоторые аллювиальные конусы обладают асимметричной формой из-за латеральной миграции питающего каньона относительно фена. В случае правостороннего сдвига седиментация в конусе выноса мигрирует в направлении против часовой стрелки.

*Стратиграфические и структурные соотношения.* Характерной чертой сдвиговых поясов, отличающей их от регионов, в которых доминируют либо структуры растяжения, либо структуры сжатия, является, наоборот, близкое соседство синхронных структурных форм растяжения и сжатия. Таким образом, в региональном масштабе должны существовать доказательства крупных сдвигов и по бассейнам седиментации, и по тектоническим деформациям: складкам, надвигам, даже покровам; по поднятиям и эрозии, которые приводят к развитию несогласий обычно с сильным угловым несогласием. Такие деформации должны быть одновременны с происходящей по соседству седиментацией. В противоположность бассейнам форланда, здесь не должна проявляться четкая региональная асимметрия, а региональный тектонический рисунок должен носить случайный характер, без доминирующего направления движения.

Во многих орогенных поясах корреляция, особенно в континентальных отложениях, где стратиграфические индикаторы редки, часто базируется на предположении, что несогласия или «тектонические события» синхронны. В глубинных сейсмических исследованиях, корреляция можно произвести, связывая поверхность несогласия. Во многих случаях, когда к доказательствам подобного рода относятся критически, считается, что они имеют сомнительную ценность, и часто наблюдается противоречие между корреляциями, основанными на орогенических и биостратиграфических данных. В пределах сдвиговых орогенных поясов обнаружено, что несогласия и фазы складчатости ограничены и во времени, и в пространстве и синхронны с седиментацией в соседних областях.

Однако, хотя седиментация и деформация одновременны в локальном масштабе, зоны сдвигов могут испытывать изменения с периодом несколько миллионов лет между транспрессией и трансенсией (см. разд. 14.8). Это обусловлено изгибом, поперечным смещением и разветвлением сдвигов. Следовательно, могли существовать периоды, когда в древнем поясе доминировали либо образование бассейна и седиментация, либо деформация. Проблема состоит в том, чтобы отделить характерные особенности, обусловленные длительно существовавшими региональными фазами, с одной стороны, и локальными осложнениями рисунка разломов — с другой.

*Примеры древних сдвиговых бассейнов и орогенных поясов.* Надежно документированные примеры древних сдвиговых бассейнов и орогенных поясов редки. Они распадаются на две группы: 1) отдельные бассейны, в которых детально закартированы осадочные фации и структурные формы, 2) большие по размеру области, для которые крупные сдвиги предполагаются на основе общих стратиграфических, литологических и структурных соображений, а детальные доказательства отсутствуют.

В позднегерцинском угольном бассейне Алес на юге Франции [984] левостороннее смещение с амплитудой 13 км по первичному разлому привело к седиментации и соскальзыванию осадочных покровов. Последовавшая за этими фаза сжатия вызвала образование складок, надвигов и пластических деформаций вдоль сдвига.

В южном Девоне, Англия, расположен третичный речной — лагунный бассейн Бови [701] — самая крупная из трех впадин, расположенных вдоль правостороннего сдвига Стиклпат — Ластлей северо-западного простираия. Это один из серии аналогичных разломов, по которой юго-за-

падная Англия испытала правостороннее вращение в третичное время. Перемещение примерно на 2 км по разломам с горизонтальным смещением привело к образованию впадины длиной 10 км, шириной 4 км и установленной мощностью осадков 1200 м. Обнажены только верхние 300 м, состоящие из каолиновых глин, лигнитов и песков, отложенных в реках и озерах в центре впадины, которая окаймлена аллювиальными конусами. На поздней стадии заполнения впадины осадки распространялись за ее пределы. На более или менее одновременное существование деформации и осадконакопления указывает надвиг девонского фундамента на третичные осадки впадины по ее южной окраине.

Вероятно, наиболее полно описанным обнаженным древним бассейном, связанным со сдвиговой тектоникой, является девонский бассейн Хорнелен в южной Норвегии [2319] (рис. 14.54). Многими чертами он напоминает Бассейн хребтов в Калифорнии. В нем имеется мощная (25 км?) толща, накопленная вдоль оси впадины к главному источнику осадочного материала и ограниченная по краям аллювиальными конусами, которые наружу переходят в более тонкозернистые озерные отложения, а центр впадины выполнен аллювиальными песчаниками (ср. рис. 14.54 и 14.49). Однако происхождение впадины противоречиво. Стил в ряде статей, например [2319], доказывал, что она тектонически похожа на Бассейн хребтов и образовалась в пределах ограниченного изгиба крупного правостороннего сдвига. Так образовалась северная окраина впадины, где вдоль короткой оси отложились из гравитационных потоков конгломератовые конусы. Южная (второстепенная) окраина рассматривается как нормальный сброс, где потоковые фации наряду с гравититами образуют вдоль длинной оси аллювиальные конусы, которые распространяются далее в бассейн. Восточная окраина интерпретируется как более поздний надвиг. Хоссак [1160] подверг сомнению тектоническую модель Стила с точки зрения сдвиговой природы впадины. Он считает, что восточный разлом обусловлен растяжением, а оба краевых разлома являются сдвигами, при этом северный — правосторонним, а южный — левосторонним. Впадина — одна из нескольких входящих впадин, которые образовались за счет растяжения на их восточных окраинах вдоль ранее существовавшего фронтального рампа. Сдвиги представляют собой латеральные рампы, унаследованные от предшествовавшего каледонского надвига.

Девонские сдвиговые бассейны известны также в Мидленде [258, 259], где после каледон-

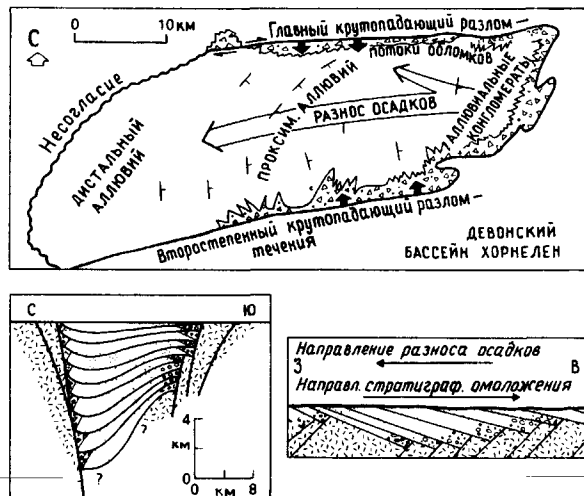


Рис. 14.54. Структура и осадконакопление в девонском бассейне Хорнелен, Норвегия [2318, 2319]. Сравните с рис. 14.49.

кой коллизии континентов аллювиальные отложения накапливались во впадинах в виде древнего красного песчаника близ двух зон разломов, ограничивающих Мидленд. Это Пограничный разлом Северо-Шотландского нагорья на севере и разлом Южно-Шотландской возвышенности на юге (рис. 14.55). Данные по составу, петро-

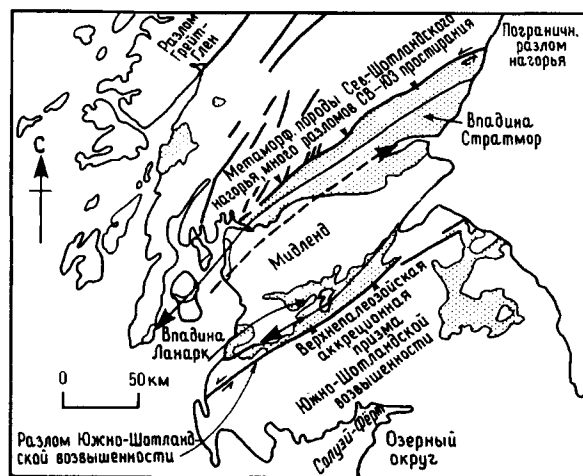


Рис. 14.55. Расположение впадин, заполненных древним красным песчаником (точечный крап), в Мидленде, Шотландия, и основных соседних разломов. Главные направления разноса осадочного материала показаны непрерывными стрелками для времени накопления нижнего древнего красного песчаника, и прерывистыми — для верхнего [258, 1984].



графии, осадочным фациям и палеотечениям были использованы Блэком [259] для того, чтобы показать, как последовательно развивались впадины в пределах основного сдвигового бассейна во время накопления верхов древнего красного песчаника. Обломочные породы становятся более тонкозернистыми и зрелыми вверх по разрезу. Со временем, по мере изменения впадин от небольших котловин, ограниченных разломами, к более крупным депрессиям (рис. 14.56) эти породы распространяются на все большую площадь. Как в случае Мертвого моря, впадины мигрируют в направлении, противоположном латеральному смещению главного бассейна, а региональный наклон осадочных слоев направлен в сторону источника осадков, распространяющихся потоками вдоль длинной оси бассейна (рис. 14.57). Вероятно, слева разлом заканчивается в районе Арран. В противоположность вышеописанному осадочный материал во впадины нижнего древнего красного песчаника поставлялся с северо-востока, хотя миграция суббассейна происходила на юго-запад. Это свидетельствует о том, что здесь основной источник осадочного материала мог быть не связан с локальным структурным рисунком в зоне сдвига.

На северо-востоке Китая имеется порядка 60 вытянутых на северо-восток, удлинённых, по-

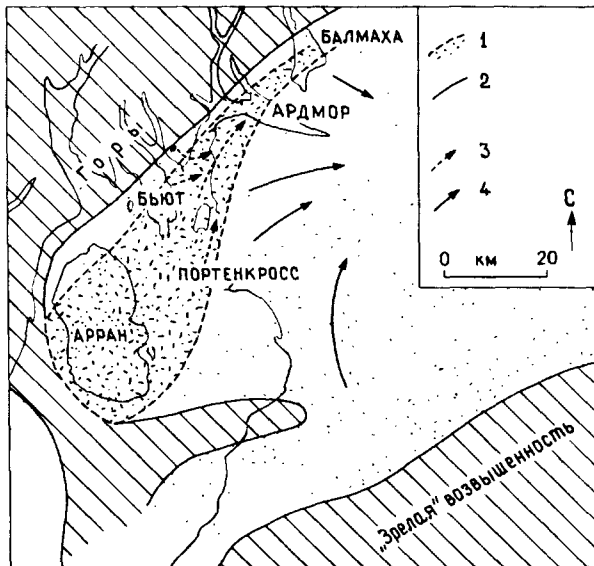


Рис. 14.56. Палеогеография времени накопления верхнего древнего красного песчаника в западной части Мидленда и направления разноса базальных конгломератов и более молодых гравийных песчаников [259]. Границы бассейнов (1—2): 1 — ранних, 2 — поздних. Потоки осадочного материала (3—4): 3 — ранних, 4 — поздних.

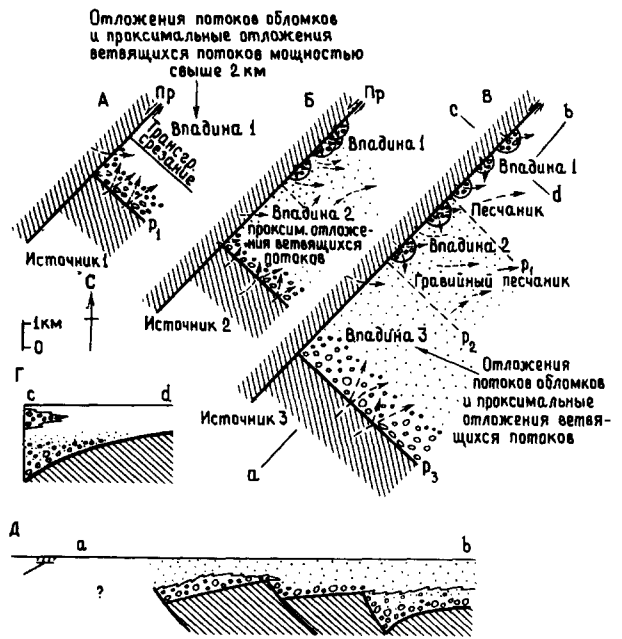


Рис. 14.57. Модель впадины с верхним древним красным песчаником в Мидленде, Шотландия [259]. Считается, что Пограничный разлом Северо-Шотландского нагорья (Пр) является левосторонним сдвигом, который доходит до фундамента на юго-востоке. Это растяжение приводит к образованию суббассейнов 1, 2, 3, последовательно развивающихся на юго-западе по мере образования разломов соответственно  $p_1, p_2, p_3$ . Петрографические различия осадочного заполнения в течение этих трех фаз подразумевают временные источники осадков внутри основного сдвигового бассейна. Происходил также существенный привнос материала из района главного разлома на северо-западе.

зднемезозойских угленосных лагунных впадин. Они интерпретируются как результат эволюции от транстенсильного режима к транспрессивному в зоне левостороннего крупного сдвига северо-восточного простирания [1508] (рис. 14.58). Эти впадины относительно небольшие, менее 30 км в ширину, с отношением длины к ширине свыше 5:1. Мощность осадков колеблется от 1000 до 2000 м, в разрезе впадины представляют собой полуграбены или грабены. По условиям седиментации выявлены четыре типа впадин: глубоководные озера, мелководные озера, межгорные речные — мелководноозерные системы, межгорные долины. В большинстве впадин погружение последовало за обширными излияниями как кислых, так и основных лав, включая щелочные оливиновые базальты. Впадины затем углублялись при транстенсии и становились более мелкими при транспрессии (рис. 14.59). Образование угля

тесно связано с палеогеографией и тектоникой, причем наиболее широко распространенные и мощные пласты, видимо, формировались в мелководных озерах. Во впадинах с глубоководными озерами угли локализованы вдоль береговой линии, а в межгорных долинах ограничены участками, удаленными от аллювиальных конусов.

Сдвиговые деформации уже достаточно давно известны в верхнем палеозое Канадского приморья и на Ньюфаундленде [2563], а также в герцинидах Европы [93]. Аппалачская геосинклиналь представляет собой мозаику плохо связанных друг с другом бассейнов, каждый из которых имеет собственный источник вещества [93]. В Канадском приморье быстро погружавшиеся впадины демонстрируют очень сложную картину фаций с аллювиальными конусами, флювиальными и дельтовыми образованиями [181], которые формировались синхронно со сдвигом [182]. В этих позднепалеозойских впадинах накопилось до 9 км осадков. Они погружались в течение двух фаз: начальная фаза растяжения и утонения литосферы характеризовалась быстрым погружением, иногда сопровождаемым вулканизмом; последующая фаза постепенного погружения, термически обусловленного, привела к

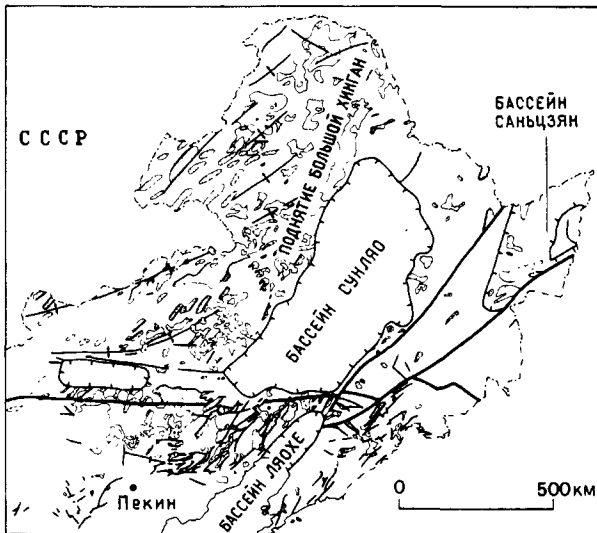


Рис. 14.58. Взаимоотношение позднеюрских и раннемеловых рифтовых (сдвиговых) угольных впадин (точечный крап) и мезозойских структур и вулканитов в Северо-Восточном Китае [1508]. Большинство угольных впадин озерные, а восточные параличские. Бассейн Сунляо представляет собой обширную меловую депрессию, а бассейн Саньцзян — третичную.

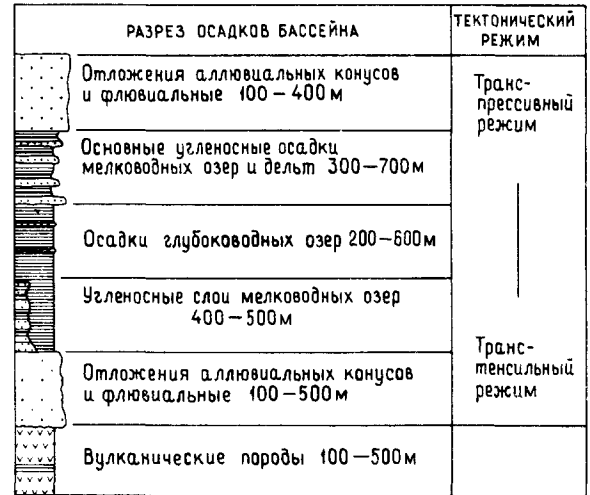
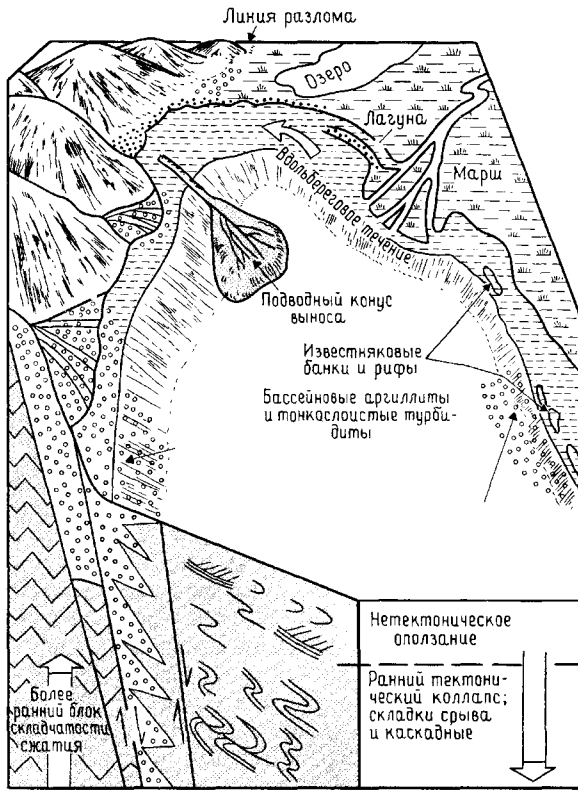


Рис. 14.59. Генерализованный осадочный разрез и тектоническая обстановка мезозойских впадин, ограниченных разломами, Северо-Восточный Китай [1508].

расширению осадочных бассейнов по сравнению с ранними впадинами, ограниченными разломами [322].

В Кантабрийских горах Северной Испании предполагаются сдвиговые перемещения в герцинское (каменноугольное) время [1115]. Основаниями для подобного предположения служат: интенсивные вертикальные тектонические движения в процессе седиментации, очень быстрые погружения и воздымания, синхронные деформации и осадконакопление в близкорасположенных областях, отрыв некоторых аллювиальных конусов и феновых дельт от их источников питания, отсутствие метаморфизма и магматической деятельности. В отличие от большинства известных древних сдвиговых орогенных поясов кантабрийские бассейны включают в свой состав и морские впадины с глубоководными турбидитами, конгломератами, отсыпками у континентальных склонов и большими оползневыми блоками, мощными карбонатными шельфами. Кроме того, имеются лагунные впадины с дельтовыми фациями и аллювиальными конусами (рис. 14.60).

В Западных Альпах движения по сдвигам были привлечены для объяснения сложной геологии, особенно палеобатиметрии, и относительной узости некоторых трогов мезозойского океана Тетис (см. выводы в работе [1326]). Было проведено сравнение гемипелагитов и толентов в граубюнденских сланцах трога Вале с верхним кайнозоем Калифорнийского бордерленда и Калифорнийского залива. Кроме того, некоторые



**Рис. 14.60.** Осадочная и тектоническая модель сдвиговой орогенной впадины, основанная на герцинском Кантабрийском поясе Северной Испании [1983, 1547].

толщи турбидитового флиша могли формироваться в бассейнах растяжения вдоль сдвигов, что объясняет их запруживание турбидитами [1149] (рис. 14.61).

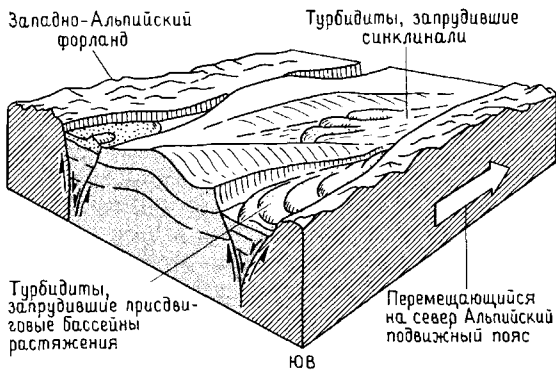
#### 14.9. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ, СВЯЗАННЫЕ СО СТОЛКНОВЕНИЕМ ПЛИТ

Столкновение плит является результатом закрытия океанического или окраинного бассейна. В тех случаях, когда столкновение происходит между двумя активными дуговыми системами, между дугой и цепью океанических островов или между дугой и микроконтинентом, наиболее выразительные орогенные эффекты возникают в тех случаях, когда континент на поддвигаемой плите встречается с дугой на краю континента или с островной дугой на надвигающейся плите.

После столкновения движение этих двух плит продолжается, что приводит к уменьшению длины литосферы на сотни километров. Оно осуществляется тремя путями: 1) поддвижением континентальной плиты на глубины, меньшие чем сотни километров; такая частичная субдукция приводит к поверхностному надвигообразованию, перпендикулярному направлению движения плиты; 2) поднятием горных хребтов, последующей эрозией и переносом материала в сторону от пояса столкновения, 3) латеральной трансляцией крупных блоков или микроплит вдоль сдвигов на сотни километров от зоны столкновения, примером чего является Азия к северу от Гималаев [1691] (рис. 14.62).

Коллизионные пояса ограничены складчато-надвиговыми зонами, которые Болли [127, 128] назвал границами Амперера, альпинотипными или А-субдукционными, в отличие от лучше известных зон Беньоффа, или Б-субдукционных, где субдуцируется океаническая литосфера (рис. 14.63). А-субдукционные зоны включают не только складчато-надвиговые зоны Южных Гималаев и гор Загрос, где столкновению континентов предшествовало закрытие океана, но также и складчато-надвиговые зоны к северу от пояса Альпы — Загрос и на востоке американских Кордильер (рис. 14.63, а). Относительно складчато-надвиговых зон Кордильер непонятно, с чем они связаны: со столкновением континентов или с поддвижением океанической коры под западную половину этой горной системы (рис. 14.39, 14.63, а).

А- и Б-субдукционные зоны ограничивают *мегасутуры сжатия* [127, 130], представляющие собой широкую подвижную зону, включающую орогенные пояса и осадочные бассейны, с интенсивным складко- и надвигообразованием и магматической деятельностью. Их не следует сме-



**Рис. 14.61.** Модель бассейнов растяжения вдоль сдвига и эшелонированных синклиналей, запруженных турбидитами для флишевых толщ Западных Альп, когда Альпийский подвижной пояс перемещался на север относительно Западно-Альпийского форланда [1149].

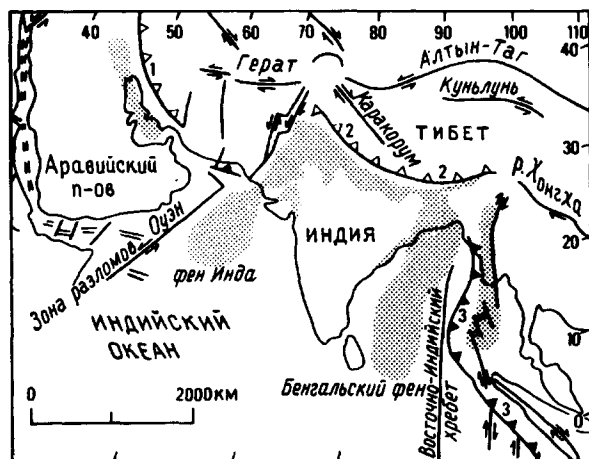


Рис. 14.62. Карта, показывающая столкновение Индийской и Аравийской плит с Азиатской. Штриховкой отмечены основные осадочные бассейны, включая бассейны форланда — Персидский залив и Индо-Гангский трог, и остальные океанические бассейны — фены Инда и Бенгальского залива ([2419; 982; 1878], см. [1985]). 1 — надвиг Загрос; 2 — Гималайский фронтальный надвиг; 3 — Индонезийский глубоководный желоб (зона субдукции).

шивать с шовными зонами, которые служат границами между двумя столкнувшимися континентами или между дугой и континентом и, таким образом, отражают наложение двух отличающихся палеогеографических областей континентов.

**14.9.1. Остаточные бассейны.** Поскольку континентальные окраины и системы островных дуг обычно имеют весьма неправильную форму, а континентальные блоки обычно сближаются друг с другом под углом, то континентальная кора попадает в желоб в одном или нескольких районах. Здесь складчатость и надвигообразование приводят к подъему и образованию тектонических сутур между континентальной корой и дуговой системой. Однако между такими районами остаются заливы древних океанических бассейнов, они названы Грэхемом, Диккинсоном и Ингерсоллом [982] *остаточными бассейнами*. Поскольку они ассоциируются со столкновением континентов, остаточные бассейны характеризуются мощным привнесением терригенного материала.

Самым известным примером является Бенгальский залив [552, 553] (рис. 14.62), ограниченный на западе Индией и закрывающийся из-за косо направленной на восток субдукции под Индобирманскими хребтами и Зондской внешней дугой. Сток с Гималаев составляет обломочный

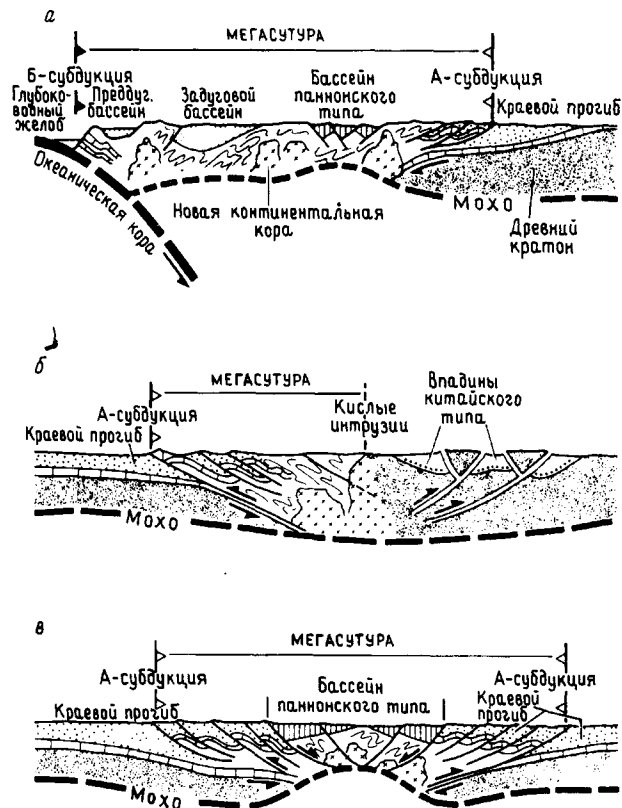


Рис. 14.63. Осадочные бассейны и зоны субдукции типа А и типа В [127]. а — Кордильерский тип; б — Гималайский тип; в — Балканский тип.

материал в мощную дельтовую систему, переходящую мористее в Бенгальский подводный фен (разд. 12.4.3). По мере продолжающейся субдукции фенные турбидиты аккретировались, образуя Андаманскую внешнюю дугу (разд. 14.3.2). Вероятное закрытие Бенгальского залива будет аналогичным закрытию части океана Тетис, кульминацией которого послужило эоценовое столкновение Индии и Китая и последующий подъем Гималаев. Таким образом, диахронное столкновение является непосредственной причиной подъема надвигающейся плиты с последующей седиментацией в закрывающихся остаточных бассейнах и тектонической аккрецией осадков во внешних дугах.

Образцы разрезов древних остаточных бассейнов включают в себя ордовикские впадины Севир и Мартинсберг в Аппалачах, каждая из которых последовательно испытала стадию прогибания с некомпенсированным осадконакоплением и стадию заполнения турбидитами. Они формировались на юго-восточной окраине Северо-

Американского кратона во время его столкновения с дуговой системой на юго-востоке [2202]. Другим возможным примером является Северо-Каспийская депрессия, содержащая около 14 км осадков и тектонически перекрытая на востоке Уральскими горами [387].

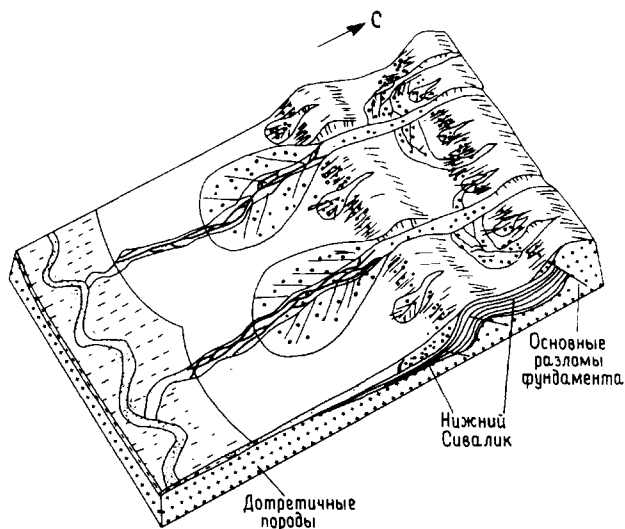
**14.9.2. Бассейны форланда.** Крупные осадочные бассейны образуются между складчато-надвиговым поясом и кратоном, на который надвигнут горный пояс. Мы их называем *бассейнами форланда*, следуя Диккинсону [617] и Бомону [171], а не *краевыми прогибами* [1658, 128], для того чтобы подчеркнуть положение большинства из них на субдукционном континентальном форланде и их эквивалентность бассейнам форланда в классической геосинклинальной терминологии. Их выделили в орогенных поясах более 80 лет назад, и они являются эквивалентами экзогеосинклиналей Кея [1322].

Бассейны форланда асимметричны, ближе к складчато-надвиговому поясу они углубляются. Обычна миграция по направлению к форланду. Они образуются при направленном вниз флексуорообразном изгибе литосферы за счет надвигания складчато-надвигового пояса [171]. Эволюция бассейнов форланда тесно связана с эволюцией ближайшего к ним горного пояса. Латеральная миграция складчато-надвигового пояса иногда приводит к прогрессивному перекрытию и разрушению некоторых бассейнов форланда. Поскольку седиментация непосредственно связана с тектоникой, то об эволюции складчатого пояса можно судить, изучая осадочные разрезы [1081]. Распределение фаций контролируется не только привнесом осадочного материала из контрастных источников складчато-надвигового пояса и форланда, но и поперечными линеamentами фундамента. Последние могут сильно влиять на локальное распределение фаций [2575] и разделять бассейны форланда на суббассейны. Традиционно осадки бассейнов форланда рассматриваются как континентальная моласса, но они могут включать также глубоководные и мелководные морские, дельтовые или континентальные фации.

Существуют два генетических вида бассейнов форланда [617]: *периферические* и *ретродуговые*. Примером бассейнов первого вида является Индо-Гангский Субгималайский бассейн, который заложился на Б-субдукционной зоне и развивался в процессе столкновения континентов. Ко второму виду относится позднемезозойский — раннекайнозойский бассейн к востоку от фронта Скалистых гор, который образовался на кратонной стороне надвигового пояса форланда

позади магматической дуги при субдукции (рис. 14.28).

Наиболее впечатляющим примером современного периферического бассейна форланда является Индо-Гангский трог (рис. 14.62, 14.64, 14.66) к югу от сейсмически активных Гималаев, которые поднимались и сейчас поднимаются со скоростью около 70 см/1000 лет с середины миоцена, что привело к максимальному подъему примерно на 18—20 км [1644]. Осадки, сносимые с поднимающихся гор, отлагаются во впадине в виде аллювиальных конусов, расположенных вкострости простираения тектонической оси (рис. 3.15). Антецедентные реки Инд и Брахмапутра прорезают горный пояс. Затем поток осадков поворачивает параллельно структурному тренду. Скорости эрозии и аллювиальные фации обусловлены не только тектоникой, но и климатом, так как Инд течет через пустыни, а Ганг и Брахмапутра пересекают ряд наиболее влажных районов земного шара. Подножие Гималаев состоит из древних среднемиоценовых — плейстоценовых осадков серии Сивалик мощностью свыше 5 км, похожих на осадки современных аллювиальных равнин [1861] (рис. 14.64). Две характерные черты бассей-



**Рис. 14.64.** Накопление отложений Сивалик на южной окраине Гималаев [1861]. Развита поперечные аллювиальные конусы трех разновидностей; крутые — мегаконусы — в устьях крупных рек, небольшие конусы с переработанными более древними осадками Сивалик, конусы и разветвленные реки, образующие трог внутри складок-надвигов. В крупных впадинах мегаконусы дистально переходят в разветвленные реки, которые сворачивают в продольном направлении в основной аллювиальный бассейн.

на Сивалик важны и типичны для всех бассейнов форланда. Во-первых, этот трог во времени мигрировал на юг к форланду, и поэтому происходил постоянный подъем, эрозия и переотложение более древнего материала сиваликских осадков (рис. 14.64). Во-вторых, поперечные разломы в фундаменте Индийской плиты не только разделяли трог Ганга на сегменты, но также и управляли расположением существующих поперечных рек [2495].

Персидский залив представляет собой другой пример бассейна форланда третичного — современного возраста сходного размера и асимметричного строения с кратоном Арабского щита на юге и активной горной цепью Загрос на севере. Обломочное выполнение бассейна изначально вытянуто в продольном направлении, причем флювиодельтовый комплекс распространяется с одной стороны бассейна. Однако наиболее примечательной чертой этого бассейна является колоссальная мощность карбонатно-эвапоритового чехла, перекрытого терригенным обломочным материалом (гл. 8 и 10).

В Альпийско-Средиземноморском регионе (рис. 14.65) выделено много бассейнов форланда, как современных, так и древних. Классическим примером является молассовый бассейн на севере Альп [2497]. Другие бассейны, связанные с надвиговым поясом форланда, — это — По-Адриатический [1373, 2008] и Восточно-Карпатский трог [381]. Бассейны Аквитанский и Эбро, к северу и югу от Пиренеев, также интерпретировались как бассейны форланда.

Миоцен-плиоценовые разрезы Северных Апеннин, послужившие основой для такого множест-

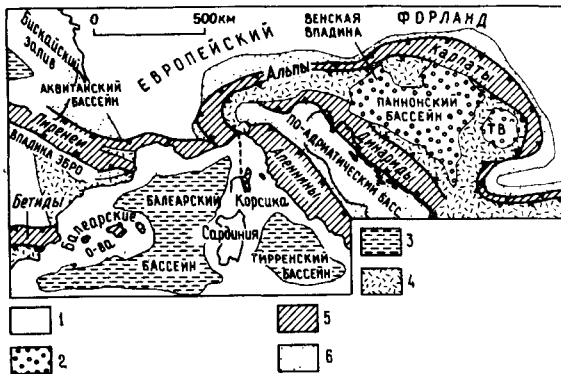


Рис. 14.65. Карта Западного Средиземноморья и Альпийско-Карпатского складчатого пояса. ТВ — Трансильванская впадина. 1 — форланд и срединные массивы; 2 — бассейны паннонского типа; 3 — океанические бассейны; 4 — внутренняя зона; 5 — складчато-надвиговые (внешние) зоны; 6 — бассейны форланда (молассовые).

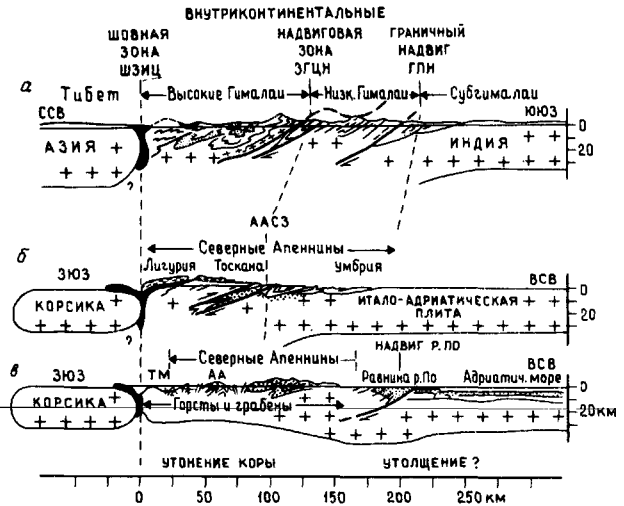


Рис. 14.66. Сравнительные интерпретационные разрезы складчато-надвиговых поясов форланда [1373]. а — Гималаи (ШЗИЦ — шовная зона Инд — Цангпо, ЗГЦН — зона Главного центрального надвига, ГПН — Главный пограничный надвиг); б — Северные Апеннины в олигоцене — миоцене (ААСЗ — Альпийско-Апуанская сдвиговая зона); в — Северные Апеннины с мессиния по настоящее время (ТМ — Тирренское море, АА — Альпийско-Апуанский регион).

ва моделей олистостромов [7193] и турбидитов (разд. 12.6.2), расположены в серии бассейнов форланда, которые мигрировали на северо-восток по мере поддвигания Адриатической плиты на юго-запад (рис. 14.66). Плиоценовый — современный По-Адриатический бассейн с пост-миоценовыми осадками мощностью до 7 км является самым молодым из бассейнов форланда. В более древних впадинах накопилось от 1000 до 4000 м осадков, поставленных турбидными потоками, которые текли в основном в продольном направлении; поставка осуществлялась как с боков, так и с обоих концов бассейна (рис. 12.43). Скорость седиментации достигала 75 см/1000 лет. Бассейны форланда разделены на суббассейны поперечными тектоническими линиями.

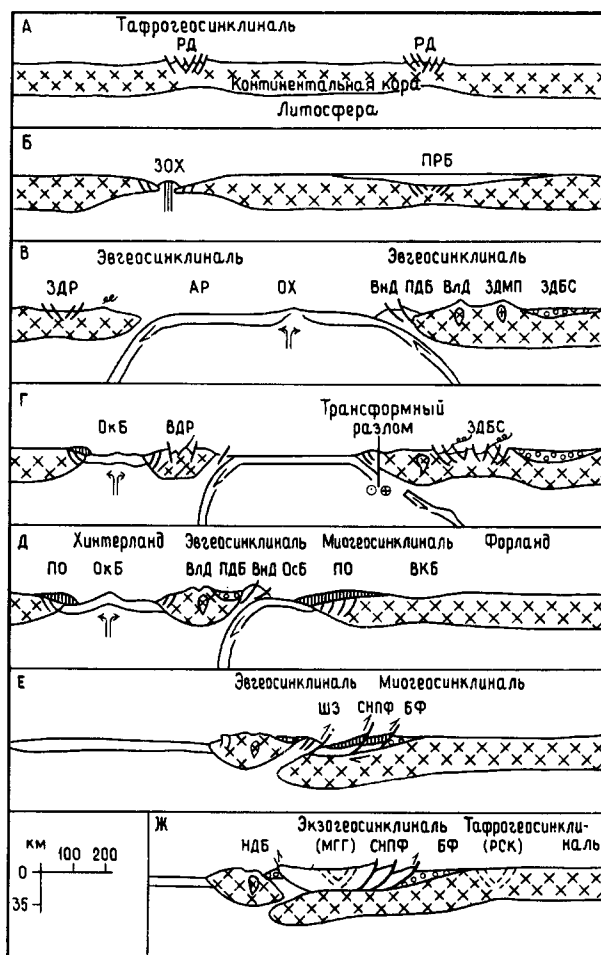
Наиболее изученные ретродуговые бассейны — это бассейны восточной части Скалистых гор, развивавшиеся в период между юрой и ранним кайнозойем. На их месте в мелу существовал Западный Внутренний бассейн, простирающийся от севера Канады до Мексиканского залива [1318, 1293] (см. рис. 11.48). В современную эпоху ретродуговые бассейны форланда формируются к востоку от Анд, а в позднем мелу ретродуговой бассейн образовался в Чили из задугового окраинного бассейна (разд. 14.7.4; рис. 14.39, в).

Ниже некоторых разрезов бассейнов форланда имеется перерыв, что подразумевает подъем перед погружением, который обусловлен приближением к покровам основания надвигового пояса форланда (например, олигоцен — раннемиоценовый перерыв в Субгималаях). Сами надвиги форланда могут располагаться вдоль тектонически ослабленных зон, унаследованных от более ранней фазы рифтообразования — растяжения. Эти структуры особенно хорошо документированы в Средиземноморской области [1373, 476] (фиг. 14.34).

Домезозойские бассейны форланда идентифицировать трудно, поскольку: 1) они могут быть перекрыты и, следовательно, спрятаны под покровами надвигового пояса форланда; 2) более древние бассейны были подняты и эродированы вскоре после образования; 3) сейчас они погребены под более молодыми слоями. Примеры подобных бассейнов включают в себя впадины нижнего древнего красного песчаника на юго-западе Великобритании и силурийские — каменноугольные впадины Центральных Аппалачей. Впадины с мощным пенсильванским флишем в регионе Уошито, США, для которых характерны поступление и транспортировка материала как в продольном, так и в поперечном направлении, мигрировали на север к форланду по мере приближения надвигового пояса в этом же направлении [1720]; однако Грэхем, Диккинсон и Ингерсолл [982] полагают, что флиш Уошито формировался в остаточном бассейне, аналогичном современному Бенгальскому заливу.

**14.9.3. Наддуговые трог.** Доказательства, полученные при изучении некоторых кайнозойских коллизионных поясов, указывают на то, что позднеорогенные осадочные толщи могли накапливаться выше осадков ранее существовавших преддуговых бассейнов, чье образование последовало за столкновением (рис. 14.67). Формирование рассматриваемых толщ происходило в обстановке сжатия, перед обратными надвигами. Последние являются поверхностным выражением срыва, по которому на глубине осуществляется контакт внешней дуги и надвигов форланда.

Лучше других документированным примером осадконакопления в такой тектонической обстановке является Продольная долина Тайваня. Это трог шириной всего несколько километров, к югу он, расширяясь, переходит в преддуговой бассейн. В современную эпоху в нем доминируют сдвиговые перемещения, которые последовали за плиоценовым «косым» столкновением Азии с дуговой системой острова Лусон на востоке. Пейдж и Сапп [1849] показали, что плиоценовые



**Рис. 14.67.** Цикл Уилсона; *АР* — абиссальные равнины; *ЗДР* — задуговой рифт; *ЗДБС* — задуговой бассейн сжатия; *ЗДМП* — задуговой магматический пояс; (*РСК*) — рифт, связанный с коллизией; *ПДБ* — преддуговой бассейн; *БФ* — бассейн форланда; *СНПФ* — складчатонадвиговой пояс форланда; *ВДР* — внутридуговой рифт; *ВКБ* — внутриконтинентальный бассейн; (*МГГ*) — межгорный грабен; *ОкБ* — окраинный бассейн; *Внд* — внешняя дуга; *ОХ* — океанический хребет; *ПО* — пассивная окраина; *ПРБ* — пострифтовый бассейн; *ОсБ* — остаточный бассейн; *РД* — рифтовая долина; *НДБ* — наддуговой бассейн; *ШЗ* — шовная зона; *Влд* — вулканическая дуга; *ЗОХ* — зарождающийся океанический хребет.

олиостромы и турбидиты образовались над погружающимся к западу косым сдвигом, ограничивающим с запада Продольную долину, и перекрыты верхнеплиоценовой — четвертичной континентальной «молассой». Местами эти осадки пересекают Продольную долину и лежат на породах магматической дуги на востоке.

В Гималаях мощные континентальные конгломераты раннетретичного возраста развиты в области Инд—Цангпо с ее офиолитами и флишем. Это, например, эффектные конгломераты Кайлас, описанные Ганссером [899]. Они содержат обломки гранодиоритов магматической дуги, а местами надвинуты на эти гранодиориты. Далее на восток эоценовые красноцветные конгломераты, лежащие с несогласием на меловом флише, тектонически перекрыты с юга триасовыми породами. Все эти конгломераты явно являются постколлизийными отложениями, видимо связанными с N-образными надвигами, описанными Болли, Алленом и их коллегами [129], и, следовательно, аналогичны «молассе» Тайваня.

Важное значение осадков наддуговых трогов состоит в том, что они указывают на отсутствие преддугового бассейна под обратными надвигами, антитетическими по отношению к направлению субдукции. Они могут также объяснить присутствие до- и синколлизийного флиша и более молодой молассы в обстановке, обычно относимой к шовной зоне.

**14.9.4. Межгорные впадины, троговые и грабены.** Во время столкновения и после него в пределах коллизийных поясов и рядом с ними продолжают формироваться осадочные бассейны весьма сложного строения. Некоторые из них можно рассматривать в качестве наследников ранее существовавших задуговых бассейнов — бассейны паннонского типа по Болли [127], так хорошо развитые в Средиземноморском регионе (рис. 14.65). Сначала они образуются при растяжении позади складчато-надвиговых поясов по мере миграции последних по направлению к форланду. Другие бассейны являются результатом поля напряжений, возникших при столкновении и сжатии от удара двух континентальных плит [1691] (рис. 14.62).

Позади Карпатской дуги в неогене образовалось несколько бассейнов паннонского типа, подстилаемых утоненной континентальной корой [381]. Они заполнены в основном мелководными морскими осадками. Крайние периферийные впадины (например, Венская и Транскарпатская) имеют две фазы погружения: инициальную — очень быстрого погружения, связанного с рифтом, и более позднюю — медленного погружения, не связанного с разломами. Это напоминает пассивные окраины (разд. 14.5). Внутренние бассейны, в том числе и сама Паннонская впадина, имеют более сложную историю, отражающую палеогеологию и высокий тепловой поток и свидетельствующую об умеренно быстром линейном погружении [2157]. Хотя доминирующей

чертой задуговых бассейнов является растяжение, иногда важную роль в создании формы конкретных впадин, как, например, Венской, играют сдвиги [381, 2060].

В Средиземноморье похожие позднетектонические бассейны растяжения развивались в тылу складчато-надвиговых поясов и в их пределах. В некоторых из них образовалась океаническая кора. Наиболее изученным примером является Тирренский бассейн, расположенный в тылу Апеннинско-Калабрийского пояса столкновения, в котором развита очень сложная система хребтов и бассейнов (трогов), а осадки представляют собой смесь гемипелагических осадков и гравититов [2598]. Другие примеры: Альборанский трог в тылу Гибралтарской дуги и Эгейское море в тылу Эллинской дуги. В сходной позиции лежит море Банда за дугой Банда (см. рис. 14.2). Все эти бассейны паннонского типа являются результатом сложного взаимодействия термически обусловленных вертикальных тектонических движений, сдвиговых перемещений и растяжения, что отражает как предшествующую геологическую историю, так и региональные тектонические напряжения [2597].

Связанные с коллизией впадины и грабены могут представлять собой либо рифтовые грабены растяжения, поперечные к главному орогенному поясу, либо сдвиговые впадины, параллельные или субпараллельные горному поясу. Их положение обусловлено частично региональным полем напряжений за счет столкновения континентов, а частично существующим распределением структур с разным типом коры. Такие бассейны развиты в пределах Альпийско-Гималайского пояса и к северу от него.

Тибетское плато представляет собой блок деформированных верхнепалеозойских — мезозойских пород размером 1000 × 1700 км, поднятый на 5 км над уровнем моря [1510]. Во время кайнозойского столкновения континентов на плато проявился известково-щелочной и базальтовый вулканизм, и образовались маленькие (шириной 5—15 км) меридионально вытянутые рифтовые долины, заполненные осадками, отложенными во внутренних реках и озерах [1692]. Грабен такого же меридионального простирания расположен южнее, где он пересекает шовную зону Инд—Цангпо на гималайской части Индийской плиты. Крупные грабены, связанные со столкновением, такие, как Рейнский и Байкальский рифты, уже обсуждались нами в разд. 14.4.3.

Тибетское плато ограничено надвигами и сдвигами. Подобные крупные сдвиги контролируют тектонику центрального Китая и Юго-Восточной Азии [1691]. Они играют важную роль



также в образовании осадочных бассейнов Юго-Западной Азии, Турции (Анатолийский разлом) и в Альпах.

Древние примеры коллизионных и постколлизионных межгорных впадин и грабенов не очень хорошо сохранились, но все-таки их можно видеть в девонском древнем красном песчанике Норвегии (рис. 14.54) и в пермотриасовых грабенах Западной Европы и восточной части Северной Америки. Часто трудно решить, связаны ли эти триасовые грабены с окончанием коллизионных тектонических процессов, или с началом фазы раскрытия нового океана.

## 14.10. ЭВОЛЮЦИЯ GEOSINKLIHAJEI И ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

Теперь мы рассмотрим две альтернативные и несомненно упрощенные глобальные тектонические модели, попытаюсь примирить геосинклинальную гипотезу с плитно-тектоническими интерпретациями. Эти две модели не исключают друг друга, и в большинстве регионов имеются элементы обеих моделей.

**14.10.1. Цикл Уилсона.** Классический геосинклинальный цикл 1) дофлиш → 2) флиш → 3) моласса (разд. 14.2.5) можно интерпретировать как результат цикла Уилсона [2632] (разд. 14.2.6): 1) раскрытие океанов за счет спрединга морского дна, 2) закрытие океанов при субдукции, 3) столкновение (коллизия) континентов.

Стадия раскрытия океанов начинается утонением внутриконтинентальной литосферы и образованием рифта или тафрогеосинклинали, заполненной в основном озерными осадками, кислыми и щелочными вулканическими породами (рис. 14.67, А). По мере утонения коры вдоль оси рифта изливаются толеитовые базальты, приводя к образованию зарождающегося океанического бассейна, нередко с накоплением эвапоритов (рис. 14.67, Б). Там, где утонение коры прекращается до излияния базальтов, происходит термически обусловленное ее погружение в течение по крайней мере 100 млн. лет с осадконакоплением в обширной депрессии (рис. 14.67, Б), выше и за пределами площади развития «неудачного» рифта (Северное море).

В «успешных» рифтах образуется спрединговый хребет (Красное море); в осевой части быстро раздвигающихся хребтов гидротермальные марганцевые корки местами, вероятно, подстилаются эксгалационными сульфидами, а перекрываются пелагическими осадками, мощность которых на склонах хребтов (Восточно-Тихооке-

анское поднятие, Срединно-Атлантический хребет) возрастает с глубиной в направлении к абиссальным равнинам (рис. 14.67, В). Континентальные окраины также подвергаются термически обусловленному погружению. При этом морские осадки залегают с несогласием на толщах рифтовых или полуграбеновых осадков, испытывавших блоковые деформации, и мощность их увеличивается в сторону моря, образуя проградирующий миогеосинклинальный разрез (рис. 14.67, Д). Этот разрез ограничен в основном гемипелагитами континентального склона и турбидитами и контуритами континентального подножия (Западная Атлантика).

На конвергентных окраинах тектоническая обстановка осадконакопления определяется частично тем, погружается ли океаническая литосфера под окраину континента или под островную дугу, а частично — углом, под которым происходит конвергенция плит. Вокруг большинства современных океанов направленная на восток субдукция осуществляется под континенты, а направленная на запад — под островные дуги. Эти две модели субдукции показаны на рис. 14.67, отражающем указанные отличия в надвигающейся плите.

Результатом субдукции под континент (на восток, рис. 14.67, В) являются подводный желоб и субазральная магматическая дуга. Там, где осадки океанического дна и глубоководного желоба имеют достаточную мощность, они вместе с частью разреза океанической коры могут тектонически нарастать, формируя внешнюю дугу (Зондская дуга). Преддуговой бассейн, или «промежуточная впадина», заполняется осадками, в основном происходящими с примыкающей вулканической или внешней дуги. За вулканической дугой, направленной в сторону суши, надвиг приводит к погружению и накоплению морских (позже — неморских) осадков в задуговых бассейнах сжатия типа экзогеосинклинали (Чилийские Анды). Временами, возможно, при увеличении скорости субдукции позади дуги могут формироваться грабены (Центральноамериканский грабен). Субдукция спредингового хребта или увеличение угла, под которым происходит конвергенция плит, приводят к образованию крупных сдвигов, субпараллельных дуговым системам. Когда относительное движение плиты становится чисто сдвиговым (рис. 14.67, Г), дуговой магматизм прекращается и образуется задуговой бассейн растяжения с седиментацией в грабенах, базальтовым и риолитовым вулканизмом (Большой Бассейн); в некоторых случаях образуются краевые трансформальные бассейны (Калифорнийский залив, Андаманское море).

Направленная на запад субдукция под континент (рис. 14.67, Г) также создает дуговую систему, но здесь задуговой рифтогенез приводит к формированию спредингового окраинного бассейна (Японское море), а не задугового бассейна сжатия. При этом седиментация на континентальной окраине напоминает пассивную окраину, хотя в окраинном бассейне вулканического пепла много, а контуриты редки. В пределах магматической дуги зарождающийся рифт может сопровождаться риолитовым и базальтовым вулканизмом и отложением эксгалационных полиметаллических сульфидов (пояс «зеленых туфов» в Японии).

Если субдукция происходит быстрее спрединга, то океан сужается и на стадии остаточного бассейна (рис. 14.67, Д) проявляются некоторые важнейшие черты седиментации и тектоники эвгеосинклинали. Для того чтобы показать, как пассивная континентальная окраина сталкивается с островной дугой (ситуация в большинстве орогенов и в геосинклинальной модели Обуэна), мы заменили пассивную окраину на трансформную на восточном континенте, см. рис. 14.67, Г.

По мере приближения выступов континентального «форланда» к дуговой системе осадки, поступающие частично с внешней дуги, а частично за счет начинающейся коллизии, попадают в ловушку остаточных бассейнов (Бенгальский залив). Со временем вместе с отложениями континентального подножия окраины форланда они могут причлениваться к внешней дуге. По геосинклинальной терминологии седиментация в остаточном бассейне соответствует орогенной или флишевой стадии (рис. 14.67, Д). При этом начало накопления флиша непосредственно связано с образованием остаточного бассейна, диахронного с коллизией. Геосинклинальная полярность Обуэна (см. рис. 14.3), или миграция накопления флиша и складчатости к форланду или периферии геосинклинали, частично является результатом тектонического роста внешней дуги по мере тектонической аккреции отложений остаточного бассейна и континентального подножия. Применительно к Зондской дуге «геосинклинальная» проблема «форланда» Индийского океана (разд. 14.2.2) разрешима, если считать, что дуга находится на более ранней стадии орогении, чем Альпы.

При продолжении конвергенции и столкновения, эквивалентном геосинклинальной стадии Обуэна, шельф поддвигается под внешнюю дугу (рис. 14.67, Е) и происходит смещение флиша и миогеосинклинальных слоев. Образуется надвиговый пояс форланда, перед которым происхо-

дит накопление сначала турбидитов, а затем «молассы» в бассейнах форланда, или экзогеосинклинали (моласса Альп, Сивалик). Сочленение внешней дуги и надвигов форланда по срыву, который на поверхности выражен надвигом в преддуговом бассейне (фиг. 14.67, Ж), может привести к накоплению турбидитов и отложений потоков осадочного вещества (Продольная долина на Тайване), которые могут быть перекрыты конгломератами «молассы» и сохраниться в качестве наддугового бассейна (шовная зона Цангпо). В тех районах, где конвергенция происходит по малым углом, образование надвигов в форланде может сопровождаться сдвигами в наддуговом бассейне (Тайвань).

После столкновения (рис. 14.67, Ж) осадки могут накапливаться в ловушках межгорных грабенов в складчато-надвиговом поясе (грабен Таккола). Продольное рифтообразование околосоновой зоны может привести к блоковой тектонике и последующему спредингу океанического дна (Тирренское море), что соответствует постгеосинклинальной стадии Обуэна. При столкновении континентов в пределах надвигающейся плиты могут образоваться крупные рифты и впадины растяжения вдоль сдвигов. В течение финальных стадий постколлизивной дивергенции могут формироваться грабены или тафрогеосинклинали в пределах форланда (Рейнский грабен).

**14.10.2. Сдвиговый цикл.** Сдвиговый цикл [1684, 1984] состоит из трех основных перекрывающихся фаз.

1. Фаза транстенсии, ведущая к образованию небольших впадин. Если они образуются на континентальной коре, то аллювиальные конгломераты и брекчии по латерали переходят в тонкозернистые озерные осадки в центре впадины. В приморских регионах, таких, как Калифорнийский бордерленд, пелагические и гемипелагические фации замещают первично озерные фации. По мере растяжения утонение коры позволяет магме подниматься, и формируются изверженные породы, особенно базальты. Могут также внедряться или тектонически, или в виде диапиров тела ультрамафитов, и образуется собственно океаническая кора с офиолитами и гидротермальными полезными ископаемыми на спрединговых хребтах, как, например, в современном Калифорнийском заливе.

2. Фаза заполнения бассейна, перекрывающаяся с транстенсильной фазой. Седиментация осуществляется оползнями, потоками обломков и турбидитными течениями. По мере углубления бассейна и возрастания мощности осадочного

чехла, осадки деформируются по направлению к центру бассейна за счет сбросов, гравитационных складок и разломов. На разломных окраинах могут быть надвиги и складки. Когда растяжение прекращается, продолжается заполнение осадками, причем они могут выходить за пределы первичного бассейна, ограниченного разломами, и формироваться в крупной депрессии.

3. Фаза транспрессии, перекрывающаяся с фазой заполнения бассейна. Когда бассейн заполнен и, возможно, поднимается над уровнем моря, морские турбидиты и осадки глубоководных озер переходят в осадки мелководных озер и/или флювиальные осадки. Структуры сжатия, особенно надвиги, становятся более интенсивными у краев бассейна, и осадки сминаются в складки. Продолжающийся подъем приводит к эрозии деформированных осадков.

Эти три фазы образуют разрез, в котором осуществляется переход от дофлиша, возможно офиолитового и иногда первично неморского, через флиш к молассе. Деформации, сначала вызванные растяжением, постепенно переходят в деформации сжатия к концу цикла.

На большой площади может образоваться несколько впадин, частично синхронно, а частично разновременнo. Их разрезы могут создать впечатление большого стратиграфического объема осадков. Если весь пояс переходит от раннего периода транстенсии к периоду транспрессии, то произойдет общая стратиграфическая эволюция через классический геосинклинальный цикл. Однако при этом не необходимы ни широкие океаны, ни субдукция. Все, что требуется, — это фрагментация существенно континентальных областей, таких, как современное Средиземное море, Южный остров Новой Зеландии, Калифорнийский бордерленд или Калифорнийский залив.

Возможен любой переход от поясов, где за относительно небольшой транстенсией следует транспрессия без создания океанического дна и всецело в пределах континентальной коры, через те пояса, где имеется некоторый спрединг и определенное уменьшение океана при субдукции к тем поясам, где происходит раскрытие и за-

крытие крупных океанов с весьма незначительными сдвигами. Таким образом, цикл Уилсона и сдвиговой цикл являются конечными членами непрерывного ряда, и обе модели обладают равной ценностью в качестве пособий для понимания геосинклинально-орогенного развития. Модель Уилсона более применима к крупномасштабным структурам, океанским плитам и континентальным окраинам; сдвиговая модель — к континентальным плитам и небольшим бассейнам. Таким образом, эти две модели дополняют друг друга.

## ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Ballance P.F. and Reading H.G. (Eds)* (1980) Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. Publ. int. Ass. Sediment. 4, pp. 265.
- Bally A.W., Bender P.L., McGetchin T.R. and Walcott R.I. (Eds)* (1980) Dynamics of Plate Interiors, pp. 162. Geodynamic Series, 1, Am. geophys. Un. and Geol. Soc. Am., Colorado.
- Blanchert R. and Montadert L. (Eds)* (1981) Geology of Continental Margins, pp. 294. Oceanol. Acta, Proc. 26th Int. geol. Congr. C3.
- Burk C.F. and Drake C.L. (Eds)* (1974) The Geology of Continental Margins, pp. 1009. Springer-Verlag, New York.
- Dickinson W.R. (Ed.)* (1974) Tectonics and Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 22, pp. 204, Tulsa.
- Dott R.H., Jr. and Shaver R.H. (Eds)* Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 19, pp. 380, Tulsa.
- Doyle L.J. and Pilkey O.H. (Eds)* (1979) Geology of Continental Slopes. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 27, pp. 374, Tulsa.
- Leggett J.K. (Ed.)* (1982) Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins, Spec. Publ. geol. Soc. London, 10, pp. 576.
- Miall A.D.* (1984) Principles of Sedimentary Basin Analysis, pp. 490. Springer-Verlag, New York.
- Scrutton R.A. (Ed.)* (1982) Dynamics of Passive Margins, pp. 200. Geodynamic Series, 6, Am. geophys. Un. and Geol. Soc. Am., Colorado.
- Watkins J.S. and Drake C.L. (Eds)* (1983) Studies in Continental Margins Geology. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 34, pp. 801.

## ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Х.Г. Реддинг

Основы седиментологии были заложены в 19-м столетии. Вальтер [2537], формулируя свой «закон последовательности осадочных фаций», показал, каким образом вертикальная последовательность может быть использована при анализе условий осадконакопления, что является одним из краеугольных камней данной книги. Сорби между 1851 и 1908 гг. начал свои исследования по осадочной и количественной петрографии, осадочным текстурам, анализу палеотечений, диагенезу и текстурам раковин. На рубеже столетий Вант-Гофф, ведущий специалист в области физической химии, для объяснения происхождения эвапоритов использовал методы экспериментальной химии и фазовые превращения. Работа Сорби по петрографии окремнелых известняков предвосхитила первую статью по петрологии изверженных пород. Вант-Гофф проводил эксперименты на морских эвапоритах до того, как были созданы первые экспериментальные лаборатории по изучению изверженных и метаморфических пород.

В истории геологии существует, однако, загадочный вопрос, который состоит в том, почему в первой половине 20-го столетия в седиментологии отсутствовал значительный прогресс, хотя основные направления этой науки уже были заложены.

В самом начале этого столетия изучение осадочных пород проводилось главным образом стратиграфами, внимание которых в основном было направлено на корреляцию слоев и которые рассматривали ископаемые остатки как индикаторы биозон, а не как индикаторы среды. Поскольку стратиграфически «полезные» ископаемые в основном от среды не зависят, то остатки, определяющие границы фаций игнорировались, несмотря на их значение для понимания обстановок. Осадочная петрография, не считая ряда исследований, посвященных диагенезу, также стала инструментом корреляции с

упором на анализ тяжелых минералов и микрофаций. Потребность нефтяной промышленности в характеристике и интерпретации погребенных песчаников, пробуренных скважинами, привела к развитию гранулометрического анализа, основы которого были заложены в ранней работе Уддена и Уэнтуорта. К сожалению, большое внимание уделялось методологии в статистике, что превратило некоторые исследования по гранулометрическому анализу в манипуляции статистическими данными, имеющими мало отношения к геологии.

В 1930-х и 1940-х гг. все большее число исследователей, интересы которых не ограничивались только стратиграфией и осадочной петрографией, стали интересоваться тектоническими аспектами осадконакопления. В частности, они использовали осадочную петрографию и осадочные фации, такие, например, как «флиш» и «моласса», в качестве индикаторов конседиментационной тектоники и стадий развития геосинклинальных котловин и орогенных поясов; наличие осадочных циклов в дельтовых и флювиальных разрезах они также объясняли чередованием поднятий и прогибаний, а не осадочными факторами.

Концепция турбидных течений положила начало современной седиментологии не только тем, что она решила частную проблему образования глубоководных песков и градационных слоев, но также и тем, что показала важность совместных исследований отложений современных океанов и древних пород с привлечением эксперимента. Она сфокусировала внимание на процессе и заставила геологов вновь обратиться к породе с тем, чтобы оценить каждую грань, каждое зерно и текстуру, и заинтересоваться тем, что же сформировало их.

В седиментологических исследованиях так же, как и во многих других областях геологии, постоянным стимулом являются потребности экономики, в частности необходимость разведки и эксплуатации залежей угля и нефти. В 1930-х и 1940-х гг. множество плодотворных дискуссий

было посвящено цикличности угленосных горизонтов, образовавшихся в карбоне. Признание необходимости совершенствования методов стратиграфической интерпретации, позволяющих прогнозировать тенденцию распределения пористости на глубине и положение резервуаров, в 1940-х гг. нашло отражение в росте числа геолого-седиментологических исследовательских групп в крупных нефтяных компаниях. Первые работы по седиментологии и большая часть лучших исследований, посвященных дельтам, были выполнены и продолжают выполняться геологами-нефтяниками, что помогает им предсказывать характер фаций в породах, являющихся резервуарами нефти. Возможность обнаружения крупных резервуаров в карбонатных породах и, в частности, проблема распределения пористости в них послужили стимулом для изучения древних карбонатных фаций и современных карбонатных отложений на Багамских островах и в Персидском заливе. Важная роль диагенетических преобразований карбонатных пород и эвапоритов обусловлена главным образом значением их как резервуаров для углеводородов. В настоящее время горная промышленность также вносит вклад в развитие седиментологических исследований.

Сейчас анализ осадочных фаций представляет собой сложившуюся науку с определенным академическим и промышленным статусом. Имея достаточное количество данных, в настоящее время можно определить региональную обстановку накопления большинства осадочных пород, по крайней мере фанерозойских. Во многих случаях можно сделать заключение о локальных обстановках и конкретных процессах или группе процессов, которые сформировали породы. В большей или меньшей степени могут быть установлены природа питающих областей, климат, местная тектоника, характер морских течений (приливные или климатические) и химизм океанов. Существует, однако, постоянная необходимость идентификации обстановок и процессов, которые там происходили, а также геологического обрамления на основе ограниченного количества данных, поскольку при анализе проблем, связанных с глубинным строением, весьма редко имеется полный набор необходимых данных. В прикладной геологии ранние прогнозы имеют большое значение.

Очень трудно интерпретировать фации докембрийского возраста, это относится даже к обломочным отложениям. Здесь не всегда уверенно можно отделить мелководную морскую обстановку от флювиальной, не говоря уже об отличии озерной обстановки от морской. Однако любопытно отметить, что, когда это удается сде-

лать, по докембрийским породам можно разрабатывать наиболее детальные модели обстановок. В осадках химического происхождения эти проблемы усложняются за счет длительной истории диагенеза и неопределенности состава ранней атмосферы. В будущем следует решить проблемы образования строматолитов, джеспилитов и кремней, что дополнит наши знания о химизме докембрийских океанов и земной коры.

Аллювиальные породы наиболее интенсивно изучаются. Часто можно составить приблизительное представление о рисунке русла, типах его коренного ложа и их распределении, природе межфлювиальных областей и их почвах, можно также оценить тектонический фон, климат, длину речного потока и протяженность пиков половодья. Таким образом, мы постепенно приближаемся к пониманию условий, контролирующих палеофлювиальную обстановку, но пока остаются до конца неясными взаимоотношения между типом русла и его поведением, систематизация бессточных рек и конусов выноса, которые отмирают в бессточных речных бассейнах. Пока остается проблематичным прогноз относительно ширины песчаных русловых тел, характера сгущивания отложений в трехмерном виде и отсутствия кустования. Небольшой прогресс достигнут в распознавании древних тонкозернистых «илистых» потоков, которые не имеют заполненных песком русел.

Морфология современных пустынь описана достаточно полно, но, несмотря на это, отсутствует ясное понимание взаимоотношений между современными фациями и формирующими их климатическими процессами. Известно, что в течение плейстоцена изменение характера ветров и количества выпадающих осадков в современных пустынях происходило за короткие отрезки времени. В связи с этим необходимо представлять, каким образом фации реагировали на такие изменения и как быстро морфология пустыни могла отвечать на климатические изменения. Пока еще трудно выявить короткопериодные изменения климата по отложениям древних пустынь. Так, например, не ясно, обусловлены ли изменения отложений наводнений или эоловых дюн случайными ливнями или короткопериодными изменениями климата.

Значение озер недооценивалось геологами, которые рассматривали их как эфемерные образования, даже несмотря на то что многие из них приурочены к рифтам и передовым прогибам, где они могут длительно существовать. Анализ озерных фаций был часто подчинен анализу других фаций и обстановок вследствие ассоциации озер с эвапоритами, турбидитами, дельтовыми или флювиальными отложениями. Осадки

озер рассматривались как отложения «материковых себх», «неморских бассейнов» или «интерфлювиальные». Современные озера длительное время исследуются лимнологами (главным образом биологами или химиками) как физические, химические или биологические (экологические) микросистемы, однако по их седиментологии было выполнено удивительно мало работ. Интерес к современным озерам постоянно растет, поскольку многие из них расположены в густонаселенных районах и представляют собой весьма доступные природные лаборатории, часто подчеркивают проблемы загрязнения, а также имеют уникальные химические системы и системы фаций, которые очень чувствительны к климатическим изменениям. В настоящее время западные нефтяники считают, что озерные отложения представляют собой потенциальные источники углеводородов (точка зрения давно принятая на вооружение китайскими геологами) и что озера играют важную роль при концентрации урана. Интерес к озерам продолжает расти, поскольку их распространение является наилучшим индикатором прошлых климатических и тектонических обстановок.

В изучении дельт по сравнению с другими обстановками, возможно, достигнут наибольший прогресс в отношении выделения их типов и предполагаемых источников питания, определения климата, локальной тектоники, характера внутренних течений, а также простирания и формы песчаных тел. Большинство древних дельтовых разрезов считают сформировавшимися в дельтах с преобладанием флювиальных процессов, но выделяется все большее число разрезов с преобладанием волнового воздействия. Древние дельты с преобладающим воздействием приливов нелегко идентифицировать. Важность взаимодействия физических процессов в дельтах, по всей видимости, преувеличивается, и различие между моделями фаций не основано, как это должно было быть, на наличии зерен определенной размерности. В связи с этим необходимо разрабатывать отдельные модели для дельт с преобладанием песка и глины. В последние годы увеличивается объем информации, касающейся конседиментационных процессов деформации, в результате которых часто образуются крупномасштабные оползни, разломы, глиняные диапиры и т. д. В древних разрезах, обнажающихся на поверхности, можно наблюдать структуры только мелких и средних масштабов. А где в таком случае искать крупномасштабные структуры? Аналогичные проблемы возникают и при изучении склоновых шлейфов.

Береговые линии, расположенные в умеренном климате, долгое время исследовались спе-

циалистами по физической географии и инженерами, и поэтому о галечных побережьях известно больше, чем о менее гостеприимных побережьях, находящихся в аридном климате. Однако при изучении древних пород эти знания используются слабо. Это связано с различными подходами географов и геологов к анализу прошлого. До недавнего времени многие геологи для подтверждения факта трансгрессии искали конгломераты, и долго не отмирал миф о том, что подошва трансгрессивных отложений должна быть сложена конгломератами. Географы же, представляя вертикальный разрез или рассматривая вопрос о том, что могло, а что не могло сохраниться во время трансгрессии, регрессии или латеральной миграции подобстановки, в своих моделях редко учитывали фактор времени. Нам известно относительно немного примеров древних береговых зон, сложенных обломочными породами, как из-за того, что они не распознавались, так и из-за их низкой потенциальной сохранности. Однако тот, кто сможет различить широкое многообразие обломочных береговых зон, окажется в большом выигрыше, поскольку береговые линии очень чутко реагируют на изменения в поступлении осадков, скорости погружения, климата, уровня моря и тектонической обстановки. Таким образом, они могут дать очень много для понимания геологической эволюции области. Для аридных и семиаридных обстановок энергичным стимулом явились работы, проводимые в Персидском заливе, несмотря на опасность того, что эта область может стать единственной моделью. В настоящее время имеется широкий диапазон примеров, но необходимо более детально изучить сложные смешанные карбонатно-обломочные береговые зоны. Реальные трудности здесь, как при изучении эвапоритов вообще, состоят в том, что первоначальные фации претерпевают диагенетические изменения, и фации сами по себе плохо сохраняются в обнажениях. Поэтому будущие работы необходимо концентрировать на глубинных исследованиях с использованием не только керн, но и сейсмических и каротажных данных.

Для мелководной морской обстановки карбонаты исследованы лучше, чем обломочные отложения. Это обусловлено частично тем, что карбонаты больше зависят от обстановки, а частично тем, что они отражают более ровный климат, в котором могут изучаться и современные карбонаты. С 1930-х гг. при изучении карбонатов традиционно сравнивают современные их отложения с древними, используя петрографический анализ микрофаций. Потребовалось длительное время, чтобы понять, что многие современные шельфы отражают сегодняшние гидравлические

процессы. Поэтому идея о применении данных по современным обломочным отложениям для понимания древних шельфов стала серьезно использоваться только в последние 30 лет, и наши модели осадочных фаций являются неполными. Чтобы получить, как в случае с дельтами, исчерпывающую основу для моделей, которые базируются на процессах и в которые можно уложить характерные особенности древних фаций, необходимо провести индивидуальные исследования в пределах современного морского шельфа и иметь характерные примеры их древних аналогов. В особенности необходимо исследовать мелководные моря с преобладанием глинистых отложений. Однако актуалистические модели не могут быть разработаны даже после того, как это будет достигнуто, поскольку современные мелководные моря не являются аналогами многих морей геологического прошлого, так как они представительны только для периодов недавних трансгрессий, а современные аналоги древних эпейро-эпиконтинентальных морей, широко распространенных в прошлом, отсутствуют.

Проект глубоководного бурения и сейсмическое профилирование континентальных окраин за последние 15 лет внесли решающий вклад в наше понимание глубоководных отложений. Первоначально это в основном обогатило наши знания о пелагическом осадконакоплении, но в дальнейшем оказалось важным и для изучения глубоководных обломочных отложений, гляциоморских осадков высоких широт, переотложенных карбонатов и вулканогенно-обломочных осадков.

Исследование пелагических отложений свидетельствует о взаимодействии между тектоникой, колебаниями уровня моря, химическими и биологическими процессами и циркуляцией в океанах. За последние 15 лет в изучении современных океанов, главным образом в исследовании их стратиграфии и мезозойской и кайнозойской эволюции, был достигнут колоссальный прогресс. В пелагической стратиграфии успешно происходит выделение «событий» на основе изучения стабильных изотопов. Такие явления не просто экстраполируются на прошлое к докембрийским океанам, поскольку пелагическое осадконакопление сильно зависит от биологической эволюции и изменения природы океанической циркуляции и химизма океана, которые в свою очередь являются следствием не только движения плит, но также климатических, атмосферных и космических изменений в течение фанерозойского времени и эволюции растений и животных. В последующие годы с помощью изучения геохимии океанических пелагических осадков

необходимо ответить на вопросы, касающиеся крупномасштабных вариаций в системе океан — атмосфера.

Для понимания природы глубоководных обломочных отложений следует проводить детальное изучение с помощью бурения и глубоководной буксируемой аппаратуры современных конусов выноса; дальнейшие исследования нефтяных компаний с использованием сейсмических и каротажных методов могут дать представления о трехмерной структуре древних конусов выноса, находящихся вблизи поверхности. В частности, следует проанализировать подножие склона и вновь обратить внимание на равнины бассейнов. Необходимо также понять процессы, которые привели к образованию фаций или систем фаций, наблюдаемых в настоящее время. Сформировались ли они за счет типичных турбидных течений, или же их образование было обусловлено другими видами глубоководных течений? Определяется ли характер фаций транспортирующими и отлагающими осадочный материал течениями или рельефом локальной обстановки осадконакопления, образовавшимся за счет предшествовавшей системы русел, намывных валов и лопастевидных выносов или за счет конседиментационной тектоники и диапиризма в осадочной котловине, или же основными факторами, контролирующими характер распределений фаций являются природа, размеры и тектоника области сноса?

Необходимо иметь более детальные, чем во многих прежних обобщенных моделях, описания индивидуальных примеров, в которых фации тесно увязаны с процессами и палеотечениями. Для древних глубоководных обломочных осадков должны быть определены источники питания (тип береговой зоны, мелководное море или дельта).

Изучение гляциальных фаций и их моделей пока находится в начальной фазе. Наземные гляциальные отложения плейстоценового возраста были хорошо описаны с целью корреляции и расшифровки геологической истории области, но до недавнего времени сравнительно мало внимания уделялось процессам, которые формировали осадочные текстуры и определяли взаимоотношения между фациями. Морские гляциальные отложения игнорировались до тех пор, пока исследования в Антарктиде и заливе Аляска, проводимые по Проекту глубоководного бурения в последние десять лет, не показали, насколько различна природа и продолжительность оледенений. Исследования древних гляциальных отложений концентрируют свое внимание на том, как отличить гляциальные отложения от

отложений негляциального происхождения, а не на развитии детальных и согласованных моделей осадконакопления.

Существует необходимость дальнейших исследований позднекайнозойских гляциальных фаций как в наземных, так и в морских обстановках и в различных тектонических условиях в сочетании с их детальной корреляцией и хронологией. Разработанные в результате этого модели при сравнении их с данными по древним оледенениям дадут геологам возможность различать седиментологические, тектонические, локальные географические и глобальные климатические факторы, контролирующие гляциальное осадконакопление. Понимание природы многих древних оледенений послужит необходимым условием для определения причин оледенения и даст возможность в будущем прогнозировать оледенение и даже влиять на их ход.

Что касается тектоники, то определение характера современного движения плит сыграло очень важную роль при выяснении взаимоотношений между осадочными фациями и конкретным тектоническим режимом. Тем не менее было показано, что не существует фаций, которые формировались бы только одной тектонической обстановкой. Например, «флишевые» или «флишеподобные» фации можно наблюдать в различных тектонических обстановках: от пассивных окраин до желобов, задуговых бассейнов, малых бассейнов, расположенных на континентальной коре, и даже озер. Глобальные тектонические модели более необходимы для понимания тектоники океанов, чем континентов. Однако осадки, которые лучше всего сохраняются, отлагаются на континентах или на их окраинах. Кроме того, седиментологи, как правило, проявляют интерес к котловинам гораздо меньшим по размерам, чем те, на которых основана концепция тектоники плит.

В настоящее время необходимо иметь больше примеров характера осадконакопления в локальных тектонических условиях, которые бы иллюстрировали разнообразие фаций в рифтовых бассейнах, бассейнах, приуроченных к системам сдвигов, к вулканическим дугам и в бассейнах форланда. С одной стороны, структурные геологи в настоящее время осознали, что деформации обусловлены не только тектоническими процессами, которые имеют место после того, как образовались однородные блоки горных пород, а с другой стороны, седиментологи поняли, что осадки не обязательно отлагались в пассивных депрессиях с постоянным источником питания и что деформации и осадконакопление часто происходят одновременно, и поэтому в настоящее время можно в деталях оценить синхронное про-

явление деформаций и осадконакопления. Необходимо также обратить внимание на более тонкие фациальные изменения, которые происходят вкрест достаточно небольших разломов и долго живущих линеаментов. Хотя картирование обнажений все еще может внести значительный вклад в изучение процессов осадконакопления и тектоники, во многих случаях выяснение этих взаимоотношений возможно только при использовании глубинных методов. Следует также помнить, что все условия осадконакопления — разрушение пород, их транспортировка, обстановки осадконакопления и диагенез — должны быть отчетливо связаны с господствующим тектоническим режимом.

Несмотря на то что анализ осадочных фаций представляет собой относительно рутинный стандартный метод, для понимания взаимоотношений между фациями, процессами и средой конкретной обстановки осадконакопления необходимо сделать еще очень много. Основные усилия в будущих исследованиях должны быть, однако, сконцентрированы на перечисленных ниже следующих направлениях.

Имея большое количество образцов из обнажений и керн, отобранных через небольшие интервалы, не представляет труда реконструировать реальную обстановку. Проблема состоит в том, как осуществить это с небольшим количеством данных и для значительных глубин. В связи с этим необходимо совершенствовать наши методы интерпретации, используемые при плохой обнаженности, данных каротажа, бурового шлама или сейсмических профилей. Во-первых, нужно совершенствовать математические методы, такие, как спектральный анализ, применяемые для изучения циклических разрезов и обработки больших массивов данных, особенно в том случае, когда обычные методы трудно использовать для их интерпретации. Во-вторых, необходимо вернуться к некоторым ранее применявшимся методам осадочной петрологии, использующим осадочную петрографию и анализ тяжелых минералов, но не замыкаясь, как это часто случалось раньше, на самих процессах, и не используя их в качестве простого инструмента для идентификации тектонического режима или области питания, а выделяя при этом различные процессы, которые вносят вклад в набор определяемых нами минералов и выявляя его зависимость от состава области сноса, выветривания в области сноса, процессов транспортировки, осадконакопления или диагенеза после отложения осадков. По возможности всякий раз необходимо объединять поверхностные исследования с глубинными. Только в глубоких горизонтах существуют условия, которые способствуют сохра-



нению полной трехмерной картины фаций, где, по крайней мере теоретически, можно определить как истинную форму фаціальных тел, так и их взаимоотношения друг с другом и развитие во времени. Дальнейшее совершенствование современных моделей фаций будет основано только на глубинных исследованиях.

Модели осадконакопления, хотя и в меньшей степени, чем десятилетие назад, все еще главным образом основываются на физических процессах, за исключением тех случаев, когда отсутствует набор частиц всех размерностей. При интерпретации обстановки, в которой образовалась порода, пока существует тенденция полагать, что, если присутствует полный набор частиц, которые могут переноситься течениями, то отсутствие ряби или кривой слоистости указывает на отсутствие течений. Отсутствие некоторых структур может быть, однако, обусловлено отсутствием частиц данной размерности. То же самое относится и к фаціальным моделям. В настоящее время существует необходимость в разработке моделей фаций с более дробным выделением фракций, в частности для аргиллитов, группы фаций, которой до недавнего времени по сравнению с более изученными песчаниками и карбонатами пренебрегали.

Модели фаций, как следует из данной книги, всегда разрабатывались главным образом как *осадочные* модели и часто рассматривались в качестве таковых. Это положение должно сохраниться в обозримом будущем. В настоящее время известно, что те отложения, которые сохраняются, представляют собой только фрагмент исторического развития обстановки. Существуют не только крупные несогласия, в которых исчезают крупные отрезки истории, но и бесчисленное множество более мелких эрозионных поверхностей, выпадений разрезов и перерыва в осадконакоплении. Хотя в последние годы при проведении полевых работ и при интерпретации диагенетических изменений в породах был достигнут большой прогресс в изучении подобного рода брешей в осадконакоплении, будущие исследования ориентируются на выяснение всей истории химических и биологических диагенетических исследований как для фаций ненакопления осадков, например для палеопочв и хардграундов, так и для более глубинных изменений с использованием точных минералогических и геохимических методов, с помощью которых можно определять палеотемпературы и химизм грунтовых вод. До недавнего времени изучение диагенетических преобразований было в основном самоцелью или проводилось для выяснения первоначального состава осадков. Диагенетические преобразования должны быть использованы не

только как индикаторы для обстановки осадконакопления как таковой, но и как инструмент для понимания истории захоронения, давления нагрузки и температур, а также перемещения грунтовых вод. Это особенно ценно для расшифровки истории среды, а также стратиграфической и структурной истории области после осадконакопления и в том случае, когда осадки не сохраняются.

В будущем необходимо увеличить число исследований по многим дисциплинам. При использовании седиментологии как для прикладных, так и для научных целей необходимо объединять усилия инженеров, петрофизиков и сейсмологов. Это будет достигаться посредством непрерывного роста качества данных при глубинных исследованиях, например получения более детальных и точных сейсмических разрезов (например, трехмерных) и более усовершенствованного каротажа. Непрерывное развитие компьютерной обработки также будет вести к совершенствованию интерпретации глубинных данных, включая выделение резервуаров и выяснение характера их распределения. В результате этого должны быть разработаны оптимальные седиментологические модели. Для анализа осадочных фаций необходимо применять точные физические и химические методы, необходимо также использовать наше понимание химических и физических процессов для развития теоретических моделей с применением современных компьютеров. Компьютерное моделирование постепенно становится жизненно необходимым при изучении различных геологических ситуаций, особенно при исследовании взаимоотношений осадков с тектоникой, истории уплотнения и захоронения и характера распределения осадков. Ряд параметров, таких, как характер погружения, изменение уровня моря, питание осадками, уплотнение и термальный градиент, можно объединять и варьировать ими до получения модели, которая соответствует наблюдаемым реальным условиям.

И наконец, необходимо помнить, что настоящее не является ключом к прошлым обстановкам, хотя и может приоткрывать завесу над некоторыми из них. В большинстве своем прошлые обстановки в каких-то отношениях отличаются от современных. Поэтому мы должны быть готовы к этому и иметь мужество разрабатывать неактуалистические модели, непохожие на любые из тех, которые существуют сегодня.

#### ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Ginsburg R.N. (Ed.) (1973) *Evolving Concepts in Sedimentology*, pp. 191. Johns Hopkins University Press, Baltimore.

# ЛИТЕРАТУРА

1. *Abbate E., Bortolotti V. and Passerini P.* (1970) Olistostromes and olistoliths. *Sedim. Geol.*, 4, 521—557. 12.2.3, 12.3.4.
2. *Abbate E., Bortolotti V. and Passerini P.* (1972) Studies on mafic and ultramafic rocks: 2 — Palaeogeographic and tectonic considerations in the ultramafic belts in the Mediterranean area. *Boll. Soc. geol. ital.*, 91, 239—283. 11.4.2.
3. *Adams C.J.* (1981) Uplift rates and thermal structure in the Alpine fault zone and Alpine schists, southern Alps, New Zealand. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (Ed. by K.R. McClay and N.J. Price), pp. 211—212. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 9. 2.4.5, 14.8.
4. *Adams J. and Patton J.* (1979) Sebkhah — Dune deposition in the Lyons Formation (Permian) Northern Front Range, Colorado. *Mount. Geol.*, 16, 42—57. 5.3.4.
5. *Adams A.E. and Schofield A.* (1983) Recent submarine aragonite, magnesium calcite, and hematite cements in a gravel from Islay, Scotland. *J. sedim. Petrol.*, 53, 417—421. 10.6.1.
6. *Adams C.E., Jr., Wells J.T. and Coleman J.M.* (1982) Sediment transport on the central Louisiana continental shelf: implications for the developing Atchafalaya River delta. *Contrib. Mar. Sci.*, 25, 133—148. 9.5.2.
7. *Agassiz L.* (1869) Report on the deep-sea dredgings in the Gulf Stream during the third cruise of the U.S. Steamer *Bibb*. *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll.*, 1, 363—386. 11.1.2.
8. *Agassiz A.* (1894) A reconnaissance of the Bahamas and of the elevated reefs of Cuba in the steam yacht *Wild Duck*, January to April, 1893. *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll.*, 26, 1—203. 10.1.
9. *Agassiz A.* (1896) The elevated reefs of Florida. *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll.*, 28, 29—62. 10.1.
10. *Ager D.V.* (1973) Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 15, 83—93. 10.4.4.
11. *Ahlfbrandt T.S. and Fryberger S.G.* (1981) Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: *Modern and Ancient Nonmarine Depositional Environments: models for exploration.* (Ed. by F.G. Ethridge and R.M. Flores), pp. 293—314. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* 31, Tulsa. 5.2.6.
12. *Ahr W.M.* (1973) The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Soc.*, 23, 221—225. 10.3, 10.4.4.
13. *Aigner T.* (1982a) Calcareous tempestites: storm-dominated stratification Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Sellacher), pp. 180—198. Springer-Verlag, Berlin, 9.12.1, 10.4.4.
14. *Aigner T.* (1982b) Event stratification in Nummulite accumulations and in shell beds from the Eocene of Egypt. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Sellacher), pp. 248—262. Springer-Verlag, Berlin. 10.5.
15. *Aigner T.* (1985) *Lecture Notes In Earth Sciences*, 3, 174 pp. Springer-Verlag, Berlin. 10.4.4.
16. *Aigner T. and Reineck H.E.* (1982) Proximity trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana marit.*, 14, 183—215. 9.8.1, 9.12.2, Fig. 9.26.
17. *Aigner T. and Reineck H.E.* (1983) Seasonal variation of wave-base on the shoreface of the barrier island Norderney, North Sea. *Senckenbergiana marit.*, 15, 87—92. 9.3.1.
18. *Akin R.K. and Graves R.W.* (1979). Reynolds oolite of southern Arkansas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 1909—1922. 10.4.4.
19. *Alam M. and Piper D.J.W.* (1978) Pre-Wisconsin stratigraphy and palaeoclimates off Atlantic Canada and their bearing on glaciation in Québec. *Géogr. Phys. Quat.*, 31, 15—22. 12.4.2.
20. *Ali Y.A. and West I.M.* (1983) Relationships of modern gypsum nodules in sabkhas of loess to compositions of brines and sediments in northern Egypt. *J. sedim. Petrol.*, 53, 1151—1168. 8.4.6.
21. *Allen G.P., Laurier D. and Thouvenin J.* (1979) Étude sédimentologique du delta de la Mahakam. *Notes et Mémoires*, 15, Compagnie Française des Pétroles, Paris. 6.5.1, 6.5.2, Fig. 6.8.
22. *Allen J.R.L.* (1963) The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93—114. 3.9.3.
23. *Allen J.R.L.* (1964) Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3, 163—198. 2.2.1, 3.1, 3.9.2, 3.9.4, Fig. 3.22, Fig. 3.48.
24. *Allen J.R.L.* (1965a) Fining upwards cycles in alluvial successions. *Geol. J.*, 4, 229—246. 2.2.2, 3.9.1, 3.9.4, Fig. 3.46, Fig. 3.47.
25. *Allen J.R.L.* (1965b) The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 35, 139—185. 3.9.4, Fig. 3.3.8.
26. *Allen J.R.L.* (1965c) A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89—191. 3.9.4, Fig. 3.27.

27. Allen J.R.L. (1965d) Late Quaternary Niger delta, and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies, Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 49, 547—600. 6.2, 6.3.1, 6.5.1, 6.5.2, Fig. 6.10, 7.2.2, 7.3.1.
28. Allen J.R.L. (1966) On bedforms and palaeocurrents. Sedimentology, 6, 153—190. 3.2.1.
29. Allen J.R.L. (1968) Current Ripples, pp. 433. North-Holland, Amsterdam. 1.1, 3.2.2.
30. Allen J.R.L. (1970a) Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining upwards cyclothems with special reference to coarse-member composition and interpretation. J. sedim. Petrol. 40, 298—323. 3.4.2, 3.9.4.
31. Allen J.R.L. (1970b) A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposits. Geol. J., 7, 129—146. 3.4.2, 3.9.4, Fig. 3.22.
32. Allen J.R.L. (1971) Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. J. sedim. Petrol., 41, 97—113. 12.2.3.
33. Allen J.R.L. (1974a) Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. Geol. J. 9, 181—208. 3.9.2, Fig. 3.37.
34. Allen J.R.L. (1974b) Studies in fluvial sedimentation: lateral variation in some fining upwards cyclothems from the Red Marls, Pembrokeshire. Geol. J., 9, 1—16. 3.9.4.
35. Allen J.R.L. (1978) Studies in fluvial sedimentation: An exploratory quantitative model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites. Sedim. Geol., 21, 129—147. 3.9.4.
36. Allen J.R.L. (1979) Initiation of transverse bedforms in oscillatory bottom boundary layers. Sedimentology, 26, 863—865. 9.11.1.
37. Allen J.R.L. (1980) Sand Waves: a model of origin and internal structure. Mar. Geol., 26, 281—328. 9.1.2, 9.10.1, Fig. 9.35.
38. Allen J.R.L. (1982a) Sedimentary Structures: their character and physical basis. Developments in Sedimentology. 30A and B. Elsevier Amsterdam. 1.1, 9.1.2, 9.3.5, 9.8.1, 9.8.3, 9.10.1, 9.11.1, 9.13.1, 9.13.3, Fig. 9.27, Fig. 9.28, Fig. 9.36, 12.3.4.
39. Allen J.R.L. (1982b) Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (early Cretaceous, southeast England). Proc. R. Soc. Lond., ser. A, 306, 291—345. Fig. 7.39.
40. Allen J.R.L. (1983) Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (Low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders, Sedim. Geol. 33, 237—293. 3.9.3, 3.9.4.
41. Allen J.R.L. and Friend P.F. (1968) Deposition of the Catskill Facies, Appalachian region: with notes in some other Old Red Sandstone Basins. In: Late Palaeozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, north-eastern North America. (Ed. by G. de V. Klein), pp. 21—74. Spec. Pap. geol. Soc. Am., 106. 3.9.3.
42. Allen J.R.L. and Kaye P. (1973) Sedimentary facies of the Forest Marble (Bathonian), Shipton-on-Cherwell Quarry, Oxfordshire. Geol. Mag. 110, 153—163. 10.4.2.
43. Allen J.R.L. and Williams B.J.P. (1982) The architecture of an alluvial suite: Rocks between the Townsend Tuff and Pickard Bay Tuff Beds (Early Devonian), Southwest Wales. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B 297, 51—89. 3.1, 3.2.4.
44. Allen P.A. (1981a) Devonian lake margin environments and processes, S.E. Shetland, Scotland. J. geol. Soc., 138, 1—14. 4.9.1, Fig. 4.16.
45. Allen P.A. (1981b) Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. Sedimentology, 28, 369—379. 4.9.1, 9.11.1.
46. Allen P.A. (1981c) Some guidelines in reconstructing ancient sea conditions from wave ripple marks. Mar. Geol., 43, 59—67. 9.11.1.
47. Allen P.A. (1984) Reconstruction of ancient sea conditions with an example from the Swiss Molasse. Mar. Geol., 60, 455—473. 4.9.1.
48. Allen P.A., Carbera L., Colombo F. and Matter A. (1983) Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. J. Geol. Soc. 140, 133—146. 4.9.3.
49. Allen P.A. and Mange-Rajetzky M. (1982) Sediment dispersal and Palaeohydraulics of Oligocene rivers in the eastern Ebro Basin. Sedimentology, 29, 705—716. 4.9.3.
50. Allen P.A. and Marshall J.E.A. (1981) Depositional environments and palynology of the Devonian South-east Shetland basin. Scott. J. Geol., 17, 257—273. 4.9.1.
51. Alvarez W., Kent D.V., Premoli Silva I., Schweickert R.A. and Larson R.A. (1980) Franciscan Complex limestone deposited at 17° South paleolatitude. Bull. geol. Soc. Am., 91, 476—484. 11.4.2, Fig. 11.27.
52. Anadon P. and Marzo M. (1975) Montserrat molassic sedimentation: a general view. 9th Int. Sediment. Congr., Nice, France, Guide Book Exc. 20, 41—47. 4.9.3.
53. Andel Tj. H. Van (1964) Recent marine sediments of Gulf of California. In: Marine Geology of the Gulf of California (Ed. by Tj. H. van Andel and G.G. Shor, Jr.), pp. 216—310. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 3, 11.3.5.
54. Andel Tj. H. Van (1967) The Orinoco delta. J. sedim. Petrol., 37, 297—310. 6.2.
55. Andel Tj. H. Van (1975) Mesozoic/Cenozoic compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. Earth Planet. Sci. Letts., 26, 187—194. Fig. 11.8.
56. Andel Tj. H. Van and Bowin C.O. (1968) Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude and the tectonics of mid-ocean rises. J. geophys. Res., 73, 1279—1298. 11.3.2.
57. Andel Tj. H. and Van Curry J.R. (1960) Regional aspects of modern sedimentation in northern Gulf of Mexico and similar basins, and palaeogeographic significance. In: Recent Sediments, northwest Gulf of Mexico (Ed. by F.P. Shepard, F.B. Phleger and Tj.H. van Andel), pp. 345—364. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa. 6.2, Fig. 6.19.
58. Andel Tj. H. Van, Heath G.R. et al. (1973) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 16, pp. 949. U.S. Government Printing Office, Washington, 11.3.3.
59. Andel Tj. H. Van, Heath G.R. and Moore T.C. (1976) Cenozoic history and palaeo-oceanography of the central equatorial Pacific Ocean. Mem. geol. Soc. Am., 143, pp. 134. 11.3.1.
60. Andel Tj. H. Van, von Herzen R.P. and Phillips J.D. (1971) The Vema Fracture zone and the tectonics of transve-

- rse shear zones in oceanic crustal plates. *Mar. geophys. Res.*, 1, 261—283. 14.8.1.
61. *Andel T.J.H., Van and Komar P.D.* (1969) Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 20° and 23° north latitude. *Bull. geol. Soc. Am.*, 80, 1163—1190. 11.3.2, 14.6.2, Fig. 14.26.
  62. *Andel T.J.H. Van, Rea D.K., Von Harsen R.P. and Hoskins H.* (1973) Ascension Fracture Zone, Ascension Island, and the Mid-Atlantic Ridge. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 1527—1546. 11.3.2.
  63. *Andersen B.G.* (1979) The deglaciation of Norway 15,000—10,000 B.P. *Boreas*, 8, 79—87. 13.4.3.
  64. *Andersen B.G., Bøen F., Rasmussen A., Rokoengen K. and Vallevik P.N.* (1982) The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 62, 39—49. 13.4.3, 13.5.3.
  65. *Anderson E.M.* (1951) The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain, pp. 206, 2nd ed. Oliver and Boyd, Edinburgh. 14.3.
  66. *Anderson J.B., Brake C., Domack E., Myers N. and Wright T.* (1983) Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary sedimentation and glaciological information. In: *Glacial Marine Sedimentation* (Ed. by B. F. Molnia), pp. 233—64. Plenum Press, New York. 13.3.7.
  67. *Anderson J.B., Brake C.F. and Myers N.C.* (1984) Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica. *Mar. Geol.*, 57, 295—333, 13.5.3.
  68. *Anderson J.B., Domack E.W. and Kurtz D.D.* (1980) Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters; implications to glacial erosion and transport. *J. Glaciol.*, 25, 387—396. 13.3.7.
  69. *Anderson J.B., Kurtz D.D., Domack E.W. and Balschaw K.M.* (1980) Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. *J. Geol.*, 88, 399—414. 13.3.7.
  70. *Anderson J.E., Pacjham G. et al.* (1975) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 130, pp. 753. U.S. Government Printing Office, Washington, 11.3.3.
  71. *Anderson R.N.* (1980) 1980 Update of heat now in the east and southeast Asian seas. In: *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands* (Ed. by D.E. Hayes), pp. 319—326. *Geophys. Mon. Amer. geophys. Un.* 23. 14.7.3, 14.7.4.
  72. *Anderson R.V.V.* (1983) The diatomaceous and fish-bearing Belda Stage of Algeria. *J. Geol.*, 41, 673—698. 11.4.3.
  73. *Anderson R.Y.* (1982) A long geoclimatic record from the Permian. *J. geophys. Res.*, 87, 7285—7294. 8.6.3, 8.10.4.
  74. *Anderson R.Y., Dean W.E., Kirkland D.W. and Snider H.I.* (1972) Permian Castile varved anhydrite sequence, west Texas and New Mexico. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 59—86. 8.6.3, 8.10.4, Fig. 8.49.
  75. *Anderson R.Y. and Kirkland D.W.* (1960) Origin, varves and cycles of Jurassic Todilto Formation, New Mexico. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 44, 37—52, 4.10.4, Fig. 4.29.
  76. *Anderson R.Y. and Kirkland D.W.* (1966) Intrabasin varied correlation. *Bull. geol. Soc. Am.* 77, 241—256. 8.10.4.
  77. *Anderton R.* (1976) Tidal shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. *Sedimentology*, 23, 429—458. 9.1.2, 9.10, 9.10.1, 9.10.3, 9.13.2, Fig. 9.50.
  78. *Anderton R., Bridges P.H., Leeder M.R. and Sellwood B.W.* (1979) A dynamic stratigraphy of the British Isles, pp. 301. George Allen and Unwin, London. 10.4.2, 10.6.3.
  79. *Andrews J.T. and Matsch C.L.* (1983) *Glacial Marine Sediments and Sedimentation: an annotated bibliography*, pp. 227. Geo Abstracts, Norwich. 13.3.7, 13.4.4.
  80. *Andrews P.B.* (1970) Facies and genesis of a hurricane washover fan, St. Joseph Island, Central Texas Coast. *Rep. Invest. Bur. econ. Geol.*, 67, pp. 147. Austin. Texas. 7.2.4.
  81. *Andrews S.* (1981) Sedimentology of Great Sand Dunes, Colorado. In: *Modern and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration.* (Ed. by F.G. Ethridge and R.M. Flores) 279—291. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner*, 31, Tulsa. 5.2.9.
  82. *Andri E. and Fanucci F.* (1975) La resedimentazione dei Calcaria Calpionelle liguri. *Boll. Soc. geol. ital.*, 94, 915—925. 11.4.2.
  83. *D'Anglejan B.F.* (1967) Origin of marine phosphorites off Baja California. *Mar. Geol.*, 5, 15—44.
  84. *Anketell J.M. and Lovell J.P.B.* (1976) Upper Llandoveryan Grogal sandstones and Aberystwyth Grits in the New Quay area, Central Wales: a possible upward transition from contourites to turbidites. *Geol. J.* 11, 101—108. 12.3.6.
  85. *Arbey F.* (1968) Structure et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci.*, Paris, 266, 76—78. 13.4.1.
  86. *Arbey F.* (1971) Glacio-tectonique et phénomènes glaciaires dans les dépôts siluro-ordoviciens des Monts d'Ougarta (Sahara algérien). *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris*, 273, 854—857. 13.4.1.
  87. *Arche A.* (1983) Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J.D. Collinson and J. Lewin). *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 6, 313—332. 3.4.2.
  88. *Argyana* (1975) Transform fault and rift valley from bathyscaphe and diving saucer. *Science*, 190, 108—116. 14.6.2, Fig. 14.25.
  89. *Arndorfer D.J.* (1973) Discharge patterns in two crevassees of the Mississippi River delta. *Mar. Geol.*, 15, 269—287. 6.5.1.
  90. *Arni P.* (1965) L'évolution des Nummulites en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. *Coll. intern. Micropal. Dakar*, Mem. B.R.G.M., 32, 7—20. 10.5.
  91. *Arrhenius G.* (1952) Sediment cores from the East Pacific. *Repts. Swedich Deep Sea Exped. (1947—1948)*, 5, 228 pp. 11.1.1, 11.3.1.
  92. *Arrhenius G.* (1963) Pelagic sediments. In: *The Sea* (Ed. by M.N. Hill) Vol. pp. 655—727. Interscience, New York. 11.3.4.
  93. *Arthaud F. and Matte Ph.* (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. geol. Soc. Am.* 88, 1305—1320, 14.8.2.
  94. *Arthur M.A.* (1983) Secular variations in amounts and environments of organic carbon burial during the Phanerozoic. In: *Mar. Petrol. Source Rocks, Abstracts.* *Geol. Soc. Lond. Meeting.* 11.4.6.
  95. *Arthur M.A., Anderson T.F., Kaplan I.R., Veizer J. and*

- Land L.S.* (1983) Stable isotopes in sedimentary geology. Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course, 10, 435 pp. Dallas 1983, 10.4.1.
96. *Arthur M.A. and Jenkyns H.C.* (1981) Phosphorites and palaeoceanography. In: *Geology of Oceans. Proc. 26th Int. geol. Congr., Paris. 1980. Suppl. Oceanol. Acta, 83—96. 11.3.3, 11.4.6, Fig. 11.49.*
97. *Arthur M.A. and Natland J.H.* (1979) Carbonaceous sediments in North and South Atlantic: the role of salinity in stable stratification of Early Cretaceous basins. In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment* (Ed. by M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan), pp. 375—401, Maurice Ewing Series 3 Am. geophys. Union. 11.3.1, 11.3.3, Fig. 11.9.
98. *Arthur M.A. and Premoli-Silva M.A.* (1982) Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In: *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies* (Ed. by C.O. Schlanger and M.B. Cita), pp. 7—54. Academic Press, London. 11.4.4, Fig. 11.41.
99. *Arthurton R.S.* (1973) Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. *Sedimentology*, 20, 145—160. 8.5.1, 8.6.1.
100. *Ashley G.M.* (1975) Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation* (Ed. by V.A. Jopling and B.C. McDonald), pp. 304—320. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 23, Tulsa. 4.6.1, 13.3.6, 13.4.4.
101. *Ashley G.M.* (1979) Sedimentology of a tidal lake, Pitt Lake, British Columbia, Canada. In: *Moraines and Varves* (Ed. by C. Schlüchter), pp. 327—345. Proc. Inqua Symp. on Genesis and Lithology of Quat. Deposits, Zürich, 10—20 Sept. 1978. A.A. Balkema, Rotterdam. 4.2.
102. *Ashton M.* (1980) The stratigraphy of the Lincolnshire Limestone Formation (Bajocian) in Lincolnshire and Rutland (Leicestershire), Proc. geol. Ass., 91, 203—223. 10.4.1, Fig. 10.35.
103. *Aubouin J.* (1959) Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale (2<sup>e</sup> thèse, Paris, 1958). *Ann. Géol. Pays Helléniques*, 10, 487—535. 14.2.2.
104. *Aubouin J.* (1965) Geosynclines: Developments in Geotectonics, pp. 335. Elsevier, Amsterdam. 14.2.2, 14.2.4, 14.5.2, Fig. 14.3, Tab. 14.1.
105. *Audley-Charles M.G.* (1965) A geochemical study of Cretaceous ferromanganiferous sedimentary rocks from Timor. *Geochim. cosmochim. Acta*, 29, 1153—1173. 11.4.2.
106. *Audley-Charles M.G.* (1972) Cretaceous deep-sea manganese nodules on Timor: implications for tectonics and olistostrome development. *Nature, Phys. Sci.*, 240, 137—139. 11.4.2.
107. *Audley-Charles M.G., Carter D.J., Barber A.J., Norvick M.S. and Tjokosapoetro S.* (1979) Reinterpretation of the geology of Seram: implications for the Banda Arcs and northern Australia. *J. geol. Soc.*, 136, 547—468. 11.4.2.
108. *Audley-Charles M.G., Curray J.R. and Evans G.* (1977) Location of major deltas. *Geology*, 5, 341—344. 6.1.
109. *Augustinus P.G.E.F.* (1980) Actual development of the chenier coast of Surinam (South America). *Sedim. Geol.*, 26, 91—113. 7.2.6.
110. *Aumento F.* (1969) The Mid-Atlantic Ridge near 45° N; V: Fission-track and ferromanganese chronology. *Can. J. Earth Sci.* 6, 11.3.2.
111. *Aumento F., Lawrence D.E. and Plant A.G.* (1968) The ferromanganese pavement on San Pablo Seamount! *Pap. geol. Surv. Canada*, 68—32, pp. 30. 11.3.3.
112. *Axelsson V.* (1967) The Laitaure Delta, a study of deltaic morphology and processes. *Geogr. Annlr.*, 49A, 1—127. 3.5, 4.6.1.
113. *Aydin A. and Nur A.* (1982) Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91—105. 14.8, Fig. 14.42.
114. *Babić L. and Zupanič J.* (1981) Various pore types in a Paleocene reef, Banija, Yugoslavia. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D.F. Toomey), p. 473—482. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, Tulsa. 10.5.
115. *Badiozamani K.* (1973) The dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *J. sedim. Petrol.*, 43, 717—723. 10.3.2, Fig. 10.1.
116. *Baganz B.P., Horne J.C. and Ferm J.C.* (1975) Carboniferous and Recent Mississippi lower delta plains: a comparison. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Socs.*, 25, 183—191. 6.7.1.
117. *Bagnold R.A.* (1941) *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, pp. 265. Methuen, London. 5.2.4.
118. *Bagnold R.A.* (1954) Experimental on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. R. Soc. London, ser. A*, 225, 49—63. 12.2.3.
119. *Bagnold R.A.* (1960) Some aspects of river meanders. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 282-E, pp. 10. 3.4.2.
120. *Bagnold R.A.* (1962) Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents. *Proc. R. Soc. Lond., ser. A*, 265, 315—319. 12.2.3.
121. *Bailey E.B. and McCallien W.J.* (1960) Some aspects of the Steinmann Trinity: mainly Chemical. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, 116, 365—395. 14.2.5.
122. *Bailey E.H., Blake M.C. and Jones D.L.* (1970) On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 700-C, 70—81. 11.4.2.
123. *Bailey E.H., Irwin W.P. and Jones D.L.* (1964) Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California. *Bull. Calif. Div. Mines Geol.*, 183, pp. 177. 11.4.2.
124. *Baird G.C. and Woodland B.C.* (1982) Pennsylvanian coalfield rhizomorphs in Illinois: evidence for non-compressive coalification to bituminous coal rank. *Sedimentology*, 29, 3—15. 3.9.2.
125. *Baker P.A. and Kastner M.* (1981) Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, 213, 214—216. 10.3.2, 11.3.5.
126. *Ball M.M.* (1967) Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *J. sedim. Petrol.* 37, 556—591. 10.3.2, Fig. 10.9.
127. *Bally A.W.* (1975) A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. *Proc. 9th World Petrol. Congr. Tokyo*, 2, pp. 33—44. Applied Science, Essex. 14.9, 14.9.4, Fig. 14.63.
128. *Bally A.W.* (1981) Thoughts on the tectonics of folded belts. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (Ed. by

- K.R. McClay and N.J. Price), pp. 13—32. Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 9, 14.9, 14.9.2.
129. *Bally A.W., Allen C.R., Geyer R.B., Hamilton W.B., Hopson C.A., Molnar P.H., Oliver J.E., Opdyke N.D., Plafker G. and Wu F.T.* (1980) Notes on the geology of Tibet and adjacent areas—report of the American plate tectonics delegation to the People's Republic of China. U.S. geol. Surv. Open File Rept. 80—501. 14.9.3.
  130. *Bally A.W. and Snelson S.* (1980) Realms of subsidence. Mem. Can. Soc. petrol. Geol., 6, 1—94. 14.9.
  131. *Balsam W.L.* (1983) Carbonate dissolution on the Muir Seamount (Western North Atlantic) interglacial and glacial changes. J. sedim. Petrol., 53, 719—731. 11.3.3.
  132. *Balsley J.K.* (1980) Cretaceous wave-dominated delta systems, Book Cliffs, East-Central Utah, Unpubl. Ph. D. thesis, Univ. Utah, pp. 170. 6.7.2.
  133. *Balson P.S.* (1983) Temperate, meteoric diagenesis of Pliocene skeletal carbonates from eastern England. J. geol. Soc., 140, 377—385. 10.6, 10.6.3.
  134. *Bandel K.* (1974) Deep-water limestones from the Devonian Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea (ed. by K.J. Hsü and H.C. Jenkyns). Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1, 93—115. 11.4.4.
  135. *Banerjee I. and McDonald B.C.* (1975) Nature of esker sedimentation. In: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation (Ed. by A.V. Jopling and B.C. McDonald), pp. 132—154. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 23, Tulsa. 13.3.6, 13.4.3.
  136. *Banham P.H.* (1975) Glacitectonic structures: a general discussion with particular reference to the contorted drift of Norfolk. In: Ice Ages: Ancient and Modern (Ed. A.E. Wright and F. Moseley). Spec. Issue. geol. J., 6, 69—94. 13.4.1.
  137. *Banks N.L.* (1973a) Tide dominated offshore sedimentation, Lower Cambrian, North Norway. Sedimentology, 20, 213—228. 9.1.2, 9.11.2, 9.13.2, 9.13.4.
  138. *Banks N.L.* (1973b) Innerelv Member: Late Precambrian marine shelf deposit, east-Finnmark. Norges. geol. Unders., 228, 7—25. 9.8.3, 9.13.3.
  139. *Banks N.L.* (1973c) Falling-stage features of a Precambrian braided stream: criteria for subaerial exposure. Sedim. Geol., 10, 147—154. 3.9.3.
  140. *Banks N.L.* (1973d) The origin and significance of some down current dipping cross-stratified sets. J. sedim. Petrol. 43, 423—427. 3.9.4.
  141. *Banks N.L. and Collinson J.D.* (1974) Discussion of "Some sedimentological aspects of planer cross-stratification in a sandy braided river". J. Sedim. Petrol., 44, 265—267. 3.9.4.
  142. *Banks N.L., Edwards M.B., Geddes W.P., Hobday D.K. and Reading H.G.* (1971) Late Precambrian and Cambro-ordovician sedimentation in East Finnmark. In: The Caledonian Geology of Northern Norway. (Ed. by D. Roberts and M. Gustauson), pp. 197—236. Norges. geol. Unders., 269. 3.9.3.
  143. *Barbieri M., Masi U. and Tolomeo L.* (1979) Stable isotope evidence for a marine origin of ophalcites from the north-central Apennines (Italy). Mar. Geol., 30, 193—204. 11.4.2.
  144. *Baria L.R., Stoudt D.L., Harris P.M. and Crevello P.D.* (1982) Upper Jurassic reefs of Smackover Formation, United States Gulf Coast. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 66, 1449—1482. 10.4.4.
  145. *Barnett D.M. and Holdsworth G.* (1974) Origin, morphology, and chronology of sublacustrine moraines, Generator lake, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. Can. J. Earth Sci., 11, 380—408. 13.3.6.
  146. *Barrell J.* (1912) Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Bull. geol. Soc. Am., 23, 377—446. 6.2., Fig. 6.1.
  147. *Barrel J.* (1914) The Upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline. Am. J. Sci., 37, 225—253. 6.2.
  148. *Barrett P.J.* (1981) Late Cenozoic glaciomarine sediments of the Ross Sea, Antarctica. In: Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record (Ed. by M.J. Hambrey and W.B. Harland), pp. 208—211. Cambridge University Press, London. 13.4.4, 13.5.4.
  149. *Barrett T.J.* (1981) Geochemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines Italy: Chem. Geol., 34, 289—317. 11.4.2.
  150. *Barrett T.J.* (1982) Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. Sedimentology, 29, 353—373. 11.4.2, 11.4.6.
  151. *Barrett T.J., Jenkyns H.C., Leggett J.K., Robertson A.H.F., Bluck B.J. and Halliday A.N.* (1982) Age and origin of Ballantrae ophiolite and its significance to the Caledonian orogeny and the Ordovician time scale: comment and reply. Geology, 10, 331—333. 11.4.2.
  152. *Barrett T.J. and Spooner E.T.C.* (1977) Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Ligurian Apennines, Italy—a comparison with observations from rifted oceanic ridges. Earth. Planet. Sci. Letts., 35, 79—91. 11.4.2.
  153. *Barthel K.W.* (1970) On the deposition of the Solnhofen lithographic limestone (Lower Tithonian, Bavaria, Germany). Neues Jb. Geol. Paläontol. Abn., 135, 1—18. 10.5.
  154. *Bartlett G.A. and Greggs R.G.* (1970) The Mid-Atlantic Ridge near 45°00' North; VIII: Carbonate lithification on oceanic ridges and seamounts. Can. J. Earth Sci., 7, 257—267. 11.3.2.
  155. *Barousseau J.P. and Vanney J.R.* (1967) Contribution à l'étude du modèle des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds. Revue Géog. Phys. Géol. dyn., 20, 59—94. 12.2.4.
  156. *Barwis J.H.* (1978) Sedimentology of some South Carolina tidal creek point bars, and a comparison with their fluvial counterparts. In: Fluvial Sedimentology (Ed. by A.D. Miall), pp. 129—160. Mem. Can. Soc. petrol. Geol., 5, Calgary. 7.5.2.
  157. *Barwis J.H. and Makurath J.H.* (1978) Recognition of ancient tidal inlet sequences: an example from the Upper Silurian Keyser Limestone in Virginia. Sedimentology, 25, 61—82. 7.4.1, 7.4.2.
  158. *Bassoulet J.P., Colchen M., Guex J., Lys M., Marcoux J. and Mascle G.* (1978) Permian terminal néritique, Scythien pélagique et volcanisme sous-marin, indices de processus tectono-sédimentaires distensifs à la limite Permien-Trias dans un bloc exotique de la suture de l'Indus (Himalaya du Ladakh). C.r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris, D. 287, 675—678. 11.4.4.
  159. *Bates C.C.* (1953) Rational theory of delta formation.

- Bull. Am. Assoc. petrol. Geol., 37, 2119—2161. 4.4, 6.3.1, 6.5.2, Fig. 6.12.
160. *Bathurst R.G.C.* (1958) Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestone. *Geol. J.*, 2, 11—36. 10.1.
161. *Bathurst R.G.C.* (1959) Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudo-breccias. *J. sedim. Petrol.*, 29, 365—376. 10.1.
162. *Bathurst R.G.C.* (1964) Diagenesis and palaeoecology: a survey. In: *Approaches to Paleocology* (Ed. by J. Imbrie and N.D. Newell), pp. 319—344. Wiley, New York. 10.1.
163. *Bathurst R.G.C.* (1966) Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geol. J.*, 5, 15—32. 10.2.1.
164. *Bathurst R.G.C.* (1971) Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, pp. 620. Elsevier, Amsterdam. 1.1, 10.1, 10.3.4, Fig. 10.8, Fig. 10.23.
165. *Bathurst R.G.C.* (1975) Carbonate sediments and their diagenesis: second enlarged edition, pp. 658. Elsevier, Amsterdam. 1.1, 10.1, 10.2.1, 10.4.
166. *Bathurst R.G.C.* (1983) Early diagenesis of carbonate sediments. In: *Sediment Diagenesis* (Ed. by A. Parker and B.W. Sellwood), pp. 349—377. N.A.T.O. A.S.I. Series D. Reidel. Fig. 10.36.
167. *Baturin G.N.* (1982) Phosphorites. *Developments in Sedimentology*, 33, pp. 343. Elsevier, Amsterdam. 11.3.3, Fig. 11.15.
168. *Baudrimont R. and Degiovanni C.* (1974) Interprétation paléocéologique des diatomites du Miocène supérieur de l'Algérie occidentale. *C.r. hebdomadaire Acad. Sci. Paris*, D279, 1337—1340. 11.4.3.
169. *Beadle L.C.* (1974) The Inland Waters of Tropical Africa, pp. 365. Longman, London. 4.2, 4.4, 4.5, Fig. 4.4, Fig. 14.8.
170. *Beardsley R.C. and Butman B.* (1974) Circulation on the New England continental shelf: response to strong winter storms. *Geophys. Res. Lett.*, 1, 181—184. 9.6.2.
171. *Baumont C.* (1981) Foreland basins. *Geophys. J.R. astr. Soc.* 65, 291—329. 14.9.2.
172. *Baumont E.A.* (1984) Retrogradational shelf sedimentation: Lower Cretaceous Viking Formation, central Alberta. In: *Siliciclastic Shelf Sediments* (Ed. by R.W. Tillman and T.C. Siemers), pp. 163—177. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 34, Tulsa. 9.10.2, 9.13.4.
173. *Beavers A.H. and Albrecht W.A.* (1948) Composition of alluvial deposits viewed as probable source of loess. *Proc. Soil. Sci. Am.*, 13, 468—470. 5.2.8.
174. *Bebout D.G. and Loucks R.G.* (1983) Lower Cretaceous reefs, South Texas. In: *Carbonate Depositional Environments*. (Ed. by P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore), pp. 441—444. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 33, 10.5.
175. *Becher J.W. and Moore C.H.* (1976) The Walker Creek Field, a Smackover diagenetic trap. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Socs.* 26, 34—56. 10.4.4.
176. *Beckmann J.P.* (1953) Die Foraminiferen der Oceanic Formation (Eocæn-Oligocæn) von Barbados, K 1, Antillen. *Eclog. Geol. Helv.*, 46, 301—412. 11.4.2.
177. *Begin A.B., Ehrlich A. and Nathan Y.* (1974) Lake Lisan, the Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Bull. geol. Surv. Israel*, 63, 30 pp. 4.7.2, 4.10.4.
178. *Belderson R.H., Johnson M.A. and Kenyon N.K.* (1982) Bedforms. In: *Offshore Tidal Sands, Process and Deposits* (Ed. by A.H. Stride), pp. 27—57. Chapman and Hall, London. 9.5.1, 9.5.3, Fig. 9.9.
179. *Belderson R.H. and Stride R.H.* (1966) Tidal current fashioning of a basal bed. *Mar. Geol.*, 4, 237—257. 9.1.2, 9.5.1.
180. *Belousov V.V.* (1962) Basic Problems in Geotectonics, pp. 809. McGraw-Hill, London. 14.2.4.
181. *Belt E.S.* (1968) Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada. In: *Symposium on Continental Sedimentation, Northeastern North America* (Ed. by G. de V. Klein), pp. 127—176. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.* 106. 14.8.2.
182. *Belt E.S.* (1969) Newfoundland Carboniferous stratigraphy and its relation to the Maritimes and Ireland. In: *North Atlantic—geology and Continental Drift* (Ed. by M. Kay), pp. 734—753. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 12. 14.8.2.
183. *Belt E.S.* (1974) Scottish Carboniferous cyclothems patterns and their paleoenvironmental significance. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M.L. Broussard), pp. 427—449. Houston Geological Society, Houston. 6.3.
184. *Bemmelen R.W. Van.* (1949) The Geology of Indonesia, pp. 997. Nijhoff, The Hague. 14.2.2, 14.7.3.
185. *Bemmelen R.W. Van.* (1954) Mountain Building, pp. 177. Nijhoff, The Hague. 14.2.2.
186. *Bendegom L. van.* (1984) Eenige beschouwingen over riviermorphologie en rivierbetering. *De Ingenieur*, 59 (4), 1—11. 3.4.2.
187. *Bennett R.H.* (1977) Pore-water pressure measurements: Mississippi delta submarine sediments. *Mar. Geotech.*, 2, 177—189. 6.8.1.
188. *Bennett R.H., Bryant W.R. and Keller G.H.* (1977) Clay fabric and geotechnical properties of selected submarine sediment cores from the Mississippi delta. NOAA Prof. Paper, 9, pp. 87. 6.5.2.
189. *Bentor Y.K.* (1961) Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. *Geochim. cosmochim. Acta*, 25, 239—260. 4.5.
190. *Bentor Y.K.* (1980) Phosphorites—the unsolved problems. In: *Marine Phosphorites* (Ed. by Y.K. Bentor), pp. 3—18. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 29, Tulsa. 11.3.6.
191. *Van den Berg J.H.* (1977) Morphodynamic development and preservation of physical sedimentary structures in two prograding recent ridge and runnel beaches along the Dutch coast. *Geol. Mijl.*, 56, 185—202. 7.2.2.
192. *Van den Berg J.H.* (1981) Rhythmic seasonal layering in a mesotidal channel fill sequence, Oosterschelde Mouth, the Netherlands. In: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* (Ed. by S.D. Nio, R.T.E. Schuttenhelm and T.C.E. van Weering), pp. 147—159. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 5, 7.5.1.
193. *Berg R.R.* (1975) Depositional environment of Upper Cretaceous Sussex Sandstone, House Creek Field, Wyoming. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 59, 2099—2110. 9.10.2, 9.13.4, Fig. 9.56.
194. *Berg R.R. and Davies D.K.* (1968) Origin of Lower Cretaceous Muddy Sandstone at Bell Creek Field, Montana. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 52, 1888—1898. 7.2.5.

195. *Berger W.H.* (1970a) Planktonik Foraminifera: selective solution and the lysocline. *Mar. Geol.*, 8, 111—138. 11.3.1.
196. *Berger W.H.* (1970b) Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation. *Bull. geol. Soc. Am.* 81, 1385—1402. 11.3.5.
197. *Berger A.L.* (1980) The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. *Vistas Astron.*, 24, 103—122. 11.4.6.
198. *Berger W.H.* (1971) Sedimentation of planktonic Foraminifera. *Mar. Geol.*, 11, 325—358. *Fig. 11.1.*
199. *Berger W.H.* (1974) Deep-sea sedimentation. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C.A. Burk and C.I. Drake), pp. 213—241. Springer-Verlag, New York. 11.3.4, *Tab. 11.2, 11.3, 11.2, 11.3.1.*
200. *Berger W.H.* Biogenous deep-sea sediments: production, preservation and interpretation. In: *Chemical Oceanography* (Ed. by J.P. Riley and R. Chester), 2nd edn, Vol. 5, pp. 265—388. Academic Press, London. 11.3.1.
201. *Berger W.H.* (1982) Deep-sea stratigraphy: Cenozoic climate steps and the search for chemo-climatic feedback. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 121—157. 11.4.6.
202. *Berger W.H. and Crowell J.C.* (Ed.) 1980 *Climate in Earth History*, pp. 198. *Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington. 2.4.3.
203. *Berger W.H., Johnson T.C. and Hamilton E.L.* (1977) Sedimentation on Ontong Java Plateau: observations on a classic "Carbonate Monitor" In: *The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans* (Ed. by N.R. Andersen and A. Malahoff), pp. 543—567. Plenum Press, New York. 11.3.3.
204. *Berger W.H. and Soutar A.* (1970) Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California. *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, 275—282. 11.3.6.
205. *Berger W.H. and Winterer E.L.* (1974) Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K.J. Hsü and H.C. Jenkyns), pp. 11—48. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, 2.5.4, 11.3.1, *Fig. 11.1, 11.5, 11.6, 11.8.*
206. *Berggren W.A., Benson R.H., Haq B.U., Riedel W.R., Santillippo A., Schrader H.J. and Tjalsma R.C.* (1976) The El Cuervo Section (Andalusia, Spain): micropaleontologic anatomy of an early late Miocene lower bathyal deposit. *Mar. Micropaleontology*, 1, 195—247. 11.4.3.
207. *Berggren W.A. and Hollister C.D.* (1977) Plate tectonics and paleocirculation—commotion in the ocean. *Tectonophys.*, 38, 11—48. 11.3.1.
208. *Bernard H.A.* (1965) A resumé of river delta types. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol. (Abs.)*, 49, 334—335. 6.3.
209. *Bernard H.A., LeBlanc R.J. and Major C.F., Jr.* (1962) Recent and Pleistocene geology of southeast Texas. *Geol. Gulf Coast and Central Texas and guidebook of excursion*, pp. 175—225. *Houston Geol. Soc. 7.2.3, Fig. 7.10.*
210. *Bernard H.A. and Major C.F., Jr.* (1963) Recent meander belt deposits of the Brazos River: an alluvial "sand" model. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 47, 350. 3.1, 3.4, 2, 3.9.4.
211. *Berner R.A.* (1971) *Principles of Chemical Sedimentology*, pp. 240. McGraw-Hill, New York. *Fig. 8.5.1, 10.1.*
212. *Bernoulli D.* (1964) Sur Géologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 118, 134. 11.4.4.
213. *Bernoulli D.* (1972) North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 9 (C.D. Hollister, J.I. Ewing et al.), pp. 801—871. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.5, 11.4.4, *Fig. 11.23.*
214. *Bernoulli D. and Jenkyns H.C.* (1970) A Jurassic basin: The Glaserback Gorge, Salzburg, Austria. *Verh. geol. Bundesanst. Wien*, 1970, 504—531. 11.4.4, *Fig. 11.35, 11.39.*
215. *Bernoulli D. and Jenkyns H.C.* (1974) Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R.H. Dott and R.H. Shaver), pp. 129—160. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 19, Tulsa. 11.4.4, *Fig. 11.40.*
216. *Bernoulli D. and Wagner C.* (1971) Subaerial diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy). *Neues Jahrb. Geologie and Paläontologie, Abh.*, 138, 135—149. 10.4.3.
217. *Berrisford C.D.* (1969) Biology and zoogeography of the Vema Seamount: a report on the first biological collection made on the summit. *Trans. R. Soc. S. Afr.*, 38, 387—398. 11.3.3.
218. *Berry W.B.N. and Wilde P.* (1978) Progressive ventilation of the oceans—an explanation for the distribution of the Lower Paleozoic black shales. *Am. J. Sci.*, 278, 257—275. *Fig. 11.48.*
219. *Bersier A.* (1959) Séquence détritiques et divagations fluviales. *Ecolog. geol. Helv.*, 51, 854—893. 3.1, 3.9.4, 14.2.5.
220. *Berthelsen A.* (1978) The method of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 27, *Spec. Issue*, 25—38. 13.4.1.
221. *Bertrand M.* (1897) Structure des Alpes françaises et récurrence de certains facies sédimentaires. *Vie Int. geol. Congr. (Zürich)*, 161—177. 14.2.5, *Tab. 14.1.*
222. *Besly M.B. and Turner P.* (1983) Origin of red beds in a moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous, UK). In: *Residual Deposits* (Ed. R.C.L. Wilson), pp. 131—147. *Spec. Publ. geol. Soc. London*, 11. 3.9.2.
223. *Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O., Rognon P., Gariel O. and Bennacef A.* (1971) Les Gres du Paléozoïque Inférieur au Sahara, pp. 464 *Editions Technip, Paris.* 3.9.3, 13.4.1, 13.5.2.
224. *Bhattacharyya A. and Friedman G.M.* (1979) Experimental compaction of ooids and lime mud and its implication for lithification during burial. *J. sedim. Petrol.* 49, 1279—1286. 10.2.1.
225. *Bhattacharyya D.P. and Lorenz J.C.* (1983) Different depositional settings of the Nubian lithofacies in Libya and southern Egypt. In *Modern and Ancient Fluvial Systems*. (Ed. by J.D. Collinson and J. Lewin), pp. 435—448. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 6. 3.9.4.
226. *Bigarella J.J.* (1972) Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by J.K. Rigby and W.K. Hamblin), pp. 12—62. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 16, Tulsa. 5.1, 5.2.4.
227. *Bigarella J.J., Becker R.D. and Duarte G.M.* (1969) Coastal dune structures from Paraná (Brazil). *Mar. Geol.*, 7, 5—55. 5.2.7, 7.2.2.



228. *Biju-Duval B.* (1974) Carte géologique et structuralie des bassins tertiaires du domaine Méditerranéen: commentaires. *Rev. Inst. Franç. Pétrole*, 29, 607—639. 8.10.2.
229. *Biju-Duval B., Deyoux M. and Rognon P.* (1974) Essai d'interprétation des "fractures in gradins" observées dans les formations glaciaires Précambriennes et Ordoviciennes du Sahara. *Rev. Géogr. phys. géol. dyn.*, 16, 503—512. 13.4.1.
230. *Biju-Duval B., Deynoux M. and Rognon P.* (1981) Late Ordovician tillites of the Central Sahara. In: *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* (Ed. by M.J. Hambrey and W.B. Harland), pp. 99—107. Cambridge University Press, London. 13.5.2.
231. *Biju-Duval B., Letouzey J. and Montadert L.* (1978) Structure and evolution of the Mediterranean basins. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42A, 951—984. 8.10.2.
232. *Birkelund P.W.* (1974) *Pedology, Weathering and Geomorphological Research*, pp. 283. Oxford University Press, New York. 3.6.2.
233. *Birkenmayer K., Gasiorowski S.M. and Wieser T.* (1960) Fragment of exotic rocks in the pelagic deposits of the Bathonian of the Niedzica Series (Pieniny Klippen-Belt, Carpathians). *Ann. Soc. géol. Pol.*, 30, 29—57. 11.4.4.
234. *Biscaye P.E. and Eittrem S.L.* (1977) Suspended particulate loads and transport in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 23, 155—172. 12.2.4.
235. *Bischof K.G.C.* (1854) *Lehrbuch der chemischen und physikalischen geologie*. Vols. 1 and 2. A. Marcus, Bonn. 8.1.2.
236. *Bischoff J.L. and Rosenbauer R.J.* (1977) Recent metalliferous sediment in North Pacific manganese nodule area. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 33, 379—388. 11.3.4.
237. *Bishop W.F.* (1968) Petrology of Upper Smackover limestone in north Haynesville field. Claiborne parish, Louisiana. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 52, 92—128. 10.4.4, *Fig. 10.47.*
238. *Bishop W.E.* (1971) Geology of a Smackover stratigraphic trap. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 55, 51—63. 10.4.4.
239. *Bjørlykke K.* (1974) Depositional history and geochemical composition of Lower Palaeozoic epicontinental sediments from the Oslo Region. *Norges. geol. Unders.*, 305, 81 pp. 11.4.4.
240. *Bjørlykke K., Elvsborg A. and Høy T.* (1976) Late Precambrian sedimentation in the central sparagmite basin of south Norway. *Norsk. geol. Tidsskr.*, 56, 233—290. 14.4.2.
241. *Black M.* (1933a) The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Phil. Trans. R. Soc., Lond. B*, 222, 165—192. 10.1.
242. *Black M.* (1933b) The precipitation of calcium carbonate on the Great Bahamas Bank. *Geol. Mag.*, 70, 455—466. 10.1.
243. *Black M., Hill M.N., Laughton A.S. and Matthews D.H.* (1964) Three non-magnetic seamounts off the Iberian coast. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, 120, 477—517. 11.3.6.
244. *Blackwelder E.* (1928) Mudlow as a geological agent in semi-arid mountains. *Bull. geol. Soc. Am.*, 39, 465—480. 3.3.2.
245. *Blake M.C., Jr., Campbell R.H., Dibblee T.W., Jr., Howell D.G., Nilsen T.H., Normark W.R., Vedder J.C. and Silver E.A.* (1978) Neogene basin formation in relation to plate-tectonic evolution of San Andreas fault system, California. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 62, 344—372. *Fig. 14.50.*
246. *Blanton J.O.* (1974) Some characteristics of nearshore currents along the north shore of Lake Ontario. *J. phys. Oceanogr.*, 4, 415—424. 4.4.
247. *Blatt H., Middleton G.V. and Murray R.C.* (1972, 1980) *Origin of Sedimentary Rocks*, 634 pp. (2nd edn., 1980, 766 pp.). Prentice-Hall, New Jersey. 1.1, 2.1.2, 9.9.1.
248. *Blissenbach E.* (1954) Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Bull. geol. Soc. Am.*, 65, 175—190. 3.3.2.
249. *Blodgett R.H. and Stanley K.O.* (1980) Stratification, bedforms, and discharge relationships of the Platte braided river system, Nebraska, J. *sedim. Petrol.*, 50, 139—148. 3.2.2.
250. *Bloos G.* (1976) Unter suchungeh über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sausteine des Schwarzen Jura (Heltanguin und tiefstes Sinemurium) in schwäbischen Sedimentationsbereich. *Arv. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, 71, 1—269. 9.11.3.
251. *Bluck B.J.* (1964) Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *J. sedim. Petrol.*, 34, 395—400. 3.3.2, 3.8.2.
252. *Bluck B.J.* (1965) The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales. *Sedimentology*, 4, 225—245. 3.8.4.
253. *Bluck B.J.* (1967) Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: A study in the significance of bedding. *Scott. J. Geol.*, 3, 139—167. 3.8.1, 3.8.2, *Fig. 3.32, Fig. 3.35.*
254. *Bluck B.J.* (1971) Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, 7, 93—138. 3.4.2.
255. *Bluck B.J.* (1974) Structure and directional properties of some valley sandur deposits in Southern Iceland. *Sedimentology*, 21, 553—554. 3.2.1, *Fig. 3.4, Fig. 3.6.*
256. *Bluck B.J.* (1976) Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 69, 425—456. 3.2.1.
257. *Bluck B.J.* (1978a) Geology of a continental margin 1: the Ballantrae complex. In: *Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions* (Ed. by D.R. Bowes and B.E. Leake), pp. 151—162. *Geol. J. Spec. Issue*, 10, 11.4.2, *Fig. 11.22.*
258. *Bluck B.J.* (1978b) Sedimentation in a late orogenic basin: the Old Red Sandstone of the Midland Valley of Scotland. In: *Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions* (Ed. by D.R. Bowes and B.E. Leake). pp. 249—278. *Geol. J. Spec. Issue*, 10, 14.8.2, *Fig. 14.55.*
259. *Bluck B.J.* (1980) Structure, generation and preservation of upward fining, braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 71, 29—46. 3.8.3, 14.8.2, *Fig. 14.56, Fig. 14.57.*
260. *Bluck B.J.* (1982) Hyalotuff deltaic deposits in the Ballantrae ophiolite of SW Scotland: evidence for crustal position of the lava sequence. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 72, 217—228. 11.4.2.
261. *Boccaletti M. and Manetti P.* (1972) Traces of lower-middle Liassic volcanism in the crinoidal limestones of the Tuscan sequence in the Montemarano area (Grosseto, northern Apennines). *Eclog. Geol. Helv.*, 65,

- 119—129. 10.4.3.
262. *Boer P.L. de* (1982a) Some remarks about the stable isotope composition of cyclic pelagic sediments from the Cretaceous in the Apennines. In: *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies* (Ed. by S.O. Schlanger and M.B. Cita), pp. 129—143. Academic Press, London. 11.4.6.
263. *Boer P.L. de* (1982b) Cyclicality and storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by Einsele and A. Seilacher), pp. 456—475. Springer-Verlag, Berlin. 11.4.6.
264. *Boersma J.R.* (1969) Internal structure of some tidal mega-ripples on a shoal in the Westerschelde estuary, the Netherlands, report of a preliminary investigation. *Geol. Mijnb.* 48, 409—414. 7.5.1.
265. *Boersma J.R.* (1970) Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Doctoral thesis, University of Utrecht, pp. 65. *Fig. 9.39.*
266. *Boersma J.R. and Terwindt J.H.J.* (1981) Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28, 151—170. 7.5.1, 9.10.1.
267. *Bohke B.M. and Bennett R.H.* (1980) Mississippi pro-delta crusts-clay fabric and geotechnical analysis. *Mar Geotech.*, 4, 55—82. 6.5.2.
268. *Boillot G., Boyse P. and Lamboy M.* (1971) Morphology sediments and Quaternary history of the continental shelf between the Straits of Dover and Cape Finisterre. In: *The Geology of the East Atlantic Continental Margin, 3, Europe* (Ed. by M.F. Delany), pp. 79—90. Rept. no. 70/15, Inst. Geol. Sci., London. 10.6.
269. *Boillot G., Depeuble P.A. and Malod J.* (1979) Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Mar. Geol.*, 32, 53—70. 14.7.1.
270. *Bokuniewicz H.J., Gordon R.B. and Kastens K.A.* (1977) Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Mar. Geol.*, 24, 185—199. 9.10.3.
271. *Boltunov V.A.* (1970) Certain earmarks distinguishing glacial and moraine-like glacialmarine sediments, as in Spitsbergen. *Int. Geol. Rev.* 12, 204—211. 13.4.4.
272. *Bonatti E.* (1975) Metallogenesis at oceanic spreading centres. In: *Annual Revs Earth Planet. Sci.*, 3 (Ed. by F. Donath, F.G. Stehil and G.W. Wetherill), pp. 401—431. Annual Reviews Inc., Palo Alto, California. 11.3.2, *Fig. 11.14.*
273. *Bonatti E., Emiliani C., Ferrara G., Honnorez J. and Rydell H.* (1974) Ultramafic carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Geol.*, 16, 83—102. 11.3.2, 11.4.2.
274. *Bonatti E., Honnorez J. and Gartner S.* (1973) Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. *J. sedim. Petrol.*, 43, 728—735. 11.3.2.
275. *Bonatti E., Honnorez J., Joensuu O. and Rydell H.* (1972) Submarine iron deposits from the Mediterranean Sea. In: *The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory* (Ed. by D.J. Stanley), pp. 701—710. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 11.3.5.
276. *Bonatti E. and Joensuu O.* (1966) Deep-sea iron deposits from the South Pacific. *Science*, 154, 643—645. 1.3.2.
277. *Bonatti E., Kolla V., Moore W.S. and Stern C.* (1979) Metallogenesis in marginal basins: Fe-rich basal deposits from the Philippine Sea. *Mar. Geol.*, 32, 21—37. 11.3.5.
278. *Bonatti E., Kramer T. and Rydell H.* (1972) Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. In: *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor* (Ed. by D. Horn), pp. 146—166. National Science Foundation, Washington. D.C. 11.3.2.
279. *Bonatti E., Zebri M., Kay R. and Rydell H.* (1975) Metalliferous deposits from the Apennines ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, 83—94. 11.4.2.
280. *Bonney T.G.* (1904) Editor. *The Atoll of Funafuti*. R. Soc. London. 10.1, 10.3.2.
281. *Boothroyd J.C.* (1972) Coarse-grained sedimentation on a braided outwash fan, Northeast Gulf of Alaska. *Tech. Rep. No. 6*, Coastal Research Division, U. of South Carolina, Columbia, pp. 127. 3.2.1, 3.2.2., 3.3.1, 3.8.2, *Fig. 3.16.*
282. *Boothroyd J.C.* (1976) A model for alluvial fan-delta sedimentation in cold-temperature environments. In: *Recent and Ancient Sedimentary Environments in Alaska* (Ed. by T.P. Miller). *Proc. Alaska Geol., Soc. Symp.* N1—N13. 12.4.3.
283. *Boothroyd J.C.* (1978) Mesotidal inlets and estuaries. In: *Coastal Sedimentary Environments* (Ed. by R.A. Davies, Jr.), pp. 287—360. Springer-Verlag, New York. 7.5.1.
284. *Boothroyd J.C. and Ashley G.M.* (1975) Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, North-eastern Gulf of Alaska. In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation* (Ed. by A.V. Jopling and B.C. McDonald), pp. 193—222. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 23, Tulsa. 3.2.1, 3.2.2.
285. *Boothroyd J.C. and Hubbard D.K.* (1975) Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In: *Estuarine Research, Vol. II, Geology and Engineering* (Ed. by L.E. Cronin), pp. 217—234. Academic Press, New York. 7.5.1.
286. *Boothroyd J.C. and Nummedal D.* (1978) Proglacial braided outwash: A model for humid alluvial fan deposits. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A.D. Miall), pp. 641—688. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.2.1, 12.4.3.
287. *Von der Borch C., Bolton B. and Warren J.K.* (1977) Environmental setting and microstructure of subfossil lithified stromatolites associated with evaporites, Marion Lake, South Australia. *Sedimentology*, 24, 693—708. 8.6.2.
288. *Von der Borch C.C. and Lock D.E.* (1979) Geological significance of Coorong dolomites. *Sedimentology*, 26, 813—824. 4.10.4.
289. *Borchert H. and Muir R.O.* (1964) *Salt Deposits: The Origin, Metamorphism and Deformation*, 338 pp. Van Nostrand Company, Ltd., London. 8.1.1, *Table 8.1, Fig. 8.3, 8.2.2.*
290. *Bornhold B.D. and Pilkey O.H.* (1971) Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin, Bahamas. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 1341—1354. 11.3.6.
291. *Bosellini A., Masetti D. and Sarti M.* (1981) A Jurassic "Tongue of the Ocena" infilled with oolitic sands: the

- Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. *Mar. Geol.*, 44, 59—95. 11.23.
292. *Bosellini A. and Rossi D.* (1974) Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: *Reefs in Time and Space* (Ed. by L.F. Laporte), pp. 209—233. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 18, Tulsa. 10.5.
293. *Bosellini A. and Winterer E.L.* (1975) Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. *Geology*, 3, 279—282. *Fig. 11.41.*
294. *Bosence D.W.J.* (1973) Facies relationships in a tidally influenced environment. *Geol. Mijnb.*, 52, 63—67. 7.5.3.
295. *Bosenge D.W.J.* (1976) Ecological studies on two unattached coralline algae from Western Ireland. *Palaeontology*, 19, 365—395. 10.6.1, *Fig. 10.68.*
296. *Bosenge D.W.J.* (1979) Live and dead faunas from coralline algal gravels, Co. Galway, Ireland. *Palaeontology*, 22, 449—478. 10.6.1.
297. *Boström K.* (1973) The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. *Stockh. Contr. Geol.*, 27, 149—243. 11.3.2.
298. *Bott M.H.P.* (1964) Formation of sedimentary basins by ductile flow of isostatic origin in the upper mantle. *Nature*, 201, 1082—1084. 8.10.3.
299. *Boulton G.S.* (1968) Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. *J. Glaciol.*, 7, 391—412. 13.3.2, 13.4.2.
300. *Boulton G.S.* (1970a) On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *J. Glaciol.*, 9, 213—229. 13.3.1.
301. *Boulton G.S.* (1970b) On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. *J. Glaciol.*, 9, 241—245. 13.3.2.
302. *Boulton G.S.* (1972) The role of thermal regime in glacial sedimentation. *Spec. Publ. Inst. Brit. Geogr.*, 4, 1—19. 13.3.1, *Fig. 13.3.*
303. *Boulton G.S.* (1975) Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. In: *Ice Ages: Ancient and Modern* (Ed. A.E. Wright and F. Moseley). *Spec. Issue geol. J.*, 6, 7—42. 13.3.1.
304. *Boulton G.S.* (1978) Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacial and till genesis. *Sedimentology*, 25, 773—779. 13.3, 13.4.1.
305. *Boulton G.S.* (1979) Processes of glacier erosion on different substrata. *J. Glaciol.*, 22, 15—38. 13.3.1.
306. *Boulton G.S. and Dent D.L.* (1974) The nature and rates of post-depositional changes in recently deposited till from south-east Iceland. *Geogr. Annlr.* 56 A, 121—134. 13.3.5.
307. *Boulton G.S. and Deynoux M.* (1981) Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Res.*, 15, 397—422. 13.3.2, 13.4.2.
308. *Bouma A.H.* (1962) *Sedimentology of some Flysch Deposits: A graphic approach to facies interpretation*, pp. 168. Elsevier, Amsterdam. 2.2.1, 3.6.1, 3.9.2, 12.1.1, 12.3.4.
309. *Bouma A.H.* (1981) Depositional sequences in clastic continental slope deposits, Gulf of Mexico. *Geomar. Letts*, 1, 115—121. 12.4.2.
310. *Bouma A.H., Moore G.T. and Coleman J.M.* (eds.) (1978) *Framework, facies and oil-trapping characteristics of the upper continental margin.* *Am. Ass. petrol. Geol. Stud. Geol.*, 7, 12.4.2.
311. *Bouma A.H., Normark W.K. and Barnes N.E.* В печати. *Deep Sea Fans and Related Turbidite Sequences.* Springer-Verlag. 12.4.3.
312. *Bouma A.H., Stelling C.E. and Coleman J.M.* (1984) Mississippi Fan: Internal structure and depositional processes. *Geomar. Letts*, 3, 147—154. 12.3.6, 12.4.3.
313. *Bouma A.H., Coleman J. et al.* (1983) Deep Sea Drilling Project on the Mississippi Fan. *Nature*, 306, 736—737. 12.5.4.
314. *Bourgeois J.* (1980) A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky cross stratification: The Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. *J. sedim. Petrol.*, 50, 691—702. 7.4.2, *Fig. 7.37.*
315. *Bourrouilh R.* (1981) "Orthoceratitico-Rosso" et "Goniatitico-Rosso": facies marquers de la naissance et de l'évolution de paleomarges au Paléozoïque. In: *Proc. Rosso Ammonitico Symposium* (Ed. by A. Farinacci and S. Elmi), pp. 39—59. Edizioni Tecnoscienza, Rome. 11.4.4.
316. *Bowen A.J.* (1969) Rip currents, I. Theoretical investigation. *J. geophys. Res.*, 74, 5467—5478. 7.2.1.
317. *Bowen A.J. and Inman D.L.* (1969) Rip currents, 2. Laboratory and field investigations. *J. geophys. Res.* 74, 5467—5478. 7.2.1.
318. *Bowen A.J., Normark W.R. and Piper D.J.W.* (1984) Modelling of turbidity currents on Navy submarine fan, California continental borderland. *Sedimentology*, 31, 169—186. 12.2.3, 12.4.3.
319. *Bown T.M. and Kraus M.J.* (1981) Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood formation, northwest Wyoming, U.S.A.) and their significance for paleoecology, paleoclimatology and basin analysis. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 34, 1—30. 3.9.2.
320. *Boyer B.W.* (1982) Green River laminites: Does the playalake model really invalidate the stratified lake model. *Geology*, 10, 321—324. 4.10.1.
321. *Boyles J.M. and Scott A.J.* (1982) A model for migrating shelf-bar sandstones in Upper Mancos Shale (Cretaceous), northwestern Colorado. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 66, 491—508. 9.10, *Fig. 9.58, Fig. 9.59, 9.13.4.*
322. *Bradley D.C.* (1982) Subsidence in late Paleozoic basins in the northern Appalachians. *Tectonics*, 1, 107—123. 14.8.2.
323. *Bradley W.H.* (1973) Oil shale formed in desert environment: Green River Formation, Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 1121—1124. 4.10.1.
324. *Bradley W.H. and Eugster H.P.* (1969) Geochemistry and palaeolimnology of the trona deposits and associated authigenic minerals of the Green River Formation of Wyoming. *Proc. Pap. U.S. geol. Surv.*, 469—B, pp. 71. 4.10.1.
325. *Bradner R. and Resch W.* (1981) Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. In: *European fossil Reef Models* (Ed. by D.F. Toomey), pp. 203—232. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 30, Tulsa. 10.5.
326. *Braithwaite C.J.R.* (1980) The petrology of oolitic phosphorites from Esprit (Aldabara), western Indian

- Ocean. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B, 288, 511—540. 10.3.2.
327. *Braithwaite C.J.R., Taylor J.D. and Kennedy W.J.* (1973) The evolution of an atoll: the depositional and erosional history of Aldabra. Phil. Trans. R. Soc., B, 266, 307—340. 10.3.2.
328. *Braitsch O.* (1971) Salt Deposits—Their Origin and Composition, pp. 297. Springer-Verlag, Berlin. 8.2.1, Table 8.2, 8.2.2.
329. *Bramlette M.N.* (1946) The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 212, pp. 57. 11.4.3.
330. *Bramlette M.N.* (1958) Significance of coccolithophorids in calcium carbonate deposition. Bull. geol. Soc. Am., 69, 121—126. 11.4.6.
331. *Brand U. and Veizer J.* (1981) Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system—2: stable isotopes. J. sedim. Petrol., 51, 987—997. 10.4.1.
332. *Brasier M.D.* (1976) Early Cambrian intergrowths of archaeocyathids, Renalcis, and pseudostromatolites from S. Australia. Palaeontology, 19, 223—248. 10.5.
333. *Breed C.S., Fryberger S.G., Andrews S., McCauley C., Lennartz F., Gebel D. and Horstman K.* (1979) Regional Studies of Sand Seas, using Landsat (ETRS) imagery. In: A Study of Global Sand Seas (Ed. by E.D. McKee), pp. 305—397. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 1052. 5.2.6.
334. *Breed C.S. and Grow T.* (1979) Morphology and distribution of dunes in Sand Seas observed by remote sensing. In: Study of Global Sand Seas (Ed. by E.D. McKee), pp. 253—302. Prog. Pap. U.S. geol. Surv. 1053. 5.2.9.
335. *Brenchley P.J. and Newall G.* (1982) Storm influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. J. sedim. Petrol., 52, 1257—1269. 9.13.3.
336. *Brenchley P.J., Newall G. and Stanistreet I.G.* (1979) A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. Sedim. Geol., 22, 185—217. 9.11.3, 9.13.3, Fig. 9.53.
337. *Brenchley P.J. and Pickerill R.K.* (1980) Shallow subtidal sediments of Formaleyan (Caradoc) age in the Berwyn Hills, North Wales, and their palaeogeographic context. Proc. geol. Ass., 91, 177—194. 9.13.3.
338. *Brenner R.L.* (1978) Sussex sandstone of Wyoming—example of Cretaceous offshore sedimentation. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 62, 181—200. 9.13.4.
339. *Brenner R.L. and Davies D.K.* (1973) Storm generated coquina sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. Bull. geol. Soc. Am., 84, 1685—1698. 9.10, 9.12.2.
340. *Brice J.C.* (1964) Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 422-D, pp. 41. 3.2.2.
341. *Bricker O.P.* (Ed.) (1971) Carbonate Cements, pp. 376. Johns Hopkins Press, Baltimore. 10.1, 10.2.1.
342. *Bridge J.S.* (1975) Computer simulation of sedimentation in meandering streams. Sedimentology, 22, 3—44. 3.4.2.
343. *Bridge J.S.* (1977) Flow, bed topography and sedimentary structure in open channel bends: a three-dimensional model. Earth Surf. Proc. 2, 401—416. 3.4.2.
344. *Bridge J.S. and Jarvis J.* (1976) Flow and sedimentary processes in the meandering River South Esk, Glen Clova, Scotland. Earth Surf. Proc., 2, 281—294. 3.4.2.
345. *Bridge J.S. and Jarvis J.* (1982) The dynamics of a river bend; a study in flow and sedimentary processes. Sedimentology, 29, 499—541. 3.4.2.
346. *Bridge J.S. and Leeder M.R.* (1979) A simulation model of alluvial stratigraphy. Sedimentology, 26, 617—644. 3.9.4.
347. *Bridges E.M.* (1970) World Soils, pp. 89. Cambridge University Press, Cambridge. 3.6.2.
348. *Bridges P.H.* (1972) The significance of toolmarks on a Silurian erosional furrow. Geol. Mag., 109, 405—410. 9.11.2.
349. *Bridges P.H.* (1975) The transgression of a hard substrate shelf: the Llandovery (Lower Silurian) of the Welsh Borderland. J. sedim. Petrol., 45, 79—94. 9.11.3.
350. *Bridges P.H.* (1976) Lower Silurian transgressive barrier islands, southwest Wales. Sedimentology, 23, 347—362. 7.4.2.
351. *Bridges P.* (1982) Ancient offshore tidal deposits. In: Offshore Tidal Sands. Processes and Deposits. (Ed. by A.H. Stride), pp. 172—192. Chapman and Hall, London. 9.10.3, 9.13.1, 9.13.4, Fig. 9.48.
352. *Bridges P.H. and Leeder M.R.* (1976) Sedimentary model for intertidal mudflat channels with examples from the Solway Firth, Scotland. Sedimentology, 23, 533—552. 7.5.2.
353. *Brinkmann R.* (1933) Über Kreuzschichtung in deutschen Buntsandsteinbecken. Göttinger Nachr. Math.-physik., K1 IV, Facilger, IV, Nr. 32, 1—12. 5.1.
354. *Broecker W.S. and Broecker S.* (1974) Carbonate dissolution on the western flank of the East Pacific Rise. In: Studies in Paleo-oceanography (Ed. by W.W. Hay), pp. 447—457. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 20, Tulsa. 11.3.2.
355. *Bromley R.G.* (1967) Marine phosphates as depth indicators. Mar. Geol., 5, 503—509. 9.3.6.
356. *Bromley R.G.* (1970) Borings as trace fossils and *Entobia* cretacea Portlock as an example. In: Trace Fossils (Ed. by T.P. Crimes and J.C. Harper). Geol. J. Spec. Issue, 3, 49—90. 11.4.5.
357. *Bromley R.G.* (1975) Trace fossils at omission surfaces. In: The Study of Trace Fossils (Ed. by R.W. Frey), pp. 399—428. Springer-Verlag, New York. 11.4.5.
358. *Bromley R.G. and Ekdale A.A.* (1984) Trace fossil preservation in flint in the European chalk. J. Paleont., 58, 298—311. 11.4.5.
359. *Bromley R.G., Schulz M.-G. and Peake N.B.* (1975) Paramoudras: giant flints, long burrows and the diagenesis of chalks. Biol. Skr. Dansk. Vidensk. Selsk., 20, 10, pp. 1—31. 11.4.5.
360. *Brookfield M.E.* (1977) The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. Sedimentology, 24, 303—332. 3.2.2, 5.3.3, Fig. 5.12.
361. *Brookfield M.E.* (1980) Permian intermontane basin sedimentation in southern Scotland. Sedim. Geol. 27, 167—194. 5.3.5.
362. *Broome R. and Komar P.D.* (1979) Undular hydraulic jumps and the formation of backwash ripples on beaches. Sedimentology, 26, 543—559. 7.2.2.
363. *Brouwer A.* (1953) Rhythmic depositional features of the east Surinam coastal plain. Geol. Mijnb. 15, 226—236. 7.2.6.
364. *Brown L.F., Jr. and Fisher W.L.* (1977) Seismic-

- stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: *Seismic Stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C.E. Payton), pp. 213—248. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 26, Tulsa. 2.3.1, 12.4.1.
365. *Brown P.R.* (1963) Algal limestones and associated sediments in the basal Purbeck of Dorset. *Geol. Mag.*, 100, 565—573. 8.9.1.
366. *Brown R.G. and Woods P.J.* (1974) Sedimentation and tidal-flat development, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences Shark Bay, Western Australia*. (Ed. by B.W. Logan, J.F. Reed, R.G. Hagan, P. Hoffman, P.J. Woods and C. Gebelein), pp. 316—340. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 22. 8.4.7.
367. *Bruce C.H.* (1973) Pressured shale and related sediment deformation: mechanism for development of regional contemporaneous faults. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 57, 878—886. 6.8.2.
368. *Bruhn R.L. and Dalziel I.W.D.* (1977) Destruction of the early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins* (Ed. by M. Talwani and W.C. Pitman III), pp. 395—405. Maurice Ewing Series 1, Am. geophys. Union, Washington D.C. 14.7.4, Fig. 14.38, Fig. 14.39.
369. *Von Brunn V. and Gravenor C.P.* (1983) A model for Late Dwyka glaciomarine sedimentation in the Eastern Karoo basin. 13.4.1.
370. *Bruun P.* (1962) Sea level rise as a cause of shore erosion. *Proc. ASCEJ. Waterw. Harbors Div.*, 88, 117—130. 7.4.1.
371. *Bryant W.R., Meyerhoff A.A., Brown N.K., Furrer M.A., Pyle T.E. and Antoine J.W.* (1969) Escarpments, reef trends, and diapiric structures, eastern Gulf of Mexico. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 2506—2542. Fig. 10.57.
372. *Budding M.C. and Inglin H.* (1981) A reservoir geological model of the Brent Sands in southern Cormorant. In: *Petroleum Geology of the Continental Shelf of north-west Europe* (Ed. by L.V. Illing and G.D. Hobson), pp. 326—334. Heyden, London. 6.7.2, 7.2.5.
373. *Budinger T.G.* (1967) Cobb Seamount. *Deep-Sea Res.*, 14, 191—201. 11.3.3.
374. *Bull W.B.* (1964) Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 352-E, 89—129. 3.3, 3.3.2.
375. *Bull W.B.* (1968) Alluvial fan. In: *Encyclopedia of Geomorphology* (Ed. by R.W. Fairbridge), pp. 7—10. Reinhold, New York. 3.3.2.
376. *Bull W.B.* (1972) Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by K.J. Rigby and W.K. Hamblin), pp. 68—83. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 16, Tulsa. 3.3.2.
377. *Buller A.T.* (1982) Subsurface facies analysis and modelling: a brief discussion. Report Geology Institute, Univ. of Trondheim, 16, pp. 19. 2.2.1.
378. *Bumpus D.F.* (1973) A description of circulation on the continental shelf of the east coast of the United States. *Prog. Oceanogr.*, 6, 117—157. 9.4.4.
379. *Bunting B.T.* (1967) *The Geography of Soils*, 2nd edn, pp. 213. Hutchinson, London. 3.6.2.
380. *Burchette T.P.* (1981) European Devonian reefs: a review of current concepts and models. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D.F. Toomey), pp. 85—112. Spec. Publ. econ. Paleont. Miner., 30, Tulsa. 10.5.
381. *Burchfiel B.C. and Royden L.* (1982) Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 66, 1179—1195. 14.9.2, 14.9.4.
382. *Burckle L.H. and Akiba F.* (1978) Implications of Late Neogene fresh-water sediment in the Sea of Japan. *Geology*, 6, 123—127. 11.3.5.
383. *Burgess I.C.* (1961) Fossil soils of the Upper Old River Red Sandstone of South Ayrshire. *Trans. geol. Soc. Glasgow*, 24, 138—163. 3.9.2.
384. *Burke K.* (1967) The Yallahs Basin: a sedimentary basin southeast of Kingston, Jamaica. *Mar. Geol.*, 5, 45—60. 14.8.1, Fig. 14.53.
385. *Burke K.* (1972) Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in development of Niger delta. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 56, 1975—1983. Fig. 14.11.
386. *Burke K.* (1976) Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. In: *Sedimentary Basins of Continental Margins and Cratons* (Ed. by M.H.P. Bott), pp. 93—112. *Tectonophysics*, 36. 4.8, 14.4.1, Fig. 14.7.
387. *Burke K.* (1977) Aulacogens and continental breakup. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5, 371—396. 14.4.2, 14.9.1.
388. *Burke K., Dessauvage T.F.J. and Whiteman A.J.* (1971) Opening of the Gulf of Guinea and geological history of the Benue Depression and Niger delta. *Nature*, 233, 51—55. 6.3.1.
389. *Burke K., Dessauvage T.F.J. and Whiteman A.J.* (1972) Geological history of the Benue Valley and adjacent areas. In: *African Geology* (Ed. by A.J. Whiteman and T.F.J. Dessauvage), pp. 187—206. Ibadan, 1970. 14.4.2, Fig. 14.10.
390. *Burke K., Grippi J. and Sengör A.M.C.* (1980) Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary. *J. Geol.*, 88, 375—386. 14.8.1.
391. *Burne R.V., Bauld J. and De Deckker P.* (1980) Saline lake charophytes and their geological significance. *J. sedim. Petrol.*, 50, 281—293. 4.6.2.
392. *Burnett W.C.* (1977) Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, 813—823. 1.3.6.
393. *Burst J.F.* (1958a) "Glaucconite" pellets; their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 42, 310—327. 9.9.1.
394. *Burst J.F.* (1958b) Mineral heterogeneity in "glaucconite" pellets. *Am. Miner.*, 43, 481—497. 9.9.1.
395. *Busch D.A.* (1975) Influence of growth faulting on sedimentation and prospect evaluation. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 59, 217—230. 6.8.2.
396. *Bush P.R.* (1970) Chloride rich brines from sabkha sediments and their possible role in ore formation. *Trans. Inst. Miner. Metall. Sect. B*, 79, 137—144. 8.1.2.
397. *Butler G.P.* (1969) Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the sabkha Trucial Coast, Arabian Gulf. *J. sedim. Petrol.*, 39, 70—90. 8.1.2, 8.2.2., 8.4.5.
398. *Butler G.P.* (1970) Holocene gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi Sabkha, Trucial Coast: An alternative explanation of origin. *Third Symposium on Salt*. N. Ohio Geol. Soc., 1, 120—152. 8.9.1.

399. *Butler G.P., Harris P.M. and Kendall C.G. St.C.* (1982) Recent evaporites from the Abu Dhabi ocastral flats. In: *Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites* (Ed. by C.R. Handford, R.G. Loucks and G.R. Davies). SEPM Core Workshop No. 3, Calgary 1982, 33—64. 8.1.2, 8.4, Fig. 8.5, Fig. 8.7, 8.4.5, Fig. 8.10, Fig. 8.11, Fig. 8.12.
400. *Butler J.B.* (1975) The West Sole Gas-field. In: *Petroleum and the Continental Shelf of North West Europe*. Vol. 1. Geology (Ed. by A.W. Woodland), pp. 213—219. Applied Science Publishers. Barking. 5.1.
401. *Butler M., Sellwood B.W. and Thurley B.* (1982) Recent alluvial fans of the Baba Plain—implications for deposition in the Gulf of Suez region. *Proc. Egypt. Gen. Petrol. Corp. Sixth Seminar, Cairo, March 1982*. 1—13. 10.3.4, Fig. 10.32, 10.33.
402. *Buurman P.* (1975) Possibilities of palaeopedology. *Sedimentology*, 22, 289—298. 3.9.2.
403. *Buurman P.* (1980) Palaeosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. *Sedimentology*, 27, 593—606. 3.9.2.
404. *Buurman P. and Jongmans A.G.* (1975) The Neeropen Soil, an early Oligocene podzol with a fragipan and gypsum concretions from Belgian and Dutch Limburg. *Pedologie*, 25, 105—117. 3.9.2.
405. *Byrne J.V., LeRoy D.O. and Riley C.M.* (1959) The chenier plain and its stratigraphy, southwestern Louisiana. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Soc.*, 9, 237—260. 7.2.6.
406. *Cacchione D.A. and Drake D.E.* (1979) Sediment Transport in Norton Sound Alaska. *U.S. Geol. Surv., Open File Rep.*, 79—1555. 90 pp. Denver, Colorado. 9.6.3.
407. *Cady W.M.* (1975) Tectonic setting of the Tertiary volcanic rocks of the Olympic Peninsula. *Washington. J. Res. U.S. geol. Surv.*, 3, 573—582. 11.4.2, Fig. 11.28.
408. *Calvert S.E.* (1966a) Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Bull. geol. Soc. Am.*, 77, 569—596. 11.3.5, 11.4.6, Fig. 11.17.
409. *Calvert S.E.* (1966b) Origin of diatom-rich, varved sediments from the Gulf of California. *J. Geol.*, 74, 456—565. 11.3.5, 11.4.6.
410. *Cameron W.M. and Pritchard D.W.* (1963) Estuaries. In: *The Sea* (Ed. by M.N. Hill), 2, 306—324. John Wiley, New York. 7.5.1.
411. *Campbell C.V.* (1971) Depositional model—Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, northwestern New Mexico. *J. sedim. Petrol.* 41, 395—409. 7.2.5.
412. *Campbell C.V.* (1973) Offshore equivalents of Upper Cretaceous Gallup beach sandstones, northwestern New Mexico. In: *Cretaceous and Tertiary rocks of the southern Colorado Plateau*, pp. 78—84. *Cretaceous—Tertiary Memoir, Four Corners Geol. Soc.*, Durango, Colorado. Fig. 9.60, Fig. 9.62.
413. *Campbell C.V.* (1976) Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 60, 1009—1020. 3.9.4, Fig. 3.44, Fig. 3.49.
414. *Campbell C.V.* (1979) Model for beach shoreline in Gallup Sandstone (Upper Cretaceous) of northwestern New Mexico. *N.M. Bur. Mines Min. Res. Circ.*, 164, 32 pp. 7.2.5, 9.13.4, 9.14.2.
415. *Campisi B.* (1962) Una formazione diatomitica nell'Altipiano di Gangi (Sicilia). *Geol. Rom.*, 1, 283—288. 11.4.3.
416. *Cant D.J.* (1978) Developments of facies model for sandy braided river sedimentation: Comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A.D. Miall), pp. 627—639. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.2.2.
417. *Cant D.J.* (1979) Storm-dominated shallow marine sediments of the Arisaig Group (Silurian-Devonian) of Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 120—131. 9.13.3.
418. *Cant D.J. and Walker R.G.* (1976) Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 13, 102—119. 2.1.2, Fig. 2.4, 3.9.4, Fig. 3.51.
419. *Cant D.J. and Walker R.G.* (1978) Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625—648. 3.2.2, Fig. 3.10.
420. *Carey W.C. and Keller M.B.* (1957) Systematic changes in the beds of alluvial rivers. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. civ. Engrs*, 83, Paper 1331, 24 pp. 3.2.2.
421. *Carlston C.W.* (1965) The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *Am. J. Sci.*, 263, 864—885. 3.4.1.
422. *Carman G.L. and Young R.* (1981) Reservoir geology of the Forties oilfield. In: *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe* (Ed. by L.V. Illing and C.D. Hobson), pp. 371—379. Heyden. 12.6.1.
423. *Carter R.M.* (1975a) A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites. *Earth-Sci. Rev.*, 1, 145—177. 12.3.2.
424. *Carter R.M.* (1975b) Mass-emplaced sand-fingers at Mararoa construction site, southern New Zealand. *Sedimentology*, 22, 275—288. 3.3.2.
425. *Carter C.H.* (1978) A regressive barrier and barrier-protected deposits: depositional environments and geographic setting of the Late Tertiary Cohansey sand. *J. sedim. Petrol.*, 48, 933—950. 7.3.1.
426. *Carter L. and Schafer C.T.* (1983) Interaction of the Western Boundary Undercurrent with the continental margin of Newfoundland. *Sedimentology*, 30, 751—768. 12.2.4.
427. *Cas R.A.F. and Jones J.G.* (1979) Palaeozoic Interarc basin in eastern Australia and a modern New Zealand analogue. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 22, 71—85. 14.7.4.
428. *Cas R.A.F., Powell C.McA. and Crook K.A.W.* (1980) Ordovician palaeogeography of the Lachlan foldbelt: A modern analogue and tectonic constraints. *J. geol. Soc. Austral.* 27, 19—31. 14.7.4.
429. *Case J.E.* (1974) Major basins along the continental margin of northern South America. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C.A. Burk and C.L. Drake), pp. 733—741. Springer-Verlag, New York. 12.4.2.
430. *Casey R. and Gallois R.W.* (1973) The Sandringham Sands of Norfolk. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 40. 1—22. 9.9.1.
431. *Casnedi R.* (1983) Hydrocarbon-bearing submarine fan system of Cellino Formation, central Italy. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 12.6.2.
432. *Castellarin A.* (1970) Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "piattaforma veneta" e "bacino

- lombardo" a nord di Riva del Garda. *Giorn. Geol.*, ser. 2, 38, 11—212 (1972). 11.4.4.
433. *Castellarin A., del Monte M. and Frascari F.R.S.* (1971) Cosmic fallout in the "hard grounds" of the Venetian region. *Giron. Geol.*, ser. 2, 39, 333—346 (1974). 11.4.4.
434. *Castellarin A. and Sartori R.* (1978) Quaternary iron-manganese deposits and associated pelagic sediments (radiolarian clay and chert, gypsiferous mud) from the Tyrrhenian Sea. *Sedimentology*, 25, 801—821. 11.3.5.
435. *Caston G.F.* (1976) The floor of the North Channel, Irish Sea: a side-scan sonar survey. *Inst. Geol. Sci. Rep.*, 76/7. 9.8.3.
436. *Caston V.N.D.* (1972) Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology*, 18, 63—78. 9.10.3, Fig. 9.13, 10.3.2.
437. *Cayeux L.* (1935) Les Roches sédimentaires de France: Roches carbonatées, pp. 463. Mason. Paris. 10.1.
438. *Cebulski D.E.* (1969) Foraminiferal populations and faunas in barrier-reef tract and lagoon, British Honduras. In: Other papers on Florida and British Honduras. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 11, 311—328. 10.3.4.
439. *Cercone R.K.* (1984) Thermal history of Michigan Basin. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 68, 130—136. 8.10.4, 8.10.5.
440. *Chase T.E., Newhouse D.A., Long B.J., Crocker W.L., Hydock L., Hallman C.M., Wood T.C., Paluso P.R., Glip-tis M. and Pine J.S.* (undated). Topography of the oceans with Deep-Sea Drilling Project sites through Leg 44. *Geologic Data Center, Scripps Inst. Oceanography. Fig. 11.10, Fig. 11.11.*
441. *Chave K.E.* (1967) Recent carbonate sediments—an unconventional view. *A.G.I. Council. Educ. Geol. Sci. Short Rev.*, 7, 200—204. 10.2, 10.6.
442. *Chave K.E. and Schmalz R.F.* (1966) Carbonate-sea-water interactions *Geochim. cosmochim. Acta*, 30, 1037—1048. 11.3.1.
443. *Cheel R.J. and Rust B.R.* (1982) Coarse grained facies of glacio-marine deposits near Ottawa, Canada. In: *Research in Glacial, Glacio-fluvial, and Glaciolacustrine Systems* (Ed. by R. Davidson-Arnott, W. Nickling and B.D. Fahey). *Proc. 6th Guelph Symp. on Geomorphology*, pp. 279—295. 13.4.3.
444. *Chen C.* (1964) Pteropod ooze from Bermuda Pedestal. *Science*, 144, 60—62. 11.3.3.
445. *Chen Changming, Huang Jiakuan, Chen Jingshan, Tian Xingou, Chen Ruijun and Li Li* (1981) Evolution of sedimentary tectonics of Bohai rift system and its bearing on hydrocarbon accumulation. *Sci. Sin. Peking*, 24, 521—529. 14.4.2, Fig. 14.9.
446. *Chen Changming, Huang Jiakuan, Chen Jingshan and Tian Xingyou* (1982) Depositional models of Tertiary rift basins, eastern China and their application in oil and gas prediction. *Inst. Geol. Acad. Sin., Res. Geol.*, 1982, 141—148. Fig. 14.9.
447. *Chien N.* (1961) The braided stream of the Lower Yellow River. *Scientia Sinica*, 10, 734—754. 3.2.2.
448. *Chisholm I.C.* (1977) Growth faulting and sandstone deposition in the Namurian of the Stanton syncline, Derbyshire. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 41, 305—323. 6.8.3.
449. *Choquette P.W. and Pray L.C.* (1970) Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 54, 207—250. 10.4.
450. *Chough S. and Hesse R.* (1976) Submarine meandering talweg and turbidity currents flowing for 4,000 km in the Northwest Atlantic Mid-ocean Channel, Labrador Sea. *Geology*, 4, 529—533. 12.2.3.
451. *Church M.* (1972) Baffin Island Sandurs: A study of Arctic fluvial processes. *Bull. geol. Surv. Can.*, 216, 208 pp. 3.2.1.
452. *Church M.* (1982) Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. In: "Modern and Ancient fluvial systems" (Ed. by J.D. Collinso and J. Lewin). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 6, 169—180. 3.2.1.
453. *Church M. and Gilbert R.* (1975) Proglacial fluvial and lacustrine environments. In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation* (Ed. by A.V. Jopling and B.C. McDonald), pp. 22—100. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 23, Tulsa. 13.3.7.
454. *Churkin M., Jr.* (1974) Paleozoic marginal ocean-basin—volcanic arc systems in the Cordilleran Foldbelt. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R.H. Dott, Jr. and R.H. Shaver), pp. 174—192. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 19, Tulsa. 11.4.2.
455. *Ciaranfi N., Dazzaro L., Pieri P., Rapisardi L. and Sardella A.* (1973) Stratigraphic characters and tectonic outlines of some Messinian deposits outcropping along the eastern side of the southern Apennines. In: *Messinian Events in the Mediterranean* (Ed. by C.W. Drogger), pp. 178—179. North-Holland Publishing Company, Amsterdam. 8.6.1.
456. *Cita M.B. and Grignani D.* (1982) Nature and origin of Late Neogene Mediterranean sapropels. In: *Nature and Origin of Cretaceous carbon-rich Facies* (Ed. by S.O. Schlanger and M.B. Cita), pp. 165—196. Academic Press, London. 11.3.5.
457. *Clague D.A.* (1981) Linear Island and seamount chains, aseismic ridges and intraplate volcanism: results from DSDP. In: *The Deep Sea Drilling Project: a Decade of Progress* (Ed. by J.E. Warme, R.G. Douglas and E.L. Winterer), pp. 7—22. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 32, Tulsa. 11.3.3.
458. *Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A. and Mackey S.D.* (1980) Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, Central Arctic Ocean. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 181, 57 pp. 13.4.4.
459. *Clark D.N.* (1980) The sedimentology of the Zechstein carbonate formation of Eastern Drenthe, The Netherlands. In: *The Zechstein Basin* (Ed. by H. Füchtbauer and T. Peryt), pp. 131—166. 8.10.3.
460. *Clark D.N. and Talbacka L.* (1980) The Zechstein deposits of southern Denmark. In: *The Zechstein Basin* (Ed. by H. Füchtbauer and T. Peryt), pp. 205—232. 8.10.1.
461. *Clayton K.M., McCave I.N. and Vincent C.E.* (1983) The establishment of a sand budget for the East Anglian coast and its implications for coastal stability. In: *Shoreline Protection. Proc. ICE conference, Southampton. 1982* (Telford), pp. 91—96, 111—118. 9.5.2.
462. *Clemmensen L.B.* (1977) Stratigraphical and sedimentological studies of Triassic rocks in central East Greenland. *Rapp. Grønlands Geol. Unders.*, 25, 1—13. 4.9.4.
463. *Clemmensen L.B.* (1978a) Alternating aeolian, sabkha and shallow lake deposits from the Middle Triassic Gipsdalen Formation, Scoresby Land, East Greenland.

- Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 24, 111—135. 4.9.4.
464. *Clemmensen L.B.* (1978b) Lacustrine facies and stromatolites from the Middle Triassic of East Greenland. *J. sedim. Petrol.*, 48, 1111—1128. 4.9.4.
465. *Clemmensen L.B. and Abrahamsen K.* (1983) Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian) Scotland. *Sedimentology*, 30, 311—339. 5.3.2, 5.3.3, 5.3.5, Fig. 5.1.4.
466. *Clifton H.E.* (1969) Beach lamination—nature and origin. *Mar. Geol.*, 7, 553—559. 7.2.2.
467. *Clifton H.E.* (1976) Wave-formed sedimentary structures—a conceptual model. In: *Beach and Nearshore Sedimentation* (Ed. by R.A. Davis, Jr. and R.L. Ethington), pp. 126—148. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 24, Tulsa. 7.2.1., 7.2.2, Fig. 7.4.
468. *Clifton H.E.* (1981) Progradational sequences in Miocene shorelines deposits, southeastern Caliente range California. *J. sedim. Petrol.*, 51, 165—184. 7.2.5, 7.4.2, Fig. 7.2.2.
469. *Clifton H.E., Hunter R.E. and Phillips R.L.* (1971) Depositional structures and processes in the non-barred, high-energy nearshore. *J. sedim. Petrol.*, 41, 651—670. 7.2.2, 7.2.3, 7.2.5, 7.4.2, Fig. 7.11, Fig. 7.12, Fig. 7.13, Fig. 7.20, 9.6.1.
470. *Clifton H.E., Phillips R.L. and Hunter R.E.* (1973) Depositional structures and processes in the mouths of small coastal streams, southwestern Oregon. In: *Coastal Geomorphology* (Ed. by D.R. Coates), pp. 115—140. *Publications in Geomorphology*, State University of New York. Binghamton. 7.2.2.
471. *Cloud P.E.* (1962) Environments of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 350, 138 pp. 10.2.1.
472. *Cochran J.R.* (1983) A model for development of the Red Sea. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 67, 41—69. 14.6.1.
473. *Cody R.D.* (1976) Growth and early diagenetic changes in artificial gypsum crystals grown within bentonite muds and gels. *Bull. geol. Soc. Am.* 87, 1163—1168. 8.6.1.
474. *Cody R.D.* (1979) Lenticular gypsum; occurrence in nature, and experimental determination of effects of soluble green plant material on its formation. *J. sedim. Petrol.*, 49, 1015—1028. 8.6.1, Fig. 8.11.
475. *Cody R.D. and Hull A.B.* (1980) Experimental growth of primary anhydrite at low temperatures and water salinities. *Geology*, 8, 505—509. 8.4.5, 8.6.1, 8.11.1.
476. *Cohen C.R.* (1982) Model for a passive to active continental margin transition: implications for hydrocarbon exploration. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 66, 708—718. 14.5.2, 14.7.1, 14.9.2, Fig. 14.34.
477. *Colacicchi R., Passeri L. and Pialli G.* (1975) Evidences of tidal environmental deposition in the Calcare Massiccio Formation (Central Apennines—Lower Lias). In: *Tidal Deposits: a Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R.N. Ginsburg), pp. 345—353. Springer-Verlag, Berlin. 10.4.3, Fig. 10.43.
478. *Cole R.D. and Pickard M.D.* (1981) Sulfur-isotope variations in marginal lacustrine rocks of the Green River Formation, Colorado and Utah. In: *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration* (Ed. by F.G. Ethridge and R.M. Flores), pp. 261—275. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 31, Tulsa. 4.10.1, Fig. 4.23.
479. *Colella A.* (1981) Preliminary core analysis of Crati submarine fan deposits (Ionian Sea). IAS 2nd EUR, MTG., Bologna. 12.4.3.
480. *Coleman A.P.* (1926) *Ice Ages Recent and Ancient*, pp. 296. MacMillan, London. 13.1.
481. *Coleman J.M.* (1966) Ecological changes in a massive freshwater clay sequence. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Soc.*, 16, 159—174. 3.6.1, 3.9.2, 6.7.1.
482. *Coleman J.M.* (1969) Brahmaputra River; Channel processes and sedimentation. *Sedim. Geol.*, 3, 129—239. 3.2.2, 3.6.1, 3.9.4, Fig. 3.8, Fig. 3.30, 6.3.1., 6.5.1, 6.5.2, 9.4.
483. *Coleman J.M.* (1981) Deltas: Processes and models of deposition for exploration, pp. 124. Burgess Publ. Co., CEPCO Division, Minneapolis. 6.5.1, 6.5.2, 6.8, 6.8.2, Fig. 6.42.
484. *Coleman J.M. and Gagliano S.M.* (1964) Cyclic sedimentation in the Mississippi river deltaic plain. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Soc.*, 14, 67—80. 6.2, 6.5.1, Fig. 6.27.
485. *Coleman J.M. and Gagliano S.M.* (1965) Sedimentary structures: Mississippi River Deltaic plain. In: *Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation* (Ed. by G.V. Middleton), pp. 133—148. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 12, Tulsa. 6.5.1.
486. *Coleman J.M., Gagliano S.M. and Webb J.E.* (1964) Minor sedimentary structures in a prograding distributary. *Mar. Geol.*, 1, 240—258. 6.2, 6.5.1, Fig. 6.6.
487. *Coleman J.M. and Garrison L.E.* (1977) Geological aspects of marine slope instability, northwestern Gulf of Mexico. *Mar. Geotech.* 2, 9—44. 6.8.2.
488. *Coleman J.M., Suhayda J.N., Whelan T. and Wright L.D.* (1974) Mass movement of Mississippi River delta sediments. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Soc.*, 24, 49—68. 6.3.1, 6.5.2, 6.8.2, Fig. 6.43.
489. *Coleman J.M. and Wright L.D.* (1975) Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M.L. Broussard), pp. 99—149. *Houston Geol. Soc. Houston.* 6.2, 6.3, 6.4, 6.5.1, 6.5.2, Fig. 6.17, Fig. 6.25, 9.3.1, 10.3.4.
490. *Colley H. and Rice C.M.* (1975) A Kuroko-type ore deposit in Fiji. *Econ. Geol.*, 70, 1373—1386. 14.7.2.
491. *Collinson J.D.* (1968) Deltaic sedimentation units in the Upper Carboniferous of northern England. *Sedimentology*, 10, 233—254. 3.9.4.
492. *Collinson J.D.* (1969) The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *J. sedim. Petrol.*, 39, 194—221. 6.7.1, Fig. 6.38.
493. *Collinson J.D.* (1970) Bedforms of the Tana River, Norway. *Geogr. Annl.*, 52-A, 31—56. 3.2.1, 3.2.2, Fig. 3.12, Fig. 3.13.
494. *Collinson J.D.* (1971a) Some effects of ice on a river bed. *J. sedim. Petrol.*, 41, 557—564. 13.4.2.
495. *Collinson J.D.* (1971b) Current vector dispersion in a river of fluctuating discharge. *Geol. Mij.*, 50, 671—678. 3.2.1.
496. *Collinson J.D.* (1972) The Rønde Ø Conglomerate of Inner Scoresby Sund and the Carboniferous (?) and Permian rocks west of the Schuchert Flod. *Meddr. om Grønland*, Bd. 192., Nr.6. 1—48. 3.8, 3.8.4, Fig. 3.31, 5.3.5.



497. *Collinson J.D.* (1978) Vertical sequence and sand body shape in alluvial sequences. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A.D. Miall), pp. 577—586. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.4.1, 3.9.4.
498. *Collinson J.D.* (1983) Sedimentology of unconformities within a fluvio-lacustrine sequence; Middle Proterozoic of eastern North Greenland. *Sedim. Geol.*, 34, 145—166. 3.9.2, 4.8.
499. *Collinson J.D. and Thompson D.B.* (1982) *Sedimentary Structures*, pp. 194. Allen and Unwin, London, 1.1.
500. *Colton G.W.* (1967) Late Devonian current directions in western New York, with special reference to *Fucoides graphica*. *J. Geol.*, 75. 12.3.4
501. *Conaghan P.J. and Jones J.G.* (1975) The Hawkesbury Sandstone and the Brahmaputra: A depositional model for continental sandstones. *J. geol. Soc. Aust.* 22, 275—283. 3.9.4.
502. *Conaghan P.J., Mountjoy E.W., Edgecombe D.R. et al.* (1976) Nubriygn algal reefs (Devonian), eastern Australia: allochthonous blocks and megabreccias. *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, 515—530. 12.3.5.
503. *Coney P.J.* (1973) Plate tectonics of marginal foreland thrust-fold belts. *Geology*, 1, 131—134. 14.7.
504. *Conolly J.R. and Van der Broch C.C.* (1967) Sedimentation and physiography of the sea floor south of Australia. *Sedim. Geol.*, 1, 181—220. 10.2.
505. *Cook D.O.* (1970) Occurrence and geologic work of rip currents in southern California. *Mar. Geol.*, 9, 173—186. 7.2.1.
506. *Cook H.E.* (1979) Ancient continental slopes and their value in understanding modern slope development. In: *Geology of Continental Slopes* (Ed. by L.J. Doyle and O.H. Pilkey), pp. 287—305. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* 27, Tulsa. 12.6.1, 14.5.2.
507. *Cook H.E., Hine A.C. and Mullins H.T.* (1983) Platform margin and deep water carbonates. *Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course*, 12, 573 pp. 10.3.2.
508. *Cook H.E., McDaniel P.N., Mountjoy E.W. and Play L.C.* (1972) Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. *Bull. Can. petrol. Geol.* 20, 439—497. 12.3.5.
509. *Cook H.E. and Taylor M.E.* (1977) Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and lowermost Ordovician of Nevada. In: *Deep-water Carbonate Environments* (Ed. by H.E. Cook and P. Enos), pp. 51—81. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 25, Tulsa, 11.4.4 Fig. 11.33, 12.3.4, 12.6.1, 14.5.2.
510. *Cooke R.V. and Warren A.* (1973) *Geomorphology in Deserts*, pp. 374. Batsford, London. 3.6.2, 5.2.1, Fig. 5.4.
511. *Coombs D.S., Landis C.A., Norris R.J., Sinton J.M., Borns D.J. and Craw D.* (1976) The Dun Mountain Ophiolite Belt, New Zealand, its tectonic setting, constitution and origin with special reference to the southern portion. *Am. J. Sci.*, 276, 561—602, 11.4.2.
512. *Cooper W.S.* (1958) Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Mem. geol. Soc. Am.*, 72, pp. 169. 7.2.2.
513. *Cooper W.S.* (1967) Coastal sand dunes of California. *Mem. geol. Soc. Am.*, 104, pp. 131. 7.2.2.
514. *Cooper P.* (1974) Structure and development of Early Palaeozoic reefs, *Proc. of 2nd Internat. Coral Reef symposium*, 1, 365—386. 10.5.
515. *Coradossi N. and Corazza E.* (1978) Geochemistry of Messinian clay sediments from Sicily; a preliminary investigation. In: *Messinian Evaporites in the Mediterranean* (Ed. by R. Catalano, G. Ruggieri and K. Sprovieri). *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 16, (1976). 8.2.2.
516. *Corbett K.D.* (1972) Features of thick-bedded sandstones in a proximal sequence, Upper Cambrian, southwest Tasmania. *Sedimentology*, 19, 99—114. Fig. 12.31.
517. *Corliss J.B.* (1971) The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. *J. geophys. Res.*, 76, 8128—8138. 11.3.2.
518. *Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I., Edmond J.M., Herzen R.P. von, Ballard R.D., Green K., Williams D., Bainbridge A., Grane K and Andel Tj.H. van* (1976) Submarine thermal springs on the Galápagos Rift. *Science*, 203, 1073—1083. 11.3.2.
519. *Cornish V.* (1914) *Waves of Sand and Snow*, pp. 383. T. Fisher Unwin, London. 5.2.4.
520. *Correns C.W.* (1939) Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean. In: *Recent Marine Sediments* (Ed. by P.D. Trask), pp. 373—393. *Am. Ass. petrol. Geol.* 11.1.1.
521. *Costello W.R. and Walker R.G.* (1972) Pleistocene Sedimentology; Credit River, Southern Ontario: A new component of the braided river model. *J. sedim. Petrol.*, 42, 389—400. 3.8.3.
522. *Cotter E.* (1975) Deltaic deposits in the Upper Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. in: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M.L. Broussard), pp. 471—484. Houston Geological Society, Houston. 6.7.1.
523. *Cotter E.* (1978) The evolution of fluvial style with special reference to the Central Appalachian Palaeozoic. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A.D. Miall), pp. 361—383. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.* 5, Calgary. 3.7.
524. *Cotter E.* (1983) Shelf, paralic, and fluvial environments and eustatic sea-level fluctuations in the origin of the Tuscarora Formation (Lower Silurian) of central Pennsylvania. *J. sedim. Petrol.*, 53, 25—49. 9.13.2.
525. *Coumes F., Deltel J. et al.* (1983) Cap Ferret deep-sea fan, Bay of Biscay. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.* 34. Fig. 12.20.
526. *Cowan D.S. and Page B.M.* (1975) Recycled Franciscan material in Franciscan melange west of Paso Robles, California. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 1089—1095. 14.7.1.
527. *Cram J.M.* (1979) The influence of continental shelf width on tidal range: palaeoceanographic implications. *J. Geol.*, 87, 441—447. 7.1
528. *Crampton C.B. and Carruthers R.G.* (1914) *The Geology of Caithness*. *Mem. Geol. Surv. Scotland*, pp. 104. H.M. Stationary Office, London, 4.9.1.
529. *Crane K. and Ballard R.D.* (1908) The Galapagos Rift at 86°W: 4. Structure and morphology of hydrothermal fields and their relationship to the volcanic and tectonic processes of the rift valley. *J. geophys. Res.*, 85, 1443—1454. 11.3.2.
530. *Crane R.C.* (1983) A computer model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites. Unpubl. Ph. D. Thesis, University of Reading. 543 pp. 3.9.4.
531. *Crans W., Mandl G. and Haremboure J.* (1980) On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *J. petrol. Geol.*, 2, 265—307. 6.8.2.

532. *Creager J.S. and Sternberg R.W.* (1972) Some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf. In: Shelf Sediment Transport (Ed. D.J.P. Swift, D.B. Duane and O.H. Pilkey), pp. 347—362. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. Penn. 9.2.
533. *Crerar D.A., Namson J., So Chyi M., Williams L. and Feigenson M.D.* (1982) Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage: 1. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centres. *Econ. Geol.*, 77, 519—540. 11.4.2, 14.6.2.
534. *Crimes T.P., Goldring R., Homewood P., van Stijvenberg J. and Winkler W.* (1981) Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous-Eocene), Switzerland. *Eclog. geol. Helv.*, 74, 953—995. 12.3.4.
535. *Croft A.R.* (1962) Some sedimentation phenomena along the Wasatch Mountain Front. *J. geophys. Res.*, 67, 1511—1523. 3.8.3.
536. *Cronan D.S.* (1980) Underwater Minerals, pp. 302. Academic Press, London. 11.3.1, 11.3.2, 11.3.3, 11.3.4.
537. *Cronan D.S., Glasby G.P., Moorby S.A., Thomson J., Knedler K.E. and McDougall J.C.* (1982) A submarine hydrothermal manganese deposit from the south-west Pacific Island arc. *Nature*, 298, 456—458. 11.3.5.
538. *Crouch K.J.* (1981) Northwest margin of California continental borderland: marine geology and tectonic evolution. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 191—218. 14.8.1.
539. *Crowell J.C.* (1957) Origin of pebbly mudstones. *Bull. geol. Soc. Am.*, 68, 993—1010. 13.1, 13.4.1.
540. *Crowell J.C.* (1974a) Sedimentation along the San Andreas Fault, California. In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation (Ed. by R.H. Dott Jr. and R.H. Shaver), pp. 292—303. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 19, Tulsa. 4.8, 4.10.2, Fig. 14.44, Fig. 14.48.
541. *Crowell J.C.* (1974b) Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: Tectonics and Sedimentation (Ed. by W.R. Dickinson), pp. 190—204. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 22, Tulsa. 4.8, 4.10.2, 14.8.1, Fig. 14.40, Fig. 14.44.
542. *Crowell J.C.* (1975) The San Gabriel fault and Ridge Basin, southern California. In: San Andreas Fault in Southern California (Ed. by J.C. Crowell), pp. 208—233. *Spec. Rept. California Div. Mines Geol.*, 118. Fig. 14.49, 14.8.1.
543. *Crowell J.* (1982) Continental glaciation through geological time. *Climate in Earth History* (Ed. by W.H. Berger and J.C. Crowell), pp. 77—82. *Studies in Geophysics*, Nat. Acad. Press, Washington. 11.4.6.
544. *Crowley K.D.* (1983) Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes. *Bull. geol. Soc. Am.*, 94, 117—123. 3.2.2.
545. *Csanady G.T.* (1972) The coastal boundary layer in Lake Ontario. *J. Phys. Oceanogr.*, 2, 41—53, 168—176. 4.4.
546. *Cullen D.J.* (1980) Distribution, composition and age of submarine phosphorites on Chatham Rise, east of New Zealand. In: Marine Phosphorites (Ed. by Y.K. Bendor), pp. 139—148. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* 29, Tulsa. 11.3.6.
547. *Cullis C.G.* (1904) The mineralogical changes in the cores of the Funafuti borings. In: The Atoll of Funafuti (Ed. by T.G. Bonney), pp. 392—420. R. Soc., London. 10.1.
548. *Curray J.R.* (1960) Sediments and history of the Holocene transgression, continental shelf, Gulf of Mexico. In: Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico (Ed. by F.P. Shepherd, F.B. Phleger and T.J. H. Van Andel), pp. 221—266. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 9.6.3.
549. *Curray J.R.* (1964) Transgressions and regressions. In: Papers in Marine Geology (Ed. by R.L. Miller), pp. 175—203. Macmillan, New York. 9.2, 9.3.3.
550. *Curray J.R.* (1965) Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In: The Quaternary of the United States (Ed. by H.E. Wright and D.C. Frey), pp. 723—735. Princeton Univ. Press, New Jersey. 9.2, Fig. 9.3.
551. *Curray J.R., Emmel F.J. and Champton P.J.S.* (1969) Holocene history of a strand plain, lagoon coast, Nayarit, Mexico. In: Coastal Lagoons — a Symposium (Ed. by A.A. Castanares and F.B. Phleger). pp. 63—100. Universidad Nacional Autónoma, Mexico. 6.5.2, Fig. 6.23, Fig. 9.3.
552. *Curray J.R. and Moore D.G.* (1971) Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 563—572. 12.2.3, 14.9.1.
553. *Curray J.R. and Moore D.G.* (1974) Sedimentary and tectonic processes in the Bengal deep-sea fan and geosyncline. In: The Geology of Continental Margines (Ed. by C.A. Burk and C.L. Drale). pp. 617—627. Springer-Verlag, New York. 12.4.3, 14.9.1.
554. *Curray J.R. and Moore D.G., Lawver L.A., Emmel F.J., Raitt R.W., Henry M. and Kieckhefer R.* (1979) Tectonics of the Andaman Sea and Burma. In: Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins (Ed. by J.S. Watkins, L. Montadert and P.W. Dickerson), pp. 189—198. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 29. 14.7.4.
555. *Curray J.R. and Moore D.G. et al.* (1982) Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 64, US Government Printing Office, Washington. 12.3.5.
556. *Curtis D.M.* (1971) Miocene deltaic sedimentation, Louisiana Gulf Coast. In: Deltaic Sedimentation Modern and Ancient (Ed. by J.P. Morgan and R.H. Shaver), pp. 293—308. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 15, Tulsa. 6.8.2.
557. *Cussey R. and Friedman G.M.* (1977) Patterns of porosity and cement in ooid reservoir in Dogger (Middle Jurassic) of France. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 61, 511—518. 10.4.2.
558. *Cussey R. and Friedman G.M.* (1979) Patterns of porosity and cement in ooid reservoir in Dogger (Middle Jurassic) of France: Reply. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 63, 677—679. 10.4.2.
559. *Dabrio C.J., Esteban M. and Martin J.M.* (1981) The coral reef of Nijar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería Province, SE Spain. *J. sedim. Petrol.*, 51, 521—539. 10.5, Fig. 10.55.
560. *Dalrymple R.W., Knight R.J. and Lambiase J.J.* (1978) Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275, 100—104. 7.5.1.
561. *Daly R.A.* (1936) Origin of submarine "canyons". *Am. J.*

- Sci., 31, 401—420. 1.1, 12.1.1.
562. *Damuth J.E.* (1975) Echo-Character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Mar. Geol.* 18, 17—25. 12.4.1, Fig. 12.20. Fig. 12.21.
563. *Damuth J.E.* (1980a) Use of high-frequency (3.5—12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep sea: A review. *Mar. Geol.* 38, 51—75. 12.4.1.
564. *Damuth J.E.* (1980b) Quaternary sedimentation processes in the South China basin as revealed by echo-character mapping and piston core studies. In: *The Tectonic and Geologic Evolution of Southern Asian Seas and Islands* (Ed. by D.E. Hayes), pp. 105—125. *Geophys. Mon. Am. geophys. Un.*, 23. 14.7.4.
565. *Damuth J.E., Kowsmann R.O., Montiero M.C., Gorini M.A., Palma J.J.C. and Belderson R.H.* (1983) Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan (GLORIA). *Geology*, 11, 94—98. 12.3.6, 12.4.3, Fig. 12.20.
566. *Damuth J.E., and Kumar N.* (1975) Amazon Cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 863—878. 12.4.3.
567. *Dana J.D.* (1873) On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior. *Am. J. Sci.*, 3, 5, 423—443; 6, 6—14, 104—115, 161—171. 14.2.1.
568. *Darwin C.* (1842) *Structure and Distribution of Coral Reefs*, 214 pp. Reprinted 1962 by Univ. California Press with forward by H.W. Menard. 10.3.2.
569. *Davidson-Arnott R.G.D. and Greenwood B.* (1974) Bedforms and structures associated with bar topography in the shallow water wave environment, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. *J. sedim. Petrol.*, 44, 698—704. 7.2.3, Fig. 7.11.
570. *Davidson-Arnott R.G.D. and Greenwood B.* (1976) Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. In: *Beach and Nearshore Sedimentation* (Ed. by R.A. Davis, Jr. and R.L. Ethington), pp. 149—168. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 24, Tulsa. 7.2.1, 7.2.3, Fig. 7.11.
571. *Davies D.K.* (1968) Carbonate turbidites, Gulf of Mexico. *J. sedim. Petrol.*, 38, 1100—1109. 12.4.4, Fig. 12.28.
572. *Davies D.K., Ethridge F.G. and Berg R.R.* (1971) Recognition of barrier environments. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 55, 550—565. 7.2.5.
573. *Davies G.R.* (1970) Algal-laminated sediments, Gladstone embayment, Shark Bay, Western Australia. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 13, 169—205. 8.4.7, 10.5.
574. *Davies G.R.* (1977a) Carbonate-anhydrite facies relation in Otto Fiord Formation (Mississippian-Pennsylvanian) Canadian Arctic Archipelago. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 61, 1929—1949. 8.11.1.
575. *Davies G.R.* (1977b) Turbidites, debris sheets, and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup basin, Arctic archipelago. In: *Deep-water Carbonate Environments* (Ed. by H.E. Cook and P. Enos), pp. 221—247. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* 25, Tulsa. 14.5.2.
576. *Davies J.L.* (1964) A morphogenic approach to world shorelines. *Zeits. Geomorph.*, 8. (Sp. No.), 127—142. 7.1.
577. *Davies J.L.* (1972) *Geographical Variation in Coastal Development*, 204. pp. Oliver and Boyd, Edinburgh. 9.7.
578. *Davies P.J.* (1979) Marine geology of the continental shelf off southeast Australia. *Bull. Bur. Miner. Resour. Aust.*, 195, 1—51. 10.6.
579. *Davies P.J., Bubela B. and Ferguson J.* (1978) The formation of ooids. *Sedimentology*, 25, 703—730. 10.2.1.
580. *Davies T.A. and Gorsline D.S.* (1976) Oceanic sediments and sedimentary processes. In: *Chemical Oceanography* (Ed. by J.P. Riley and R. Chester) 2nd Ed. 5, pp. 1—80. Academic Press, London. Fig. 11.3.1, Fig. 11.3, Fig. 11.12.
581. *Davies T.A., Luyendyk B.P. et al.* (1974) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 26, pp. 1129. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
582. *Davies T.A., Wezer O.E., Luyendyk B.P. and Kidd R.B.* (1975) Unconformities in the sediments of the Indian Ocean. *Nature*, 253, 15—19. 11.3.1.
583. *Davies E.F.* (1918) The radiolarian rocks of the Franciscan Group. *Univ. Calif. Pabls Bull. Dep. Geol.*, 11, 235—432. 11.1.2, 11.4.2.
584. *Davis M.W. and Ehrlich R.* (1975) Late Paleozoic crustal composition and dynamics in the south-eastern United States. In: *Carboniferous of the Southeastern United States* (Ed. by G. Briggs), pp. 171—185. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.* 148. 14.8.2.
585. *Davis R.A. Jr. and Fox W.T.* (1972) Coastal processes and nearshore sand bars. *J. sedim. Petrol.*, 42, 401—412. 7.2.2.
586. *Davis R.A., Fox W.T., Hayes M.P. and Boothroyd J.C.* (1972) Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments. *J. sedim. Petrol.*, 42, 413—421. 4.6.1, 7.2.2.
587. *Dean W.E.* (1978) Theoretical versus observed successions from evaporation of seawater. In: *Marine Evaporites* (Ed. by W.E. Dean and B.C. Schreiber), pp. 74—85. 8.10.4.
588. *Dean W.E.* (1981) Carbonate minerals and organic matter in sediments in modern north temperate hard-water lakes. In: *Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: Models for Exploration* (Ed. by F.G. Ethridge and R.M. Flores), pp. 213—231. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 31, Tulsa. 4.6.2.
589. *Dean W.E. and Anderson R.Y.* (1974) Application of some correlation coefficient techniques to time-series analysis. *Math. Geol.*, 6, 363—372. 8.10.4.
590. *Dean W.E., Davies G.R. and Anderson R.Y.* (1975) Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. *Geology*, 3, 367—372. 8.6.3, 8.10.1, 8.10.2.
591. *Dean W.E. and Gardner J.V., Jansa L.F., Čeppek P. and Seibold E.* (1978) Cyclic sedimentation along the continental margin of northwest Africa. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 41, Y. Lancelot, E. Seibold et al., pp. 965—989. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.4.6.
592. *Decandia F.A. and Elter P.* (1972) La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Appennino ligure). *Mem. Soc. geol. ital.*, 11, 502—530. 11.4.2.

593. *Decima A., Mckenzie J. and Schreiber B.C.* (в печати). The origin of evaporitive carbonates. *J. sedim. Petrol.* 8.6.1, 8.10.2.
594. *Decima A. and Wezel F.* (1973) Late Miocene evaporites of the Central Sicilian Basin, Italy. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XIII (W.B.F. Ryan, K.J. Hsü et al.), pp. 1234—1240. U.S. Government Printing Office, Washington. 8.10.2, Fig. 8.41.
595. *Defant A.* (1968) Ebb and Flow. The tides of Earth, air and water, pp. 121. Univ. Michigan Press. 9.4.2.
596. *De Geer G.* (1912) A geochronology of the last 12,000 years. *C.r. Int. geol. Congr., XI Stockholm, 1910, 1, 241—258.* 4.6.1.
597. *Degens E.T. and Ross D.A.* (Eds) (1969) Hot Brines and Recent Heavy Metals in the Red Sea. pp. 600. Springer-Verlag, New York. 11.3.5, 14.6.2.
598. *Degens E.T. and Ross D.A.* (Eds) (1974) The Black Sea—geology, chemistry and biology. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 20, 633 pp.* 12.4.4.
599. *Dellwig L.F.* (1955) Origin of the Salina salt of Michigan. *J. sedim. Petrol., 25, 83—110.* 8.5.1, 8.6.1.
600. *Delong S.E., Dewey J.F. and Fox P.J.* (1979) Topographic and geologic evolution of fracture zones. *J. geol. Soc. 136, 303—310.* 14.8.2.
601. *Demaison G.J. and Moore G.T.* (1980) Anoxis environments and oil source bed genesis. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 64, 1179—1209.* 11.4.6.
602. *Den N. and Hotta H.* (1973) Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido. *Pap. Met. Geophys. 24, 31—54.* 14.7.4.
603. *Denis-Clocchiatti M.* (1982) Sédimentation carbonatée et paléoenvironnement dans l'océan au Cénozoïque. *Mém. Soc. géol. Fr., 143, 92 pp.* 11.3.1, 11.4.6.
604. *Denny C.S.* (1965) Alluvial fans in Death Valley Region, California and Nevada. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 466, 62 pp.* 3.3.2.
605. *Denny C.S.* (1967) Fans and pediments. *Am. J. Sci., 265, 81—105.* 3.3.2.
606. *Denton G.H. and Hughes T.J.* (1981) The Last Great Ice Sheets, pp. 483. John Wiley, New York. 13.3.1, 13.3.7, 13.5.1.
607. *Desborough G.A.* (1978) A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation: an alternative to the playa-lake model. *Bull. geol. Soc. Am., 89, 961—971.* 4.10.1.
608. *Deventer J. Van and Postuma J.A.* (1973) Early Cenomanian to Pliocene deep-marine sediments from North Malaita, Solomon Islands. *J. geol. Soc. Aust., 20, 145—150.* 11.4.2.
609. *Dewey J.F. and Bird J.M.* (1970) Mountain belts and the new global tectonics. *J. geophys. Res., 75, 2625—2647.* 14.2.6, Fig. 14.1.8.
610. *Dewey J.F. and Bird J.M.* (1971) Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *J. geophys. Res., 76, 3179—3206.* 11.4.2.
611. *Deynoux M.* (1980) Les Formations glaciaires du Précambrien Terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. *Trav. Lab. Sci. Terre St. Jerome, Marseille, 17, 554 pp.* 13.4.1, 13.5.2.
612. *Dickinson K.A.* (1971) Grain size distribution and the depositional history of northern Padre Island, Texas. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 750C, C1—C6.* 7.2.3.
613. *Dickinson K.A., Berryhill H.L., Jr. and Holmes C.W.* (1972) Criteria for recognising ancient barrier coastlines. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by J.K. Rigby and W.K. Hamblin), pp. 192—214. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 16, Tulsa.* 7.2.3.
614. *Dickinson W.R.* (1971a) Plate tectonic models of geosynclines. *Earth Planet. Sci. Letts, 10, 165—174.* 14.2.6.
615. *Dickinson W.R.* (1971b) Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and through settings between magmatic arcs and associated trenches. *Pacific Geol.* 3, 15—30. 14.7.3.
616. *Dickinson W.R.* (1974a) Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R.H. Dott, Jr. and R.H. Shaver), pp. 230—239. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 19, Tulsa.* 14.7.
617. *Dickinson W.R.* (1974b) Plate tectonics and sedimentation. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W.R. Dickinson), pp. 1—27. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 22, Tulsa.* 14.3, 14.7, 14.9.2.
618. *Dickinson W.R.* (1977) Tectono-stratigraphic evolution of subduction-controlled sedimentary assemblages. In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins* (Ed. by M. Talwani and W.E. Pitman III), pp. 33—40. *Maurice Ewing Series, 1.* 14.3.
619. *Dickinson W.R.* (1978) Plate tectonic evolution of North Pacific rim. *J. Phys. Earth 26, Suppl. S1—S19.* 14.7.4.
620. *Dickinson W.R.* (1980) Plate tectonics and key petrologic associations. In: *The Continental Crust and its Mineral Deposits* (Ed. by D.W. Strangway), pp. 341—360. *Spec. Pap. geol. Ass. Can., 20, J.T. Wilson Volume.* 14.3, 14.7.4.
621. *Dickinson W.R. and Seely D.R.* (1979) Structure and Stratigraphy of forearc regions. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 63, 2—31.* 14.7.3.
622. *Dickinson W.R. and Suczek C.A.* (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 63, 2164—2182.* 12.3.4, 14.3.
623. *Dickinson W.R. and Valloni R.* (1980) Plate settings and provenance of sands in modern basins. *Geology, 8, 82—86.* 14.3.
624. *Dickson J.A.D.* (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. sedim. Petrol., 36, 491—505.* 10.1.
625. *Dickson J.A.D. and Coleman M.L.* (1980) Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology, 27, 107—118.* 10.4.1.
626. *Dieleman P. and Ridder N.A. De* (1964) Studies of salt and water movement in the Bol Guini Polder, Chad Republic. *Bull. Int. Inst. Land Recl. Improv. Wageningen., 5, 1—40.* 4.5.
627. *Diersche V.* (1980) Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. *Geotekt. Forchs. 58, 1—217.* Table 11.4.
628. *Diester-Haass L.* (1978) Sediments as indicators of upwelling. In: *Upwelling Ecosystems* (Ed. by R. Boje and M. Tomczak), pp. 262—281. Springer-Verlag, Berlin. 11.3.1.

629. *Dietz R.S.* (1963) Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building. *J. Geol.*, 71, 314—333. 14.2.3, 14.2.6, 14.5.2.
630. *Dietz R.S. and Holden J.C.* (1966) Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. *J. geol.*, 74, 566—583. 14.2.3, Fig. 14.5, 14.5.1.
631. *Dingle R.V.* (1974) Agulhas Bank phosphorites: a review of 100 years of investigation. *Trans. geol. Soc. S. Afr.* 77, 261—264. 11.3.6.
632. *Dingle R.V.* (1980) Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise off southwestern Africa. *Mar. Geol.*, 37, 333—354. 14.5.1, Fig. 14.19.
633. *Dingle R.V.* (1982) Continental margin subsidence: a comparison between the east and west coasts of Africa. In: *Dynamics of Passive Margins* (Ed. by R.A. Scruton), pp. 59—71 *Am. geophys. Un. Geodynamic Ser.*, 6. 14.5.1.
634. *Dionne J.-C.* (1971) Contorted structures in unconsolidated Quaternary deposits, Lake Saint-Jean and Saguenay regions, Quebec. *Rev. Géogr. Montr.*, 25, 5—33. 13.3.5.
635. *Dixon R.G.* (1979) Sedimentary facies in the Red Crag (Lower Pleistocene), East Anglia. *Proc. geol. Ass.*, 90, 117—132. 10.6.3.
636. *Dodd J.R. and Stanton R.J., Jr.* (1981) *Paleoecology: concepts and applications*, 559 pp. John Wiley and Sons, New York. 9.9.1, 9.12.2.
637. *Doe T.W. and Dott R.H., Jr.* (1980) Genetic significance of deformed cross-bedding — with examples from the Weber and Navajo Sandstones of Utah. *J. sedim. Petrol.*, 50, 793—812. 5.3.2.
638. *Dolan R.* (1971) Coastal landforms: crescentic and rhythmic. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 177—180. 7.2.2.
639. *Domack E.W.* (1983) Facies of Late Pleistocene glacial marine sediments on Whidbey Island, Washington. An isostatic glacial marine sequence. In: *Glacial Marine Sedimentation* (Ed. by B.F. Molnia), pp. 535—70. Plenum Press. 13.4.3, 13.4.4, 13.5.3.
640. *Donaldson A.C., Martin R.H. and Kanes W.H.* (1970) Holocene Guadalupe delta of Texas Gulf Coast. In: *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient* (Ed. by J.P. Morgan and R.H. Shaver), pp. 107—137. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 15, Tulsa. 6.3.1, 7.2.4.
641. *Donovan R.N.* (1975) Devonian lacustrine limestone at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. *J. geol. Soc.*, 131, 489—510. 4.9.1, Fig. 4.14, Fig. 4.15.
642. *Donovan R.N.* (1980) Lacustrine cycles, fish ecology and stratigraphic zonation in the Middle Devonian of Caithness. *Scott. J. Geol.*, 16, 35—50. 4.9.1.
643. *Donovan R.N., Archer R., Turner P. and Tarling D.H.* (1976) Devonian palaeogeography of the Orcadian Basin and the Great Glen Fault. *Nature, Lond.*, 259, 550—551. 4.9.1, Fig. 4.13.
644. *Donovan R.N. and Collins A.* (1978) Mound structures from the Caithness Flagstones (Mid. Dev.), northern Scotland. *J. sedim. Petrol.*, 48, 171—174. 4.9.1.
645. *Donovan R.N. and Foster R.J.* (1972) Subaqueous shrinkage cracks from the Caithness Flagstone Series (Middle Devonian) of northeast Scotland. *J. sedim. Petrol.*, 42, 309—317. 4.9.1.
646. *Donovan R.N., Foster R.J. and Westoll T.S.* (1974) A stratigraphical revision of the Old Red Sandstone of north-eastern Caithness. *Trans. R. Soc. Edin.* 69, 167—201. 4.9.1.
647. *Donovan D.T. and Jones E.J.W.* (1979) Causes of worldwide changes in sea level. *J. geol. Soc.*, 136, 187—192. 2.4.5.
648. *Dott R.H., Jr.* (1961) Squantum "Tillite" Massachusetts — Evidence of glaciation or subaqueous mass movements? *Bull. geol. Soc. Am.* 72, 1289—1306. 13.1.
649. *Dott R.H., Jr.* (1963) Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 47, 104—128. 12.2.2.
650. *Dott R.H., Jr.* (1969) Circum-Pacific Late Cenozoic structural rejuvenation: implications for sea-floor spreading. *Science*, 166, 874—876. 11.3.5, 11.4.3.
651. *Dott R.H., Jr.* (1979) Nugget-Navajo Sandstone environmental war; can trace fossils help? *Abs. Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 66, 409—414. 9.13.3.
652. *Dott R.H., Jr.* (1983) 1982 SEPM presidential address. Episodic sedimentation — how normal is average? How rare is rare? Does it matter? *J. sedim. Petrol.*, 53, 5—23. 9.11.3.
653. *Dott R.H., Jr. and Batten R.L.* (1971) *Evolution of the Earth*, 649 pp. McGraw-Hill, New York. 9.10.
654. *Dott R.H., Jr. and Bourgeois J.* (1982) Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. geol. Soc. Am.*, 93, 663—680. 7.2.5, 9.11.2, 9.11.3, 9.13.3, Fig. 9.42, Fig. 9.43.
655. *Douglas R.G. and Heitman H.L.* (1979) Slope and basin benthic foraminifera of the California Borderland. In: *Geology of Continental Slopes* (Ed. by L.J. Doyle and O.H. Pilkey), pp. 231—246. *Spec. Publ. econ. Paleont. Miner. Soc.* 27, Tulsa. 12.5.1.
656. *Doveton J.H.* (1971) An application of Markon Chain analysis to the Ayrshire Coal Measures succession. *Scott. J. Geol.*, 7, 11—27. 2.1.2.
657. *Doyle L.J. and Pilkey O.H.* (Eds) (1979) *Geology of Continental Slopes*, 374 pp. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 27, Tulsa. 14.5.2.
658. *Drake C.L., Ewing M. and Sutton G.H.* (1959) Continental margins and geosynclines: the east coast of North America, north of Cape Hatteras. In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 3 (Ed. by L.H. Ahrens, F. Press, S.K. Runcorn and H.C. Urey), pp. 110—198. Pergamon Press, Oxford. 14.2.3, Fig. 14.4.
659. *Drake D.E.* (1974) Distribution and transport of suspended solids in submarine canyons. In: *Suspended Solids in Sea Water* (Ed. by R. Gibbs), pp. 133—153. Plenum Press, New York. 12.2.3.
660. *Drake D.E. and Gorsline D.S.* (1973) Distribution and transport of suspended particulate matter in Hueneme, Redondo, Newport and La Jolla submarine canyons, California. *Bull. geol. Soc. Am.* 84, 3949—3968. 12.2.3.
661. *Drake D.E., Kolpack R.L. and Fischer R.J.* (1972) Sediment transport on the Santa Barbara — Oxnard shelf, Santa Barbara Channel, California. In: *Shelf Sediment Transport: Processes and Pattern* (Ed. by D.J.P. Sewift, D.B. Duane and O.H. Pilkey), pp. 307—331. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Penn. 9.3.1, 9.14.
662. *Drake L.D.* (1972) Mechanisms of clast attrition of basal till. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 2159—2166. 13.4.1.
663. *Dravis J.* (1979) Rapid and widespread generation of Re-

664. *Dreimanis A* (1976) Till: their origin and properties. In: *Glacial Till* (Ed. by R.F. Legget), pp. 11—49. *Spec. Publ. R. Soc. Can.* 12, 13.4.1.
665. *Dreimanis A. and Vagners U.J.* (1971) Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. In: *Till: A Symposium* (Ed. by R.P. Goldthwait), pp. 237-250, Ohio State Univ. Press, Columbus. 13.4.1.
666. *Drever J.I., Lawrence J.R. and Antweiler R.C.* (1979) Gypsum and halite from the Mid-Atlantic Ridge, DSDP Site 395. *Earth plant. Sci. Letts*, 42, 98-102. 11.3.2.
667. *Drewry D.J. and Cooper A.P.R.* (1981) Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. *Ann. Glaciol.*, 2, 117-122. 13.3.7.
668. *Drewry G.E., Ramsay A.T.S. and Smith A.G.* (1974) Climatically controlled sediments, the geomagnetic field, and trade wind belts in Phanerozoic time. *J. Geol.*, 82, 5, 531-553. *Fig. 8.1.*
669. *Driver E.S. and Pardo G.* (1974) Seismic traverse across the Gabon continental margin. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C.A. Burk and C.L. Drake). Springer-Verlag, New York. 12.4.2.
670. *Dronkert H.* (1978) A preliminary note on a recent sabkha deposit in S. Spain. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Diputación Provincial, Universidad de Barcelona*, 32 (1977), 153-165. 8.4.6.
671. *Droxler A.W., Schlager W. and Whallon C.C.* (1983) Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. *Geology*, 11, 235-239. 11.3.6.
672. *Duane D.B., Field M.E., Meisburger E.P., Swift D.J.P. and Williams S.J.* (1972) Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf, Florida to Long Island. In: *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern* (Ed. by D.J.P. Swift, D.B. Duane and O.H. Pilkey), pp. 447-499. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 9.6.2.
673. *Dubois P. and Yapaudjian L.* (1979) Jurassie moyen. In: *Synthèse géologique de Bassin de Paris* (Ed. by C. Mégnien), JM1-JM4. *Mem. B.R.G.M.*, 102. *Fig. 10.3.7.*
674. *Duchauffour P.* (1982) *Pedology*, 449 pp. George Allen and Unwin, London. 3.6.2.
675. *Duff K.* (1975) Palaeoecology of a bituminous shale — the Lower Oxford Clay of central England. *Palaeontology*, 18, 443-482. 9.12.
676. *Duff P. McL. D., Hallam A. and Walton E.K.* (1967) *Cyclic Sedimentation*, 280 pp. Elsevier, Amsterdam. 2.4.
677. *Duff P. McL. D. and Walton E.K.* (1962) Statistical basis for cyclothems: a quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine Coalfield. *Sedimentology*, 1, 235-255. 2.1.2.
678. *Duke W.L.* (1985) Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, 167-194. 9.11.4.
679. *Dulau N.* (1983) Les domaines sédimentaires préhistoriques des Marais salants de la Région de Salin-de-Giraud (France) et de Santa-Pola (Espagne), 132 pp. Thesis (Docteur de spécialité, 3<sup>ème</sup> cycle), Institut de Géologie, Strasbourg. *Fig. 8.4, 8.6.1.*
680. *Dulau N. and Trauth N.* (1982) Dynamique sédimentaire des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de France). In: *Géologie Méditerranéenne* (Ed. by G. Busson). Ann. Univ. Provence, IX, 501-520.
681. *Duncan R.A.* (1982) A captured island chain in the Coast Range of Oregon and Washington. *J. geophys. res.*, 87, 10827-10837. 11.4.2.
682. *Dunham R.J.* (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. by W.E. Ham), pp. 108-121. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 1, Tulsa. 10.1.
683. *Dunham R.J.* (1970) Keystone vugs in carbonate beach deposits. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 54, 845. 10.4.3.
684. *Dunham R.J.* (1971) Meniscus cement. In: *Carbonate cements* (Ed. by O.P. Bricker), pp. 297-300. Johns Hopkins Press, Baltimore. Md. *Fig. 10.1.*
685. *Dunham R.J.* (1972) 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, Soc. econ. Paleont. Miner. Publ.*, 72-14, pp. 235. 10.5, *Fig. 10.6.1.*
686. *Dupeuble P.A., Renault X., Auziète J.L., Dunand C.P. and Pastouret L.* (1976) *Results de dragages et essai de stratigraphie des bancs de Calice, et des montagnes de Porto de et de Vigo (Marge occidentale Ibérique)*. *Mar. Geol.*, 22, M37-M49. 11.3.6.
687. *Duxbury A.C.* (1971) *The Earth and its Oceans*, 381 pp. Addison-Wesley Publishing Co., Reading, Mass.
688. *Dymond J., Corliss J., Heath G.R., Field C., Dasch J. and Veeh H.* (1973) Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 3355-3372. 11.3.2.
689. *Dyni J.R.* (1974) Stratigraphy and nahcolite resources of the saline facies of the Green River Formation in north-west Colorado. In: *Energy Resources of the Piceance Creek Basin, Colorado* (Ed. by D.K. Murray), pp. 111-122. Rocky Mountain Association of Geologists, Denver.
690. *Dzulynski S. and Walton E.K.* (1965) *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*, 274 pp. Elsevier, Amsterdam. 12.3.4.
691. *Eardley A.J.* (1947) Paleozoic Cordilleran Geosyncline and related orogeny. *J. Geol.*, 55, 309-342. 14.2.3.
692. *Easterbrook D.J.* (1963) Late Pleistocene glacial events and relative sea level changes in the northern Puget Lowland. *Bull. geol. Soc. Am.*, 7, 1465-1484. 13.4.4.
693. *Eden J.G. Van* (1978) Stratiform copper and zinc mineralization in the Cretaceous of Angola. *Econ. Geol.*, 73, 1154-1161. 14.5.1, *Fig. 14.22.*
694. *Edmond J.M., Measures C., Mangum B., Grant B., Sclater F.R., Collier R., Hudson A., Gordon L.I. and Corliss J.B.* (1979) On the formation of metal-rich deposits at ridge crests. *Earth Planet. Sci. Letts*, 46, 19-30.
695. *Edwards M. B.* (1975a) Late Precambrian subglacial tillites, North Norway. 9th Int. Congr. Sedimentol., Nice 1975 Theme, 1, 61—66. 13.4.1, 13.5.4.
696. *Edwards M. B.* (1975b) Glacial retreat sedimentation in the Smalfjord Formation, Late Pre-Cambrian, North Norway. *Sedimentology*, 22, 75—94. 13.4.1, 13.4.2, *Fig. 13.8.*
697. *Edwards M. B.* (1976a) Growth faults in Upper Triassic deltaic sediments, Svalbard. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 60, 341—355. 6.8.3.
698. *Edwards M. B.* (1976b) Sedimentology of the Late Precambrian Svenor and Kapp Sparre Formations at Aldousbreen, Wahlenbergfjorden, Nordaustlandet. *Årbok Norsk Polarinst.* 1974, 51—61. 13.4.1.

699. *Edwards M. B.* (1981) Upper Wilcox Rosita delta system of South Texas: growth-faulted shelf-edge deltas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 54—73. 6.7.1, 6.8.2.
700. *Edwards M. B.* (1984) Sedimentology of the Late Proterozoic glaciation, East Finnmark, North Norway. *Norges geol. Unders.* 394, 76 pp. 13.4.1, 13.5.4.
701. *Edwards R. A.* (1976) Tertiary sediments and structure of the Bovey Basin, south Devon. *Proc. geol. Ass.*, 87, 1—26. 14.8.2.
702. *Eggleston J. R., and Dean W. E.* (1976) Freshwater stromatolitic biotherms in Green Lake, New York. In: *Stromatolites* (Ed. by M. R. Walter), pp. 479—483. Elsevier, Amsterdam. 4.6.2.
703. *Ehlers J.* (1981) Some aspects of glacial erosion and deposition in North Germany. *Ann. Glaciol.*, 2, 143—146. 13.5.1.
704. *Eicher D. L.* (1969) Paleobathymetry of the Cretaceous Greenhorn Sea in eastern Colorado. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 1075—1090. 11.4.5.
705. *Einsele G.* (1963) Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). *Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, 43, 60. *Fig.* 12.31.
706. *Eittrheim S. and Ewing M.* (1972) Suspended particulate matter in the deep waters of the North American Basin. In: *Studies in Physical Oceanography* (Ed. by A. L. Gordon), 2, 123—168. Gordon and Breach, New York. 12.2.4, *Fig.* 12.11.
707. *Eittrheim S., Thorndike E. M. and Sullivan L.* (1976) Turbidity distribution in the Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* 23, 1115-1128. 12.2.4.
708. *Ekdale A. A.* (1977) Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project Cores. In: *Trace Fossils 2* (Ed. by T. P. Crimes), pp. 163—182. Seel House Press, Liverpool. 11.3.1, *Fig.* 11.29.
709. *Ekdale A. A. and Bromley R. G.* (1984) Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. *J. Paleont.* 58, 322—332. 11.4.5.
710. *El-Ashry M. T. and Wanless H. R.* (1965) Birth and early growth of a tidal delta. *J. Geol.*, 73, 404—406. 7.2.1, 7.2.4.
711. *Elliott T.* (1974a) Abandonment facies of high-constructive lobate deltas, with an example from the Yoredale Series. *Proc. geol. Ass.*, 85, 359—365. 6.7, 6.7.1, *Fig.* 6.33.
712. *Elliott T.* (1974b) Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21, 611—622. 6.5.1, 6.7, *Fig.* 6.29.
713. *Elliott T.* (1975) The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 40, 505—536. 6.7.1, *Fig.* 6.30, *Fig.* 6.37.
714. *Elliott T.* (1976a) Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. *J. geol. Soc.*, 132, 199—208. 2.1.2, 6.7.1, *Fig.* 6.34.
715. *Elliott T.* (1976b) The morphology, magnitude and regime of a Carboniferous fluvial-distributary channel. *J. sedim. Petrol.*, 46, 70—76. 6.7.1.
716. *Elliott T.* (1967c) Sedimentary sequences from the upper Limestone Group of Northumberland. *Scott. J. Geol.*, 12, 115—124. 6.1.7. *Fig.* 6.28.
717. *Elliott T. and Lapido K. O.* (1981) Syn-sedimentary gravity slides (growth faults) in the Coal Measures of South Wales. *Nature*, 291, 220—222. 6.8.3.
718. *Elter P.* (1972) La zona ofiolitiera del Bracco nel quadro dell'Appennino settentrionale. *Guida alle escursioni*, 66 *Contr. Sov. geol. ital.*, Pisa, 63 pp. 11.4.2, *Fig.* 11.24.
719. *Elter P. and Trevisan L.* (1973) Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines. In: *Gravity and Tectonics* (Ed. by K. A. de Jong and R. Scholten), pp. 175-188. John Wiley, New York. 14.9.2.
720. *Elverhøi A., Liestøl O. and Nagy J.* (1980) Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen. *Skr., Norsk Polarinst.*, 172, 33—61. 13.3.7, 13.4.4.
721. *Embley R. W.* (1976) New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. *Geology*, 4, 371—374. 12.3.4.
722. *Embry A. F. and Klovan J. E.* (1971) The Late Devonian reef tract on Northern Banks Island, N.W.T. *Bull. Can. petrol. Geol.*, 19, 730—781. 10.1.
723. *Emery K. O.* (1952) Continental shelf sediments off southern California. *Bull. geol. Soc. Am.*, 63, 1105-1108. 9.1.2, 9.2.
724. *Emery K. O.* (1960) The Sea off Southern California, pp. 366. John Wiley, New York. 11.3.6.
725. *Emery K. O.* (1968) Positions of empty pelecypod valves on the continental shelf. *J. sedim. Petrol.*, 38, 1264—1269. 9.1.2, 9.2.
726. *Emery K. O.* (1976) Perspectives of shelf sedimentology. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 581—592. John Wiley, New York. 9.1.2.
727. *Emery K. O.* (1977) Structure and stratigraphy of divergent continental margins. In: *Geology of Continental Margins* (Ed. by H. Yarborough et al.), AAPG Continuing Education Course Note Series No. 5, Washington DC., B1-B20, 12.4.2.
728. *Emery K. O., Tracey J. I. and Ladd H. S.* (1954) Geology of Bikini and nearby atolls. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 260-A, pp. 265. 10.1, 10.3.2.
729. *Emery K. O. and Uchupi E.* (1972) Western North Atlantic Ocean: topography, rocks, structure, water, life and sediments. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 17, 532 pp. 11.3.2, 11.3.3., 11.3.4., 11.3.6., *Fig.* 11.18.
730. *Engesser B., Matter A. and Weidmann M.* (1981) Stratigraphie und Säugetierfaunen des mittleren Miozäns von Verme (Kt. Jura). *Ecol. geol. Helv.*, 74, 893—952. 4.6.2.
731. *Enos P.* (1969) Anatomy of a flysch. *J. sedim. Petrol.*, 39, 680—723. 12.5.3.
732. *Enos P.* (1974) Reefs, platforms and basins of Middle Cretaceous in northeast Mexico. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 58, 800—809. 11.4.4.
733. *Enos P.* (1977a) Holocene sediment accumulations of the South Florida shelf margin. In: *Quaternary sedimentation in South Florida* (Ed. by P. Enos, and R. D. Perkins). *Mem. geol. Soc. Am.* 147, 1—130. *Fig.* 10.19.
734. *Enos P.* (1977b) Tamabra Limestone of the Roza Rica Trend, Cretaceous, Mexico. In: *Deep-water Carbonate Environments* (Ed. by H. E. Cook and P. Enos), pp. 273—314. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 25, Tulsa. 11.4.4, 12.3.5.
735. *Enos P. and Perkins R. D.* (1977) Quaternary sedimentation in South Florida. *Mem. geol. Soc. Am.*, 147, 1—130. 10.3.4.

736. *Enos P. and Perkins R. D.* (1979) Evolution of Florida Bay from island stratigraphy. *Bull. geol. Soc. Am.* 90, 59—83. 10.3.4, Fig. 10.26.
737. *Ericson D. B., Ewing M. and Heezen B. C.* (1951) Deep-sea sands and submarine canyons. *Bull. geol. Soc. Am.*, 62, 961—965. 12.1.1.
738. *Erikson K. A., Turner B. R., and Vos R. G.* (1981) Evidence of tidal processes from the lower part of the Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Sedim. Geol.*, 28, 309—325. 7.3.5.
739. *Erwin C., Eby D. E. and Whitesides V. S.* (1979) Clasticity index: a key to correlating depositional and diagenetic environments of Smackover reservoirs, Oaks Field, Claiborne Parish, Louisiana. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Soc.* 29, 52—62. 10.4.4, Fig. 10.50, Fig. 10.51.
740. *Esteban M.* (1979) Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 29, 169—188. 10.5, Fig. 10.56.
741. *Esteban M. and Klappa C. F.* (1983) Subaerial exposure environment. In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed. by P. A. Scholle, D. G. Bebout and C. H. Moore), 708 pp. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 33, 10.4.
742. *Eugster H. P.* (1969) Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya. *Contr. Miner. Petrol.*, 22, 1—31. 4.10.1.
743. *Eugster H. P.* (1970) Chemistry and origin of brines of Lake Magadi, Kenya. In: *Mineralogy and Geochemistry of Non-Marine Evaporites* (Ed. by B. A. Morgan), pp. 215—235. *Spec. Pap. miner. Soc. Am.*, 3, 4.5, 4.10.1.
744. *Eugster H. P.* (1973) Experimental geochemistry and the sedimentary environment. Van't Hoff's study of marine evaporites. In: *Evolving Concepts in Sedimentology* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 38—65. Johns Hopkins University Press, Baltimore. 8.1.2.
745. *Eugster H. P. and Hardie L. A.* (1975) Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 319—334. 4.10.1, Fig. 4.24.
746. *Eugster H. P. and Hardie L. A.* (1978) Saline lakes. In: *Lakes; Chemistry, Geology, Physics* (Ed. by A. Lerman), pp. 237—293. Springer-Verlag, Berlin. 4.7.2, 4.10.4, Fig. 4.12.
747. *Eugster H. P. and Jones B. F.* (1979) Behaviour of major solutes during closed-basin brine evolution. *Am. J. Sci.*, 279, 609—631. 4.7.2.
748. *Eugster H. P. and Kelts K.* (1983) Lacustrine chemical sediments. In: *Chemical Sediments and Geomorphology* (Ed. by A. S. Goudie and K. Pye), pp. 321—368. Academic Press, London. Fig. 4.1, Fig. 4.10, Fig. 4.11.
749. *Eugster H. P. and Surdam R. C.* (1973) Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: A preliminary report. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 1115—1120. 4.10.1.
750. *Evamy B. D., Haremboure J., Kamerling P., Knaap W. A., Molloy F. A. and Rowlands P. H.* (1978) Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger delta. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 62, 1—39. 6.8.1, 6.8.2, Fig. 6.47.
751. *Evamy B. D. and Shearman D. J.* (1965) The development of overgrowths from echinoderm fragments. *Sedimentology*, 5, 211—233. 10.1.
752. *Evamy B. D. and Shearman D. D.* (1969) Early stages in development of overgrowths on echinoderm fragments in limestones. *Sedimentology*, 12, 317—322. 10.1.
753. *Evans C. D. R. and Whittaker J. E.* (1982) The geology of the western part of the Borbón basin, north-west Ecuador. In: *Trench-Forearc Geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins* (Ed. by J. K. Leggett), pp. 191—198. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 10, 14.7.3.
754. *Evans G.* (1965) Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quart. J. geol. Soc.*, 121, 209—245. 7.5.2.
755. *Evans G.* (1970) Coastal nearshore sedimentation: a comparison of clastic and carbonate deposition. *Proc. geol. Ass.*, 81, 493—508. 8.4.3.
756. *Evans G.* (1975) Intertidal flat deposits of the Wash, western margin of the North Sea. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 13—20. Springer-Verlag, Berlin. 7.5.2.
757. *Evans G., Murray J. W., Biggs H. E. J., Bate R. and Bush P.* (1973) The oceanography, ecology, sedimentology and geomorphology of parts of the Trucial Coast barrier island complex, Persian Gulf. In: *The Persian Gulf* (Ed. by B. H. Purser), pp. 233—277. Springer-Verlag, Berlin. 8.9.1.
758. *Evans W. E.* (1970) Imbricate linear sandstone bodies of Viking Formation in Dodsland — Hoosier area of southwestern Saskatchewan, Canada. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 54, 469—486. 9.10.2, Fig. 9.37.
759. *Eyles N.* (1979) Facies of supraglacial sedimentation on Icelandic and Alpine temperate glaciers. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 1341—1361. 13.3.2, 13.4.2.
760. *Eyles N., Sladen J. A. and Gilroy S.* (1982) A depositional model for stratigraphic complexes and facies superimposition in lodgement tills. *Boreas*, 11, 317—333. 13.4.1.
761. *Eyles N. and Slatt R. M.* (1977) Ice-marginal sedimentary, glacetectonic and morphologic features of Pleistocene drift; an example from Newfoundland. *Quat. Res.*, 8, 267—281. 13.4.1.
762. *Eynon G.* (1981) Basin development and sedimentation in the Middle Jurassic of the northern North Sea. In: *Petroleum Geology of the Continental Shelf of north-west Europe* (Ed. by L. V. Illing and G. D. Hobson), pp. 196—204. Heyden, London. 6.7.2, Fig. 14.15, Fig. 14.16.
763. *Eynon C. and Walker R. G.* (1974) Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, Southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, 43—70. 3.8.2.
764. *Fabricus F. H.* (1977) Origin of marine ooids and grapestones. *Contrib. Sedimentol.*, 7, 113 pp. 10.2.1.
765. *Fahlquist D. A. and Hersey J. D.* (1969) Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea. *Bull. Inst. Monaco*, 67, 52 pp. 8.10.2.
766. *Fahnestock R. K.* (1963) Morphology and hydrology of a glacial stream — White River, Mount Rainier, Washington. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 422-A, 70 pp. 3.2.1, 13.3.3.
767. *Fairchild I. J.* (1983) Effects of glacial transport and neomorphism on Precambrian dolomite crystal sizes. *Nature*, 304, 714—716. 10.6.4.



768. *Falvey D. A.* (1974) The development of continental margins in plate tectonic theory. *J. Aust. petrol. Explor. Ass.* 10, 95—106. 14.5.1
769. *Falvey D. A. and Middleton M. F.* (1981) Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. In: *Geology of Continental Margins* (Ed. by R. Blanchet and L. Montadert), pp. 103—114. *Oceanol. Acta, Proc. 26th Int. geol. Congr. C3.* 14.5.1, Fig. 14.23.
770. *Falvey D. A. and Mutter J. C.* (1981) Regional plate tectonics and the evolution of Australia's passive continental margins. *J. Aust. Geol. Geophys.*, 6, 1—29 *Bur. Miner. Resour.* 14.5.1.
771. *Farrow G. E., Cucci M. and Scoffin T. P.* (1978) Calcareous sediments on the nearshore continental shelf of western Scotland. *Proc. R. Soc. Edinb.*, 75B, 55—76. 10.6, 10.6.1.
772. *Faugeres J. C., Gayet J., Gonthier E., Poutiers J. and Nyang I.* (1982) La Dorsale Médio-Atlantique entre 43° et 56° N: facies et dynamique sédimentaire dans plusieurs types d'environnements au Quaternaire Récent. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 195—215. 12.3.5., 12.4.2.
773. *Faugeres J. C., Gonthier E. and Stow D. A. V.* (1984) Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology*, 12, 296—300. 12.3.6.
774. *Feinstein S.* (1981) Subsidence and thermal history of southern Oklahoma autacogen: implications for petroleum exploration. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 2521—2533. 14.4.2.
775. *Fenton M. M. and Dreimanis A.* (1976) Methods of stratigraphic correlation of till in central and western Canada. In: *Glacial Till* (Ed. by R. F. Legget), pp. 67—72. *Spec. Publ. R. Soc. Can.*, 12.1.3.4.1.
776. *Ferguson J. and Lambert I. B.* (1972) Volcanic exhalations and metal enrichments at Matupi Harbour, New Britain, T.P.N.G. *Econ. Geol.*, 67, 25—37. 11.3.5.
777. *Ferguson R. J. and Werritty A.* (1983) Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems*. (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6, 181—193. 3.2.1.
778. *Ferm J. C.* (1962) Petrology of some Pennsylvanian sedimentary rocks. *J. sedim. Petrol.*, 32, 104—123. 7.2.5.
779. *Ferm J. C.* (1976) Depositional models in coal exploration and development. In: *Sedimentary Environments and Hydrocarbons* (Ed. by R. S. Saxena), pp. 60—78. AAPG and SEPM. Short Course. New Orleans. 6.7.1.
780. *Ferm J. C. and Cavoroc V. V., Jr.* (1968) A non-marine sedimentary model for the Allegheny Rocks of West Virginia. In: *Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation. Northeastern North America* (Ed. by G. de V. Klein). pp. 1—19. *Spec. Paper geol. Soc. Am.*, 106. 6.7.1.
781. *Feth J. H.* (1964) Review and annotated bibliography of ancient lake deposits (Precambrian to Pleistocene) in the Western States. *Bull. U.S. geol. Surv.*, 1080, 119 pp. 4.8.1
782. *Field M. E.* (1980) Sand bodies on coastal plain shelves: Holocene record of the U.S. Atlantic inner shelf of Maryland. *J. sedim. Petrol.*, 50, 505—528. 7.4.1, 9.6.2, Fig. 9.18.
783. *Field M. E., Nelson C. H., Cacchione D. A. and Drake D. E.* (1981) Sand waves on an epicontinental shelf; northern Bering Sea. In: *Sedimentary dynamics of continental shelves* (Ed. by C. A. Nittrouer). *Mar. Geol.*, 42, 233—258. 9.6.3.
784. *Field R. M. and Hess H. H.* (1983) A bore hole in the Bahamas. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14, 234—245. 10.1.
785. *Figueiredo A. G., Jr., Sanders J. E. and Swift D. J. P.* (1982) Stormgraded layers on inner continental shelves: examples from southern Brazil and the Atlantic coast of the central United States. *Sedim. Geol.*, 31, 171—190. 9.8.1.
786. *Fillon R. H. and Harm R. A.* (1982) Northern Labrador Shelf glaciation: chronology and limits. *Can. J. Earth Sci.*, 19, 162—192. 13.4.3.
787. *Finetti I.* (1982) Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24, 247—312. 8.10.2.
788. *Finetti I. and Morelli C.* (1973) Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 15, 263—341. 8.10.2.
789. *Finley R. J.* (1978) Ebb-tidal delta morphology and sediment supply in relation to seasonal wave energy flux, North Inlet, South Carolina. *J. sedim. Petrol.*, 48, 227—238. 7.3.1.
790. *Fischer A. G.* (1961) Stratigraphic record of transgressing seas in the light of sedimentation on Atlantic coast of New Jersey. *Byl. Am. Ass. petrol. Geol.*, 45, 1656—1666. 7.2.3, 7.4.1, Fig. 7.33.
791. *Fischer A. G.* (1964) The Lofser cyclothems of the Alpine Triassic. In: *Symposium on Cyclic Sedimentation* (Ed. by D. F. Merriam), pp. 107—149. *Bull. geol. Surv. Kansas*, 169. 10.4.3, Fig. 10.44.
792. *Fischer A. G.* (1975) Tidal deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. In: *Tidal Deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 235—242. Springer-Verlag, Berlin. 10.4.3, Fig. 10.44.
793. *Fischer A. G.* (1981) Climatic oscillations in the biosphere. In: *Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time* (Ed. by M. Nitecki), pp. 103—131. Academic Press, New York. 11.4.6.
794. *Fischer A. G. and Arthur M.* (1977) Secular variations in the pelagic realm. In: *Deep-water Carbonate Environments* (Ed. by H. E. Cook and P. Enos), pp. 19—50. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. miner.*, 25, Tulsa. 11.4.6.
795. *Fischer A. G. and Garrison R. E.* (1967) Carbonate lithification on the sea floor. *J. Geol.*, 75, 488—496. 11.3.3, 11.4.5.
796. *Fischer A. G., Honjo S. and Garrison R. E.* (1967) Electron micrographs of limestones and their nanofossils. *Monograf. Geol. Paleont.*, Vol. 1 (Ed. by A. G. Fischer), 141 pp. Princeton University Press, Princeton. 11.4.4, 11.4.6.
797. *Fisher W. L.* (1969) Facies characterisation of Gulf Coast Basin delta systems with some Holocene analogues. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.*, 19, 239—261. 6.7.1, 6.7.2, Fig. 6.12.
798. *Fisher W. L., Brown L. F., Scott A. J. and McGowen J. H.* (1969) Delta systems in the exploration for oil and gas. *Bur. econ. Geol., Univ. Texas, Austin*, 78 pp. 6.2, 6.3, 6.4, 6.5.1, 6.7, 6.7.1, Fig. 6.3, Fig. 6.36.

799. Fisher W. L. and McGowen J. H. (1967) Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Soc.*, 17, 105—125. 2.3.1, 6.7.1, Fig. 6.33.
800. Fisher W. L. and McGowen J. H. (1969) Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 30—54. Fig. 6.26.
801. Fisher W. L., Proctor C. V. Jr., Galloway W. E. and Nagle J. S. (1970) Depositional systems in the Jackson Group of Texas — their relationship to oil, gas and uranium. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Soc.*, 20, 234—261, 7.2.5, 7.2.6.
802. Fisk H. N. (1944) Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River, pp. 78. Mississippi River Commission, Vicksburg, 6.2.
803. Fisk H. N. (1947) Fine Grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity, 82 pp. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss. 3.4.2, 4.3.3, Fig. 3.28, 6.2.
804. Fisk H. N. (1952a) Geological investigations of the Atchafalaya Basin and the problem of Mississippi River diversion, pp. 145. U.S. Army Corps. Engin. Waterways Expt. St., Vicksburg, Miss., 6.6.
805. Fisk H. N. (1952b) Mississippi River Valley geology: relation to river regime. *Trans. Am. Soc. Civ. Engrs.*, 117, 667—682. 3.4.
806. Fisk H. N. (1955) Sand facies of recent Mississippi delta deposits. *Wild. Petrol. Cong.*, Rome, 377—398. 6.2, 6.5.2, 6.6, 6.7.1, 7.2.6.
807. Fisk H. N. (1959) Padre Island and the Laguna Madre flats, coastal south Texas. National Academy of Science-National Research Council, Second Coastal Geography Conference, pp. 103—151. 7.2.4.
808. Fisk H. N. (1960) Recent Mississippi River sedimentation and peat accumulation. *Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, compte Rend.*, 4, Heerlen, 1958, 187—199. 6.2.
809. Fisk H. N. (1961) Bar finger sands of the Mississippi delta. In *Geometry of Sandstone Bodies — a Symposium* (Ed. by J. A. Petreson and J. C. Osmond), pp. 29—52. *Am. Ass. petrol. Geol.*, Tulsa. 6.2, 6.5.2, 6.8.2, Fig. 6.18.
810. Fisk H. N., McFarlan E., Jr., Kolb C. R. and Wilbert L. J., Jr. (1954) Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. *J. sedim. Petrol.*, 24, 76—99. 6.2, 6.5.1, 6.5.2.
811. Flach K. W., Nettleton W. D., Gile L. H. and Cady J. G. (1969) Pedocementation: Induration by silica, carbonate and sesquioxides in the Quaternary. *Soil Sci.*, 107, 422—453. 3.6.2.
812. Fleet A. J. and Robertson A. H. F. (1980) Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman. *J. geol. Soc.*, 137, 403—422. 11.4.2.
813. Flemming B. W. (1978) Sand transport patterns in the Agulhas current (south-east African continental margin). *Sedim. Geol.*, 26, 179—205. 9.6.3, 9.7, Fig. 9.22, Fig. 9.23.
814. Flemming B. W. (1980) Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin). *Sedim. Geol.*, 26, 179—205. 9.7, Fig. 9.3, Fig. 9.22, Fig. 9.23, Fig. 9.24.
815. Flemming B. W. (1981) Factors controlling shelf sediment dispersal along the South-east African continental margin. In: *Sedimentary Dynamics of Continental Shelves* (Ed. by C. A. Nittrouer). *Mar. Geol.*, 42, 259—277. 9.3.1, 9.6.3, 9.7, Fig. 9.22, Fig. 9.23.
816. Flexer A. (1968) Stratigraphy and facies development of Mount Scopus Group (Senonian-Paleocene) in Israel and adjacent countries. *Israel J. Earth-Sci.*, 17, 85—114. 11.4.5.
817. Flexer A. (1971) Late Cretaceous palaeogeography of northern Israel and its significance for the Levant Geology. *Palaeogeogr. Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 10, 293—316. 11.4.5.
818. Flint R. F. (1945) Glacial map on North America. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 60. Pt. 1, Glacial Map; Pt. 2, Explanatory Notes, 37 pp. 13.5.1.
819. Flint R. F. (1959) Glacial map of the United States east of the Rocky Mountains: scale 1:750,000. *Geol. Soc. Am.*, 2 sheets. 13.5.1.
820. Flint R. F. (1971) *Glacial and Quaternary Geology*, 892 pp. John Wiley, New York. 4.2, 13.1, 13.2, 13.3.3, 13.4.1, 13.3.6, 13.4.2, 13.4.4.
821. Flint R. F. (1975) Features other than diamict as evidence of ancient glaciations. In: *Ice Ages: Ancient and Modern* (Ed. by A. E. Wright and F. Moseley), pp. 121—136. *Geol. J. Spec. Issue*, 6. 13.1.
822. Flood P. G., Orme G. R. and Scoffin T. P. (1978) An analysis of the textural variability displayed by interreef sediments of the Impure Carbonate Facies in the vicinity of the Howick Group. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A. 291, 73—83. 10.3.4.
823. Flood P. G. and Scoffin T. P. (1978) Reefal sediments of the northern Great Barrier Reef. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A. 291, 55—71, 10.3.2.
824. Flores R. M. (1975) Short-headed stream delta: model for Pennsylvanian Haymond Formation, west Texas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 59, 2288—2301. 6.7.1.
825. Flores R. M. (1979) Coal depositional models in some Tertiary and Cretaceous coal fields in the U.S. Western Interior. *Org. Geochem.*, 1, 225—235. 6.7.1.
826. Flores R. M. (1981) Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River Member of the Fort Union Formation, Powder River area, Powder River Basin, Wyoming and Montana. In: *Modern and Ancient Nonmarine Depositional Environments* (Ed. by G. F. Ethridge and R. M. Flores), pp. 169—190. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* 31. Tulsa. 3.6.1, 3.9.2.
827. Flores R. M. and Tur S. M. (1982) Characteristics of deltaic deposits in the Cretaceous Pierre Shale, Trinidad Sandstone, and Vermejo Formation, Raton Basin, Colorado. *Mount. Geol.*, 19, 25—40. 6.7.1.
828. Flügel E. (1981) Palaeoecology and facies of Upper Triassic reefs in Northern Calcareous Alps. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D. F. Toomey), pp. 291—260. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 30, Tulsa. 10.5.
829. Flügel E. (1982) *Microfacies Analysis of Limestones*, 633 pp. Springer-Verlag, Berlin. 10.1, 10.2.1, Fig. 10.1.
830. Flügel E. and Steiger T. (1981) An Upper Jurassic sponge-algal buildup from the northern Frankenalb,

- West Germany. In: European Fossil Reef Models (Ed. by D. F. Toomey), pp. 371—398. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, Tulsa. 10.5.
831. *Folder D. W.* (1970) Wind transport of land-derived mineral, biogenic, and industrial matter over the North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 17, 337—352. 11.3.2.
832. *Folk R. L.* (1959) Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 43, 1—38. 10.1, 10.2.1.
833. *Folk R. L.* (1962) Spectral subdivision of limestone types. In: Classification of Carbonate Rocks (Ed. by W. E. Ham). *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 1, 62—84, 10.2.1.
834. *Folk R. L.* (1971) Longitudinal dunes of the north-western edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, 1, Geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology*, 16, 5—54. 5.2.5.
835. *Folk R. L.* (1973) Carbonate petrography in the post-Sorbian age. In: *Evolving Concepts in Sedimentology* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 118—158. Johns Hopkins University Press, Baltimore. 10.1.
836. *Folk R. L.* (1977) Stratigraphic analysis of the Navajo Sandstone: a discussion. *J. sedim. Petrol.*, 47, 483—484. 5.3.2.
837. *Folk R. L. and Land L. S.* (1975) Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 59, 60—68. 10.3.2.
838. *Folk R. L. and McBride E.* (1976a) Possible pedogenic origin of Ligurian ophicalcite: a Mesozoic calichified serpentinite. *Geology*, 4, 327—332. 11.4.2.
839. *Folk R. L. and McBride E. F.* (1976b) The Caballos Novaculite revisited, Part 1: origin of novalcullite members. *J. sedim. Petrol.*, 46, 659—669. 11.4.4.
840. *Folk R. L. and McBride E. F.* (1978) Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. *J. sedim. Petrol.*, 48, 1069—1102. 12.3.5.
841. *Forel F. A.* (1892) *Le Léman: Monographie Limnologique*, Vol. 1, Géographie, Hydrographie, Géologie, Climatologie, Hydrologie, 543 pp. F. Rouge, Lausanne. 4.4, 4.6.1.
842. *Forman M. J. and Schlanger S. O.* (1957) Tertiary reef and associated limestone facies from Louisiana and Guam. *J. Geol.*, 65, 611—627. 10.5.
843. *Forristall G. S., Hamilton R. C. and Cardone V. J.* (1977) Continental shelf currents in Tropical Storm Delia: Observation and theory. *Jr. phys. Oceanogr.*, 7, 532—546. 9.8.3.
844. *Förstner U., Müller G. and Reineck H. E.* (1968) Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. *Neues Jb. Miner. Abh.*, 109, 33—62. 4.6.1.
845. *Fournier J. Le* (1980) Modern analogue of transgressive sand bodies of eastern English Channel. *Bull. Centre. Rech. Explo-Productn. Elf Aquitaine*, 4, 98—118. *Fig.* 9.3.
846. *Frakes L. A.* (1979) *Climates Throughout Geologic Time*, 310 pp. Elsevier, New York. 13.5.
847. *Frakes L. A. and Crowell J. C.* (1967) Facies and paleogeography of Late Paleozoic diamictite, Falkland Islands. *Bull. geol. Soc. Am.*, 78, 37—58. 13.4.1.
848. *Frakes L. A., Figueiredo F. P. M. and Fulfaro V.* (1968) Possible fossil eskers and associated features from the Parana Basin, Brazil. *J. sedim. Petrol.*, 38, 5—12. 13.4.1.
849. *Francis J. E.* (1983) The dominant conifer of the Jurassic Purbeck Formation, England. *Palaeontology*, 26, 277—294. 8.9.1
850. *Franke W., Eder W. and Engle W.* (1975) Sedimentology of a Lower Carboniferous shelf margin. (Velbert Anticline, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany). *Neues Jb. Geol. Päläont., Abh.*, 150, 314—353. 11.4.4.
851. *Franke W. and Paul J.* (1980) Pelagic redbeds in the Devonian of Germany — deposition and diagenesis. *Sedim. Geol.*, 25, 231—256. 11.4.4.
852. *Frankel J. J. and Kent L. E.* (1938) Grahamstown surface quartzites (silcrettes). *Trans. geol. Soc. S. Afr.* 40, 1—42. 3.6.2.
853. *Fraser G. S. and Cobb J. C.* (1982) Late Wisconsinan proglacial sedimentation along the West Chicago Moraine in northeastern Illinois. *J. sedim. Petrol.*, 52, 473—491. 13.4.3.
854. *Frazier D. E.* (1967) Recent deltaic deposits of the Mississippi delta: their development and chronology. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Socs.*, 17, 287—315. 6.5.2, 6.6, 6.7.1, *Fig.* 6.2.6.
855. *Frazier D. E. and Osanik A.* (1961) Point-bar deposits; Old River Locksite, Louisiana. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.*, 11, 121—137. 3.4.2, 3.9.4.
856. *Frazier D. E. and Osanik A.* (1969) Recent peat deposits — Louisiana coastal plain. In: *Environments of Coal Deposition* (Ed. by E. C. Dapples and M. E. Hopkins), pp. 63—85. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 114. 6.6.
857. *Frebold H.* (1935) *Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl- und Franz-Joseph-Landes*, 195 pp. Gebrüder Bornträger, Berlin. 4.9.4.
858. *Freeman W. E. and Visser G. S.* (1975) Stratigraphic analysis of the Navajo Sandstone. *J. sedim. Petrol.*, 45, 651—668. 5.3.2.
859. *Freund R.* (1965) A model of the structural development of Israel and adjacent areas since upper Cretaceous times. *Geol. Mag.*, 102, 189—205. 14.8.1.
860. *Frey R. W.* (1971) Ichology — the study of fossil and recent lebenspuren. In: *Trace Fossils, a field guide* (Ed. by B. F. Perkins). Louisiana State Univ., School. Geosci., Misc. Publ., 17—1, 91—126. 9.9.1.
861. *Frey R. W.* (1972) Paleoeology and depositional environment of Fort Hays Limestone Member, Niobrara Chalk (Upper Cretaceous), West-central Texas. *Paleont. Contrib. Univ. Kansas*, 58, 77. 11.4.5.
862. *Frey R. W. (Ed.)* (1975) *The Study of Trace Fossils. A synthesis of principles, problems and procedures in Ichology*, pp. 562. Springer-Verlag, Berlin. 9.9.1.
863. *Frey R. W. and Howard J. D.* (1969) A profile of biogenic sedimentary structures in a Holocene barrier island — salt marsh complex, Georgia. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.*, 19, 427—444. 7.2.3, 7.3.1.
864. *Frey R. W. and Mayou T. V.* (1971) Decapod burrows in Holocene barrier island beaches and washover fans, Georgia. *SencKenberg. Marit.*, 3, 53—77. 7.2.3, 7.2.4.
865. *Frey R. W. and Seilacher A.* (1980) Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethala*, 13, 183—278. 9.9.1
866. *Freytet P.* (1973) Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular refer-

- ence to the Upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sedim. Geol.* 10, 25—60. 3.9.2, 4.6.2.
867. *Friedman G. M.* (1959) Identification of carbonate mineral by staining methods. *J. sedim. petrol.*, 29, 87—97. 10.1.
868. *Friedman G. M.* (1968) Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments, and waters, Gulf of Aquaba (Eilat), Red Sea. *J. sedim. Petrol.*, 38, 859—919.
869. *Friedman G. M.* (1972) Significance of Red Sea in problems of evaporites and basinal limestones. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 56, 1072—1086. 8.6.1.
870. *Friedman G. M.* (1973) Petrologic data and comments on the depositional environment of the marine sulfates and dolomites at sites 124, 132 and 134, Western Mediterranean Sea. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (W. B. F. Ryan and K. J. Hsü et al.), 13, pp. 695—707. U.S. Government Printing Office, Washington. 8.10.2.
871. *Friedman G. M.* (1979) Differences in size distributions of populations of particles among sand of various origins. *Sedimentology*, 26, 3—32. 5.3.2.
872. *Friend P. F.* (1983) Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 345—354. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 6. 3.9.4, *Fig.* 3.42.
873. *Friend P. F., Marzo M., Nijman W. and Puigdefabregas C.* (1981) Fluvial sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro Basins, Spain. In: *Field Guides to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain* (Ed. by T. Elliott), pp. 4.1—4.50. University of Keele. 3.9.4.
874. *Friend P. F. and Moody-Stuart M.* (1970) Carbonate deposition on the river flood plains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. *Geol. Mag.*, 107, 181—195. 3.9.2.
875. *Frost S. H.* (1977) Ecologic controls of Caribbean and Mediterranean Oligocene reef coral communities. In: *Proceedings of Third International Coral Reef Symposium* (Ed. by D. L. Taylor), pp. 367—375. Miami, Florida.
876. *Frost S.* (1981) Oligocene reef coral biofacies of the Vicentin, northeast Italy. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D. F. Toomey), pp. 483—540. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 30, Tulsa. 10.5.
877. *Frost S. H., Weiss M. P. and Saunders J. B.* (1977) Reefs and related carbonates — ecology and sedimentology. *Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geol.* 4, 421 pp. 10.3.2.
878. *Frush M. P. and Eicher D. L.* (1975) Cenomanian and Turonian Foraminifera and paleoenvironments in the Big Bend region of Texas and Mexico. In: *The Cretaceous System in the Western Interior of North America* (Ed. by W. G. E. Caldwell), pp. 277—301. *Spec. Pap. geol. Ass. Canada*, 13, 11.4.5, 11.4.6.
879. *Fryberger S. G.* (1979) Dune forms and wind regime. In: *A Study of Global Sand Seas* (Ed. by E. D. McKee), pp. 137—169. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 1052. 5.2.5.
880. *Fryberger S. G. and Ahlbrandt T. S.* (1979) Mechanisms for the formation of eolian sand seas. *Z. Geomorph. N. J.*, 23, 440—460. 5.2.4.
881. *Fryberger S. G., Ahlbrandt T. S. and Andrews S.* (1979) Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "Sand Sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *J. sedim. Petrol.*, 49, 733—746. 5.2.6, 5.2.9.
882. *Fryberger S. G. and Schenk C.* (1981) Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. *Sedimentology*, 28, 805—821. 5.2.7.
883. *Füchtbauer H.* (1980) Composition and diagenesis of a stromatolitic bryozoan bioherm in the Zechstein 1 (Northwestern Germany). In: *The Zechstein Basin* (Ed. by H. Füchtbauer and T. Peryt), pp. 233—252. 8.10.3.
884. *Füchtbauer H., Von Der Brelie G., Dehm R., Förstner U., Gall H., Höfling J., Hoefs J., Hollerbach A., Hufnagel H., Jankowski B., Jung W., Malz H., Mertes A., Rothe P., Salger M., Wehner H. and Wolf M.* (1977) Tertiary lake sediments of the Ries research borehole Nördlingen 1973 — a summary. *Geologica Bavarica*, 75, 13—19. 4.9.5.
885. *Füchtbauer H. and Peryt T.* (1980) Introduction. *The Zechstein Basin* (Ed. by H. Füchtbauer and T. Peryt), pp. 1—2. *Fig.* 8.44.
886. *Fuller J. C. M. and Porter J. W.* (1966) Evaporite formations with petroleum reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan and North Dakota. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 53, 909—926. 8.9.
887. *Furlong K. P., Chapman D. S. and Alfeld P. W.* (1982) Thermal modelling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate. *J. geophys. Res.*, 87, 1786—1802. 14.7.4.
888. *Fürsich F. T.* (1977) Corallian (Upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy. *Palaeontology*, 20, 337—385. 9.9.1, 9.12.
889. *Fürsich F. T.* (1978) The influence of faunal condensation and mixing on the preservation of fossil benthic communities, Lethaia, 11, 243—250. 9.12.1.
890. *Fürsich F. T.* (1982) Rhythmic bedding and shell bed formation in the Upper Jurassic of East Greenland. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 208—222. Springer-Verlag, Berlin. 9.12.2.
891. *Gadow S. and Reineck H. E.* (1969) Abländiger sand transport bei sturmfluten. *Senckenberg. Marit.*, 1, 63—78. 9.8.1.
892. *Gagliano S. M. and van Beek J. L.* (1970) Geologic and geomorphic aspects of deltaic processes, Mississippi delta system. In: *Hydrologic and Geologic Studies of Coastal Louisiana*. Report No. 1, 140 pp. Centre for Wetland Resources, Louisiana State University. *Fig.* 6.7.
893. *Gagliano S. M., Light P. and Becker R. E.* (1971) Controlled diversions in the Mississippi River delta system: an approach to environmental management. In: *Hydrologic and Geologic Studies of Coastal Louisiana*, Report No. 8, 134 pp. Centre for Wetland Resources, Louisiana State Univ. 6.5.1.
894. *Gale A. S.* (1980) Penecontemporaneous folding, sedimentation and erosion in Campanian Chalk near Portsmouth, England. *Sedimentology*, 27, 137—151. 11.4.5.
895. *Galloway W. E.* (1968) Depositional systems of the Lower Wilcox Group, north-central Gulf Coast Basin. *Trans.*

- Gulg-Cst. Ass. geol. Socs., 18, 275—289. 6.7.1, Fig. 6.35.
896. *Galloway W. E.* (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M. L. Broussard), pp. 87—98. Houston Geological Society, Houston. 6.2, 6.3, 6.4, Fig. 6.4, 12.4.3.
897. *Galloway W. E. and Brown L. F., Jr.* (1973) Depositional systems and shelf-slope relations on cratonic basin margin, Uppermost Pennsylvanian of north-central Texas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 57, 1185—1218. 6.7.1, 12.5.1, 12.6.3, Fig. 12.45.
898. *Galvin C. J., Jr.* (1968) Breaker type classification on three laboratory beaches. *J. geophys. Res.*, 73, 3651—3659. 7.2.1.
899. *Gansser A.* (1964) *Geology of the Himalayas*. Wiley Interscience, London. 14.9.3.
900. *Gardner J. V.* (1975) Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the Eastern equatorial Atlantic. In: *Dissolution of Deep-sea Carbonates* (Ed. by W. V. Sliter, A. H. H. Bé and W. H. Berger). Spec. Publ. Cushman Fndn, Foraminifer. Res., 13, 129—141. 11.3.1, 11.4.6.
901. *Gardner L. R.* (1972) Origin of the Mormon Mesa Caliche, Clark County, Nevada. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 143—156. 3.6.2.
902. *Garfunkel Z.* (1978) The Negev: regional synthesis of sedimentary basins. 10th Int. Congr. Sediment. Guidebook Pt. 1: Pre-Congress, Israel. 35—110. 14.8.1.
903. *Garrison R. E.* (1972) Inter- and intra-pillow limestones of the Olympic Peninsula, Washington. *J. Geol.*, 80, 310—322. 11.4.2.
904. *Garrison R. E.* (1973) Space-time relations of pelagic limestones and volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 583—594. 11.4.2, Fig. 11.28.
905. *Garrison R. E.* (1974) Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 367—399. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1. 11.4.2, Fig. 11.12.
906. *Garrison R. E. and Bailey E. H.* (1967) Electron microscopy of limestones in the Franciscan Formation of California. *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.*, 575-B, B94—B100, 11.4.2.
907. *Garrison R. E., Douglas R. G., Pisciotto K. E., Isaacs C. M. and Ingle J. C. (Eds.)* (1981) *The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California*, 327 pp. Spec. Publ. Pac. Sect. Soc. econ. Paleont. Miner., Los Angeles. 11.4.3.
908. *Garrison R. E. and Fischer A. G.* (1969) Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. In: *Depositional Environments in Carbonate Rocks* (Ed. by G. M. Friedman), pp. 20—56. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 14, Tulsa. 11.4.4.
909. *Garrison R. E., Hein J. R. and Anderson F. T.* (1973) Lithified carbonate sediment and zeolitic tuff in basalts, Mid-Atlantic Ridge. *Sedimentology*, 20, 399—410. 11.3.2.
910. *Garrison R. E., Schlanger S. O. and Wachs D.* (1975) Petrology and palaeogeographic significance of Tertiary nannoplankton-foraminiferal limestones, Guam. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 17, 49—64. 11.4.2.
911. *Garrison R. E., Schreiber B. C., Bernoulli D., Fabricius F. H., Kidd R. B. and Melie F.* (1978) Sedimentary petrology and structures of Messinian evaporitic sediments in the Mediterranean Sea, Leg 42A. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42A*, pp. 571—611. U. S. Government Printing Office, Washington. 8.10.2.
912. *Garson M. S. and Krs M.* (1976) Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures. *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, 169—181. 14.6.2.
913. *Gavish E.* (1980) Recent sabkhas marginal to the southern coasts of Sinai, Red Sea. In: *Hypersaline Brines and Evaporitic Environments* (Ed. by A. Nissenbaum), Chap. 16. pp. 233—251. 8.5.2, Fig. 8.18, 8.19.
914. *Gebelein C. D.* (1977) Dynamics of recent carbonate sedimentation and ecology, Cape Sable, Florida. *Int. Sed. Petrog. Ser.*, 16, 120 pp. Leiden, 10.3.4.
915. *Gebelein C. D., Steinen R. P., Garrett P., Hoffman E. J., Queen J. M. and Plummer L. N.* (1980) Subsurface dolomitization beneath the tidal flats of Central West Andros Island, Bahamas. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Ed. by D. H. Zenger and J. B. Dunham), pp. 31—49. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 28, Tulsa. 10.3.2, 10.3.4.
916. *Geister J.* (1977) The influence of wave exposure on the ecological zonation of Caribbean coral reefs. In: *Proceedings Third International Coral Reef Symposium* (Ed. by R. N. Ginsburg and D. L. Taylor), pp. 23—30. Miami. 10.3.2.
917. *Geldof H. J. and DeVriend H. J.* (1983) Distribution of main flow velocity in alternating river bends. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 85—95. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 6. 3.4.2.
918. *Gersib G. A. and McCabe P. J.* (1981) Continental coal-bearing sediments of the Port Hood Formation (Carboniferous), Cape Linzee, Nova Scotia, Canada. In: *Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments; Models for exploration* (Ed. by F. G. Ethridge and R. M. Flores), pp. 95—108. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 31, Tulsa. 3.9.2, 3.9.3.
919. *Geunoc P. and Thisse Y.* (1982) Origins of the Red Sea Rift, the Axial Troughs and their mineral deposits. *Doc. Bur. Rech. geol. minières*, 51, 88 pp. Fig. 14.24.
920. *Gevirtz J. L. and Friedman G. M.* (1966) Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification. *J. sedim. Petrol.*, 36, 143—151. 11.3.5.
921. *Ghibaudo G., Mutti E. and Rosell J.* (1974) Le spiagge fossili delle Arenarie di Aren (Cretacico superiore) nella valle Noguera-Ribagorzone (Pirenei centro-meridionali, Province di Lerida e Huesca, Spagna). *Mem. Soc. geol. Ital.*, 13, 497—537. 7.2.5, Fig. 7.19.
922. *Gignoux M.* (1936) *Géologie Stratigraphique*, 2nd edn, 709 pp. Masson et Cie, Paris. 11.1.2.
923. *Gilbert G. K.* (1885) The topographic features of lake shores. *Ann. Rep. U. S. geol. Surv.*, 5, 75—123. 4.6.1, 6.2, Fig. 6.1.
924. *Gilbert G. K.* (1890) Lake Bonneville. *Mon. U. S. geol. Surv.*, 1, 438 pp. 6.2.
925. *Gilbert R.* (1982) Contemporary sedimentary environ-

- mements on Baffin Island, N.W.T., Canada: Glaciomarine processes in fiords of eastern Cumberland Peninsula. *Arctic Alpine Res.*, 14, 1—12, 13.3.7.
926. *Gill A. E.* (1973) Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 20, 111—140. 12.2.4.
927. *Gill D.* (1973) Stratigraphy, facies evolution and diageneses of productive Niagaran Gulph reefs and Cayugan sabkha deposits. The Bell River Mills gas field. Ph. D. Dissertation, Univ. Michigan, Ann Arbor, 276 pp. 8.10.5.
928. *Gill D.* (1977) Salina A-1 sabkha cycles and the Late Silurian paleogeography of the Michigan Basin. *J. sedim. Petrol.*, 47, 979—1017. 8.10.5.
929. *Gillberg G.* (1965) Till distribution and ice movements on the northern slopes of the South Swedish Highland. *Geol. Fören. Stockh. Föhr.*, 86, 433—484. 13.4.1.
930. *Gillberg G.* (1968a) Distribution of different limestone material in till. *Geol. Foren. Stockh. Föhr.*, 89, 401—409. 13.4.1.
931. *Gillberg G.* (1968b) Lithological distribution and homogeneity of glaciofluvial material. *Geol. Fören. Stockh. Föhr.*, 90, 189—204. 13.4.3.
932. *Gilliland W. N. and Meyer G. P.* (1976) Two classes of transform faults. *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, 1127—1130. 14.8.
933. *Gingerich P. D.* (1969) Markov analysis of cyclic alluvial sediments. *J. sedim. Petrol.*, 39, 330—332. 2.1.2.
934. *Ginsburg R. N.* (1953) Beach rock in South Florida. *J. sedim. Petrol.*, 23, 85—92. 10.1.
935. *Ginsburg R. N.* (1956) Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments, *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 40, 2384—2487. 10.1, Fig. 10.24, Fig. 10.25.
936. *Ginsburg R. N.* (1957) Early diagenesis and lithification of shallow water carbonate sediments in south Florida. In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition* (Ed. by R. J. Le Blanc and J. G. Breeding), pp. 80—99. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 5, Tulsa. 10.1.
937. *Ginsburg R. N.* (1964) South Florida carbonate sediments. *Guidebook for Field Trip no. 1, Geol. Soc. Am. Convention 1964*, pp. 72. *Geol. Soc. Am.*, New York. 10.1.
938. *Ginsburg R. N.* (1972) (Ed.) *South Florida Carbonate Sediments*, *Sedimenta II*, pp. 72. University of Miami. 10.3.2.
939. *Ginsburg R. N.* (1975) *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*, 428 pp. Springer-Verlag, Berlin. 9.10, 10.3.
940. *Ginsburg R. N. and Hardie L. A.* (1975) Tidal and storm deposits, northeastern Andros Island, Bahamas. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 201—208, Springer-Verlag, Berlin. 10.3.2, 10.3.4, Fig. 10.4.
941. *Ginsburg R. N. and James N. P.* (1974) Holocene carbonate sediments of continental shelves. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C. A. Burk and C. L. Drake), pp. 137—155. Springer-Verlag, Berlin. 10.3.1, 10.3.2, 10.3.3, 10.3.4, Fig. 10.19, Fig. 10.24, Fig. 10.31.
942. *Ginsburg R. N. and Lowenstam H. A.* (1958) The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *J. Geol.*, 66, 310—318. 10.5.
943. *Ginsburg R. N. and Schroeder J. H.* (1973) Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. *Sedimentology*, 20, 575—614. Fig. 10.1
944. *Ginsburg R. N. Shinn E. A. and Schroeder J. H.* (1968) Submarine cementation and internal sedimentation within Bermuda reefs. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 115, 78—79. 10.1.
945. *Glaeser J. D.* (1978) Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting. *J. Geol.* 86, 283—297. 7.1.
946. *Glasby G. P.* (1978) Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record: evidence from DSDP cores. *Mar. Geol.*, 28, 51—64. 11.4.2.
947. *Glassley W.* (1974) *Geochemistry and tectonics of the Crescent Volcanics, Olympic Peninsula, Washington.* *Bull. geol. Soc. Am.*, 85, 785—794. 11.4.2.
948. *Glennie K. W.* (1970) *Desert sedimentary environments. Developments in Sedimentology. No. 14*, 222 pp. Elsevier, Amsterdam. 3.6.2, 5.2.5, 5.2.7, Fig. 5.1, Fig. 5.9, Fig. 5.10.
949. *Glennie K. W.* (1972) Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in the light of modern desert sedimentation studies. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 56, 1048—1071, 5.3.4, 5.3.5.
950. *Goldberg E. D.* (1954) Marine geochemistry, I. Chemical scavengers of the sea. *J. Geol.*, 62, 249—265, 11.3.2.
951. *Goldring R.* (1962) The Bathyal Lull: Upper Devonian and Lower Carboniferous sedimentation in the Variscan geosyncline. In: *Some Aspects of the Variscan Fold Belt* (Ed. by K. Coe), pp. 75—91. Manchester University Press, Manchester. 14.2.5.
952. *Goldring R.* (1965) Sediments into rock. *New Scientist*, 26, 863—865. 2.2.3.
953. *Goldring R.* (1971) Shallow-water sedimentation as illustrated in the Upper Devonian Baggy Beds. *Mem. geol. Soc. Lond.*, 5, 1—80, 9.11.3.
954. *Goldring R. and Aigner T.* (1982) Scour and fill: the significance of event separation. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 354—362. Springer-Verlag, Berlin. 9.11.3, Fig. 9.44.
955. *Goldring R., Bosence D. J. W. and Blake T.* (1978) Estuarine sedimentation in the Eocene of southern England. *Sedimentology*, 25, 861—876. 7.5.3.
956. *Goldring R. and Bridges P.* (1973) Sublittoral sheet sandstones. *J. sedim. Petrol.*, 43, 736—747. 9.1.2, 9.8.3, 9.11.3.
957. *Goldring R. and Langenstrassen F.* (1979) Open-shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. *Spec. Pap. Palaeont.*, 23, 81—97. 9.11.3, 9.13.3.
958. *Goldring W.* (1938) Algal barrier reefs in the lower Ozarkian of New York with a chapter on the importance of coralline algae as reef builders through the ages. *New York State Mus. Bull.*, 315, 5—75. 10.5.
959. *Goldthwait R. P.* (1974) Till deposition versus glacial erosion. In: *Research in Polar and Alpine Geomorphology* (Eds. B. H. Fahey and R. D. Thompson), pp. 159—166. 13.3.1, 13.5.
960. *Gole C. V. and Chitale S. V.* (1966) Inland delta building activity of Kosi River. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc.*

- civ. Engrs, 92, 111—126. 3.2.2, 3.3.1, 3.9.4, Fig. 3.15.
961. *Göhl R. M.* (1969) Radiolaria: the history of a brief invasion. In: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea (Ed. by E. T. Degens and D. A. Ross), pp. 306—312. Springer-Verlag, Berlin. 11.3.5.
962. *Gomberg D. N.* (1973) Drowning of the Floridan platform margin and formation of a condensed sedimentary sequence (Abstract). Geol. Soc. Am. (Abstract with Programs), 5, 640. 11.3.6.
963. *Goreau T. F. and Land L. S.* (1974) Fore-reef morphology and depositional processes, North Jamaica. In: Reefs in time and space (Ed. by L. F. Laporte), pp. 77—89. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 18, Tulsa. 10.3.2, 12.4.2.
964. *Gornitz V. M. and Schreiber B. C.* (1981) Displacive halite hoppers of the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits. J. sedim. Petrol., 51, 787—794. 8.5.1, 8.7, Fig. 8.26.
965. *Gorsline D. S.* (1978) Anatomy of margin basins. J. sedim. Petrol., 48, 1055—1068. Fig. 14.51.
966. *Gorsline D. S. and Emery K. O.* (1959) Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California. Bull. geol. Soc. Am., 70, 279—290. 12.2.3.
967. *Gorsline D. S., Kolpack R. L. et al.* (1984) Studies of fine-grained sediment transport processes and products in the California continental borderland. In: Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 395—416. Spec. Publ. geol. Soc. Lond. 15. 12.4.4.
968. *Gorsline D. S. and Milligan D. B.* (1963) Phosphatic lag deposits along the margin of the Pourtales Terrace. Deep-Sea Res., 10, 259—262. 11.3.6.
969. *Got H.* (1984) Sedimentary processes on the west Hellenic Arc margin. In: Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 169—184. Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 15. 12.4.4, Fig. 12.29.
970. *Goudie A.* (1973) Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes, 174 pp. Clarendon Press, Oxford. 3.6.1, 3.6.2, 5.2.1.
971. *Gould H. R.* (1970) The Mississippi delta complex. In: Deltaic Sedimentation Modern and Ancient (Ed. by J. P. Morgan and R. H. Shaver), pp. 3—30. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 15, Tulsa. Fig. 6.1.6, Fig. 6.3.6.
972. *Gould H. R. and McFarlan E.* (1959) Geological history of the chenier plain, southwestern Louisiana. Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs., 9, 261—270. 7.2.6, Fig. 7.24, Fig. 7.26.
973. *Gould H. R. and Stewart R. H.* (1956) Continental terrace sediments in the northeastern Gulf of Mexico. In: Finding Ancient Shorelines. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 3, 2—19. 10.3.3.
974. *Graaff R. F. van de* (1972) Fluvial-deltaic facies of the Castlegate Sandstone (Cretaceous), East Central Utah. J. sedim. Petrol., 42, 558—571. 6.7.3, 9.10.1.
975. *Grabau A. W.* (1904) On the classification of sedimentary rocks. Am. Geol., 33, 228—247. 10.1.
976. *Grabau A. W.* (1913) Principles of Stratigraphy, 1185 pp. A. G. Seiler and Co., New York. 10.1, 11.1.2.
977. *Gracht W. A. J. M. Van Der van Waterschoot* (1928) The problem of continental drift. In: Theory of Continental Drift, pp. 1—75, 197—226. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa. 14.2.5.
978. *Gradstein F. M. and Berggren W. A.* (1982) Flysch-type agglutinated Foraminifera and the Maestrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas. Marine Micropal., 12.5.1.
979. *Gradzinski R., Gagol J. and Slaczka A.* (1979) The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mountains, Central Poland): Lower Traissic deposits of aeolian dunes and interdune areas. Acta. geol. Pol. 29, 151—175. 5.3.2, 5.3.3.
980. *Gradzinski R. and Jerzykiewicz T.* (1974) Dinosaur and mammal-bearing aeolian and associated deposits of the Upper Cretaceous in the Gobi Desert (Mongolia). Sedim. Geol., 12, 249—278. 5.3.2.
981. *Graham S. A. and Bachman S. B.* (1983) Structural controls on submarine fan geometry and internal architecture: upper La Jolla fan system, offshore southern California. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 67, 83—96. 12.4.3.
982. *Graham S. A., Dickinson W. R. and Ingersoll R. V.* (1975) Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in the Appalachian-Quachita system. Bull. geol. Soc. Am., 86, 273—286. 14.9.1, 14.9.2, Fig. 14.62.
983. *Grande L.* (1980) Paleontology of the Green River Formation, with a review of the fish fauna. Bull. Univ. geol. Surv. Wyo., 63, 333 pp. 4.10.1.
984. *Gras H.* (1972) Étude géologique détaillée du Bassin houiller des Cévennes (Massif Central Français). Unpublished Ph. D. Thesis, University of Clermont-Ferrand, 300 pp. 14.8.2.
985. *Gravenor C. P., von Brunn V. and Dreimanis A.* (1984) Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits. Earth Sci. Rev., 20, 105—66. 13.4.1.
986. *Gravenor C. P. and Kupsch W. O.* (1959) Ice-disintegration features in western Canada. J. Geol., 67, 48—64. 13.4.2.
987. *Greensmith J. T., Dawson P. F. and Shalaby S. E.* (1980) An association of minor fining-upward cycles and aligned gutter marks in the Middle Lias (Lower Jurassic) of the Yorkshire coast. Proc. Yorks. geol. Soc., 42, 525—538. 9.11.3.
988. *Greer S. A.* (1975) Sandbody geometry and sedimentary facies at the estuary-marine transition zone, Osabaw Sound, Georgia: a stratigraphic model. Senckenberg. Mar., 7, 105—135. 7.5.1, Fig. 7.40.
989. *Gressly A.* (1938) Observations géologiques sur le Jura Soleurois. Neue Denkschr. allg. schweiz, Ges. ges. Naturw., 2, 1—112, 2.1.1.
990. *Griffin J. J., Windom H. and Goldberg E. D.* (1968) The distribution of clay minerals in the world ocean. Deep-Sea Res., 15, 433—459. 11.3.4.
991. *Gross M. G.* (1965) Carbonate deposits on Plantagenet Bank near Bermuda. Bull. geol. Soc. Am., 76, 1283—1290. 11.3.3.
992. *Grow J. A., Mattick E. R. and Schelee J. S.* (1979) Multichannel seismic depth sections and interval veloci-

- ties over outer continental shelf and upper continental slope between Cape Hatteras and Cap Cod. In: Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins (Ed. by J. S. Watkins, L. Montadert and P. W. Dickerson), pp. 65—83. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 29, Tulsa, 14.5.1.
993. *Guelorget O. and J.-P. Perthuisot* (1983) Le Domaine Paraliqne, 136 pp. Presses de l'École Normale Supérieure, Paris, 8.5.
994. *Guild P. W.* (1974) Distribution of metallogenic provinces in relation to major earth features. Schriften. Erdwiss. Komm. Oesterr. Akad. Wiss., 1, 10—24. 14.2.4.
995. *Gustavson T. C.* (1975) Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, Southeastern Alaska. In: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation (Ed. by A. V. Jopling and B. C. McDonald), pp. 249—63. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 23, Tulsa. 4.2, 4.3, 13.3.6.
996. *Gustavson T. C.* (1978) Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. Sedimentology, 25, 401—426. 3.4.2.
997. *Gustavson T. C., Ashley G. M. and Boothroyd J. C.* (1975) Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. In: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation (Ed. by A. V. Jopling and B. C. McDonald), pp. 264—280. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 23, Tulsa. 4.6.1.
998. *Gvirtzman G. and Buchbinder B.* (1978) Recent and Pleistocene coral reefs and coastal sediments of the Gulf of Elat, In: Field Excursion Guidebook, I. A. S., Tenth Int. Congress, Part III, 164—194. 8.5.2, 10.3.4.
999. *Gwinner M. P.* (1976) Origin of the Upper Jurassic limestones of the Swabian Alb (Southwest Germany). Contr. Sedimentology, 5, 1—75. 10.5.
1000. *Györke O.* (1973) Hydraulic model study of sediment movement and changes in the bed configuration of a shallow lake. In: Proc. Helsinki Symp. Hydrol. Lakes, pp. 410—416. IAHS-AISH Publ. No. 109. 4.4.
1001. *Haarman E.* (1930) Die Oszillationstheorie, eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond, 260 pp. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 14.2.2.
1002. *Halls J. R. and Hoyt J. H.* (1969) An appraisal of the evolution of the lower coastal plain of Georgia, U. S. A. Trans. Inst. Br. Geogr., 46, 53—68. 7.2.2.
1003. *Hajash A.* (1975) Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: an experimental investigation. Contr. Miner. Petrol., 53, 205—226. 11.3.2.
1004. *Håkanson L.* (1977) The influence of wind, fetch and water depth on the distribution of sediments in Lake Vanern, Sweden. Can. J. Earth Sci., 14, 397—412. 4.4.
1005. *Håkansson E., Bromley R. G. and Perch-Nielsen K.* (1974) Maastrichtian chalk of north-west Europe — a pelagic shelf sediment. In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea (Ed. by J. K. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 211—233. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1, Oxford. 11.4.5.
1006. *Halbfass W.* (1923) Grundzüge einer vergleichenden Seekunde, 354 pp. Borntraeger, Berlin. 4.4.
1007. *Haldorsen S. and Shaw J.* (1982) The problem of recognizing melt-out till. Boreas, 11, 261—277. 13.3.2, 13.4.1.
1008. *Hall J.* (1859) Description and figures of the organic remains of the lower Helderberg Group and the Oriskany Sandstone. Natural History of New York, Palaeontology, pp. 532. Geol. Surv., Albany, N. Y., 3. 14.2.1, 14.2.3.
1009. *Hallam A.* (1981) Facies Interpretation and the Stratigraphic Record, 291 pp. W. H. Freeman, Oxford. 10.4.4.
1010. *Hallam A. and Sellwood B. W.* (1976) Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. J. Geol., 84, 301—321. 9.12.
1011. *Hallet B.* (1981) Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice. Ann. Glaciol., 2, 23—28. 13.3.1.
1012. *Halley R. B.* (1976) Textural variation within Great Salt Lake algal mounds. In: Stromatolites (Ed. by M. R. Walter), pp. 435—445. Elsevier, Amsterdam. 4.7.2.
1013. *Halley R. B.* (1977) Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geological record. J. sedim. Petrol., 47, 1099—1120. 4.7.2.
1014. *Halley R. B. and Harris J. K.* (1979) Fresh-water cementation of a 1000 year old oolite. J. sedim. Petrol., 49, 969—988. Fig. 10.1.
1015. *Halley R. H., Harris P. M. and Hine A. C.* (1983) Bank margin. In: Carbonate Depositional Environments (Ed. by P. A. Scholle, D. G. Bebout and C. H. Moore), pp. 463—506. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 33, Tulsa. 10.4.2.
1016. *Halpern D.* (1976) Structure of a coastal upwelling event observed off Oregon during July 1973. Deep-Sea Res., 23, 495—508. 9.6.1.
1017. *Ham W. E. (Ed.)* (1962) Classification of Carbonate Rocks — a Symposium, 279 pp. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 1, Tulsa. 1.1, 10.1.
1018. *Hamblin A. P. and Walker R. G.* (1979) Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. Can. J. Earth Sci., 16, 1673—1690. 6.7.2, 7.2.5, Fig. 7.18, 9.11.3, 9.13.3.
1019. *Hambrey M. J. and Harland W. B.* (1981) (Eds) Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, 1004 pp. Cambridge University Press, London. 10.6.4, 13.1, 13.4.1, 13.5.2.
1020. *Hamilton D. and Smith A. J.* (1972) The origin and sedimentary history of the Hurd Deep, English Channel, with additional notes on other deeps in the western English Channel. Mem. Bur. Rech. geol. minieres, 79, 59—78. 9.5.1.
1021. *Hamilton W.* (1970) The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. Bull. geol. Soc. Am., 81, 2553—2576. 11.4.2.
1022. *Hampton M. A.* (1972) The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. J. sedim. Petrol., 42, 775—793. 12.2.3.
1023. *Hancock J. M.* (1975a) The petrology of the Chalk. Proc. geol. Ass., 86, 499—535. 11.4.5.
1024. *Hancock J. M.* (1975b) The sequence of facies in the Upper Cretaceous of Northern Europe compared with that in the Western Interior. In: The Cretaceous System in the Western Interior of North America (Ed. by W. G. E. Caldwell), pp. 83—118. Spec. Pap. geol. Ass. Canada, 13, 11.4.5.



1025. *Hancock J. M. and Scholle P. A.* (1975) Chalk of the North Sea. In: *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe*, Vol. 1, *Geology* (Ed. by A. W. Woodland), pp. 413—425. Applied Science Publishers, Barking. 11.4.5.
1026. *Hancock N. J. and Fisher M. J.* (1981) Middle Jurassic North Sea deltas with particular reference to Yorkshire. In: *Petroleum Geology of the Continental Shelf of north-west Europe* (Ed. by L. V. Illing and G. D. Hobson), pp. 186—195. Heyden, London. 6.7.1.
1027. *Handford C. R.* (1981a) A process-sedimentary framework for characterizing recent and ancient sabkhas. *Sedim. Geol.*, 30, 255—265. 8.5, 8.9.2.
1028. *Handford C. R.* (1981b) Coastal sabkha and salt pan deposition of the lower Clear Fork Formation (Permian), Texas. *J. sedim. Petrol.*, 51, 761—778, 8.7, 8.9.2.
1029. *Handford C. R.* (1982) Sedimentology and evaporite diagenesis in a Holocene continental sabkha: Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29, 239—253. 8.5.1, 8.7, 8.9, Fig. 8.32.
1030. *Handford C. R. and Bassett R. L.* (1982) Permian facies sequences and evaporite depositional styles, Texas Panhandle. In: *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites — a core workshop*, 3 (Ed. by C. R. Handford, R. G. Loucks and G. R. Davies), pp. 210—237. 8.9.2.
1031. *Hanor J. S.* (1978) Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO<sub>2</sub> degassing. *J. sedim. Petrol.*, 48, 489—501. Fig. 10.1.
1032. *Hansen E.* (1971) *Strain Facies*. Springer-Verlag, New York. 12.3.4.
1033. *Häntzschel W. and Reineck H.-E.* (1968) Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen). *Geol. Staatsint., Mitt.*, 37, 5—39. 9.11.3.
1034. *Haq B. U.* (1981) Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited. In: *Geology of Oceans*, Proc. 26th Int. Geol. Congr., Paris, 1908. Suppl. *Oceanol. Acta*, 71—82. 11.4.6.
1035. *Harada K.* (1978) Micropaleontologic investigation of Pacific manganese nodules. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.*, ser. Geol. Min., 45, 111—132. 11.3.3.
1036. *Harbaugh J. W. and Bonham-Carter G.* (1970) *Computer Simulation in Geology*, 98 pp. Wiley-Interscience, New York. 2.1.2.
1037. *Hardie L. A.* (1967) The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Am. Miner.*, 52, 171—200. 8.11.1, Fig. 8.51.
1038. *Hardie L. A.* (1977) (Ed.) *Sedimentation of the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas*. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., 22, 202 pp. Baltimore. 10.3.4.
1039. *Hardie L. A.* (1984) Evaporites: marine or non-marine? *Am. J. Sci.*, 284, 193—240. 8.2.1, 8.2.2, Table 8.3, 8.6.1.
1040. *Hardie L. A. and Eugster H. P.* (1971) The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow clastic accumulation. *Sedimentology*, 16, 187—220. 8.6.1, 8.10.2.
1041. *Hardie L. A., Smoot J. P. and Eugster H. P.* (1978) Saline lakes and their deposits. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 7—42. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 2.4.7.1, 4.7.2, 8.9.2.
1042. *Harding T. P.* (1974) Petroleum traps associated with wrench faults. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 1290—1304. Fig. 14.41.
1043. *Harland W. B.* (1965) The tectonic evolution of the Arctic-North Atlantic region. *Phil. Trans. R. Soc., Ser. A*, 258, 59—75. 14.3.
1044. *Harland W. B.* (1971) Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.*, 108, 27—42. 14.8.
1045. *Harland W. B., Herod K. and Krinsley D. H.* (1966) The definition and identification of tills and tillites. *Earth Sci. Rev.*, 2, 225—256. 13.1, 13.4.4.
1046. *Harlett J. C. and Kulm L. D.* (1973) Suspended sediment transport on the northern Oregon Continental Shelf. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 3815—3826. 9.6.1.
1047. *Harms J. C.* (1975) Stratification produced by migrating bed forms. In: *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*, pp. 45—61. *Soc. econ. Paleont. Miner., Short Course*, 2, Dallas. 7.2.5, 9.1.2, 9.11.2.
1048. *Harms J. C., Choquette P. W. and Brady M. J.* (1978) Carbonate sand waves, Isla Mujeres, Yucatan. In: *Geology, and Hydrology of northeastern Yucatan* (Ed. by W. C. Ward and A. E. Weidie), pp. 60—84. *New Orleans Geol. Soc.* 10.3.3.
1049. *Harms J. C. and Fahnestock R. K.* (1965) Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In: *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation* (Ed. by G. V. Middleton), pp. 84—115. *Spec. Publ. Soc. econ. paleont. Miner.*, 12, Tulsa. 2.2.1, 3.2.2, 12.1.1, 12.3.4.
1050. *Harms J. C., Mackenzie D. B. and McCubbin D. G.* (1963) Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *J. Geol.*, 71, 566—580. 3.4.2, Fig. 3.23.
1051. *Harms J. C., Southard J. B., Spearing D. R. and Walker R. G.* (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, pp. 161. *Lecture Notes: Soc. econ. Paleont. Miner., Short Course* 2, Dallas. 1.1, Fig. 3.9.
1052. *Harms J. C., Southard J. B. and Walker R. G.* (1982) Structure and sequence in clastic rocks. *Lecture Notes: Soc. econ. Paleont. Miner., Short Course* 9. Fig. 9.2, Fig. 9.40, 9.1.1, 9.11.2, 9.13.3, 9.13.4.
1053. *Harms J. C., Tackenberg P., Pollock R. E. and Pickles E.* (1981) The Brae field area. In: *"Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe"* (Ed. by L. V. Illing and G. D. Hobson), pp. 352—357. Heyden, London, 3.7.
1054. *Harris P. M.* (1983) Carbonate buildups: a core workshop. *Soc. econ. Paleont. Miner. Core Workshop*, 4, 593 pp. 10.5.
1055. *Harris P. M.* (1984) Carbonate sands: a core workshop. *Soc. econ. Paleont. Miner. Core Workshop*, 5, 463 pp. 10.4.4.
1056. *Hartmann M.* (1964) Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. *Meyniana*, 14, 3—20. 11.4.4.
1057. *Hartshorn J. H.* (1958) Flowtill in southeastern Massachusetts. *Bull. geol. Soc. Am.*, 69, 477—482. 13.3.2.
1058. *Harley J. G.* (1976) *Atmosphere and Ocean: Our Fluid*

- Environments, 143 pp. Artemis Press, Sussex. Fig. 9.7, Fig. 9.8.
1059. *Harvie C. E., Weare J. H., Hardie L. A. and Eugster H. P.* (1980) Evaporation of sea water: calculated mineral sequences. *Science*, 208, 498—500. 8.2.1.
1060. *Harwood G. M., Smith D. B., Pattison J. and Pettigrew T.* (1982) Field excursion guide E2282. Symposium on the English Zechstein, Leeds University, 1982. Fig. 8.45.
1061. *Haszeldine R. S.* (1983) Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of north-east England. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collison and J. Lewin), pp. 449—456. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 6. 3.9.4, Fig. 3.53.
1062. *Hatch F. H., Rastale R. H. and Black M.* (1938) *The Petrology of the Sedimentary Rocks* (3rd Edn), 383 pp. Allen and Unwin, London. 11.1.2.
1063. *Hatcher P. G. and Segar D. A.* (1976) Chemistry and continental sedimentation. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 461—477. John Wiley, New York. 9.3.6.
1064. *Hattin D. E.* (1975a) Stratigraphy and depositional environment of Grenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas. *Bull. Kansas geol. Surv.*, 209, 1—128. 11.4.5.
1065. *Hattin D. E.* (1975b) Petrology and origin of fecal pellets in Upper Cretaceous strata of Kansas and Saskatchewan. *J. sedim. Petrol.*, 45, 686—696. 11.4.5.
1066. *Hattin D. E.* (1982) Stratigraphy and depositional environment of Smoky Hill Chalk Member, Niobrara Chalk (Upper Cretaceous) of the type area, Western Kansas. *Bull. Kansas geol. Surv.*, 225, 108 pp. 11.4.5.
1067. *Haug E.* (1900) Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution a l'étude des regressions et des transgressions marines. *Bull. Soc. géol. France*, 28 (3), 617—711. 14.2.1, 14.2.2.
1068. *Hawkins L. K.* (1969) Visual observations of manganese deposits on the Blake Plateau. *J. geophys. Res.*, 74, 7009—7017. 11.3.6.
1069. *Hawley N.* (1982) Internal structures on macrotidal beaches. *J. sedim. Petrol.*, 52, 785—795. 7.2.2.
1070. *Hay R. L.* (1968) Chert and its sodium silicate precursors in sodium carbonate lakes of East Africa. *Contr. Miner. Petrol.*, 17, 255—274. 4.10.1.
1071. *Hayes M. O.* (1967a) Hurricanes as geological agents: case studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. *Rep. Invest. Bur. econ. Geol.*, Austin, Texas, 61, 54 pp. 7.2.1, 7.2.2, 7.2.4, Fig. 7.8, 9.3.1, 9.4.3, 9.8.1, 9.13.3, Fig. 9.25.
1072. *Hayes M. O.* (1967b) Relationship between coastal climate and bottom sediment type on the inner continental shelf. *Mar. geol.*, 5, 111—132. 9.3.4, Fig. 9.5.
1073. *Hayes M. O.* (1975) Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: *Estuarine Research, Vol. II. Geology and Engineering* (Ed. by L. E. Cronin), pp. 3—22. Academic Press, London. 7.1, 7.3, 7.5.1, Fig. 7.1, Fig. 7.38.
1074. *Hayes M. O.* (1979) Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: *Barrier Islands — from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico* (ed. by S. P. Leatherman), pp. 1—27. Academic Press, New York. 7.1, Fig. 7.1, Fig. 7.15, Fig. 7.2.7.
1075. *Hayes M. O. and Kana T. W.* (1976) Terrigenous Clastic Depositional Environments — Some Modern Examples, pp. 1—131, II—184, Tech. Rept. 11-CRD, Coastal Res. Div., Univ. South Carolina. 7.1, 7.2.2, 7.3.1, Fig. 7.7.
1076. *Haymon R. M.* (1983) Growth history of hydrothermal black smoker chimneys. *Nature*, 301, 695—698. 11.3.2.
1077. *Haymon R. M. and Kastner M.* (1981) Hot spring deposits on the East Pacific Rise: preliminary description of mineralogy and genesis. *Earth planet. Sci. Lett.*, 53, 363—381. 11.3.2.
1078. *Haymon R. M., Koski R. A. and Sinclair C.* (1984) Fossils of hydrothermal vent worms from Cretaceous sulfide ores of the Samail Ophiolite, Oman. *Science*, 223, 1407—1409. 11.4.2.
1079. *Haynes C. V., Jr.* (1968) Geochronology of late-Quaternary alluvium. In: *Means of Correlation of Quaternary Successions* (Ed. by R. B. Morrison and H. E. Wright, Jr.), pp. 591—615. Univ. Utah Press, Salt Lake City. 3.6.2.
1080. *Hays J. D., Cook H. E. III et al.* (1972) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 9, pp. 1205. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.1, 11.4.6.
1081. *Hayward A. B.* (1984) Sedimentation and basin formation related to ophiolite nappe emplacement, Miocene SW Turkey. *Sedim. Geol.*, 40, 105—129. 14.9.2.
1082. *Hayward M. and French H. M.* (1980) Pleistocene marine kettle-fill deposits near Ottawa, Canada. *Can. J. earth Sci.*, 17, 1236—1245. 13.4.3.
1083. *Heath G. R.* (1969) Mineralogy of Cenozoic deep-sea sediments from the equatorial Pacific Ocean. *Bull. geol. Soc. Am.*, 80, 1997—2018. 11.3.4.
1084. *Heath G. R.* (1974) Dissolved silica and deep-sea sediments. In: *Studies in Paleo-oceanography* (Ed. by W. W. Hay), pp. 77—93. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 20. Tulsa. 11.3.4.
1085. *Heath G. R.* (1981) Ferromanganese nodules of the deep sea. In: *Economic Geology 75th Anniv. Vol.*, pp. 736—765. Economic Geology Publ. Co. 14.6.2.
1086. *Heath K. C. and Mullins H. T.* (1984) Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediments in the northern Bahamas. In: *Fine-grained Sediments: Deep-water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 199—208. Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 15. 11.3.6.
1087. *Heckel P. H.* (1972) Recognition of ancient shallow marine environments. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by J. K. Rigby and W. K. Hamblin), pp. 226—286. Spec. Publ. econ. Paleont. Miner., 16, Tulsa. 4.8.1, Fig. 9.29.
1088. *Heckel P. H.* (1974) Carbonate buildups in the geological record: a review. In: *Reefs in Time and Space* (Ed. by L. F. Laporte), pp. 90—154. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 18. Tulsa. 10.3.2, 10.5, Fig. 10.52.
1089. *Hedberg H. D.* (1974) Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs and mud volcanoes. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 661—673. 6.8.1.
1090. *Van Heerden I. L. L. and Roberts H. H.* (1980) The Atchafalaya delta: rapid progradation along a tradi-

- tionally retreating coast (south-central Louisiana). *Z. Geomorph.*, 34, 188—201. 6.6.
1091. *Van Heerden I. L. L., Wells J. T. and Roberts H. H.* (1981) Evolution and morphology of sedimentary environments, Atchafalaya delta, Louisiana. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.*, 31, 399—408. 6.6.
1092. *Heezen B. C. and Ewing M.* (1952) Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.*, 250, 849—873. 12.2.3.
1093. *Heezen B. C. and Hollister C. D.* (1971) *The Face of the Deep*, 659 pp. Oxford Univ. Press, New York. 12.2.3.
1094. *Heezen B. C., Hollister C. D. and Ruddiman W. F.* (1966) Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152, 502—508. 12.1.1.
1095. *Heezen B. C. and Laughton A. S.* (1963) Abyssal plains. In: *The Sea* (Ed. by M. N. Hill), 3, 312—364. Wiley, New York. 12.4.4.
1096. *Heezen B. C. and Rawson M.* (1977) Visual observations of contemporary current erosion and tectonic deformation of the Cocos Ridge Crest. *Mar. Geol.*, 23, 173—196. 11.3.3.
1097. *Heim A. and Gansser A.* (1939) Central Himalaya, geological observations of the Swiss Expedition, 1936. *Mém. Sov. Helv. Sci. nat.*, 73, pp. 245. 11.4.4.
1098. *Hein F. J.* (1982) Depositional mechanisms of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 19, 267—87. 12.2.2
1099. *Hein F. J. and Walker R. G.* (1982) The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Quebec, Canada: conglomerate deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, 29, 309—329. 12.3.6, Fig. 12.37.
1100. *Hein J. R. and Karl S. M.* (1983) Comparisons between open-ocean and continental margin chert sequences. In: *Siliceous Deposits in the Pacific Region* (Ed. by A. Iijima, J. R. Hein and R. Siever), pp. 25—43. *Developments in Sedimentology*, 36. Elsevier, Amsterdam. 11.4.2.
1101. *Hekinian R., Francheteau J., Renard V., Ballard R. D., Choukroune P., Cheminee J. L., Albarede F., Minster J. F., Charlou J. L., Marty J. C. and Boulegue J.* (1983) Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise: submersible witnesses the growth of sulphide chimney. *Mar. geophys. Res.*, 6, 1—14, 11.3.2.
1102. *Hekinian R. and Hoffert M.* (1975) Rate of palagonitization and manganese coating on basaltic rocks from the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°50' N. *Mar. Geol.*, 19, 91—109. 11.3.2.
1103. *Heller P. L., Komar P. D. and Pevear D. R.* (1980) Transport processes in ooid genesis. *J. sedim. Petrol.*, 50, 943—952. 10.2.1.
1104. *Helwig J.* (1970) Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *J. Geol.*, 78, 172—187. 12.3.4.
1105. *Hendry H. E. and Stauffer M. R.* (1977) Penecontemporaneous folds in cross-bedding; inversion of facing criteria and mimicry of tectonic folds. *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, 809—812. 3.9.3.
1106. *Henley R. W. and Adams J.* (1979) On the evolution of giant gold placers. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 88, B41—50. 14.7.3
1107. *Henson F. R. S.* (1950) Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 34, 215—238. 10.1.
1108. *Hereford R.* (1977) Deposition of the Tapeats Sandstone (Cambrian) in central Arizona. *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, 199—211. 9.10, 9.13.2.
1109. *Heritier F. E., Lossel P. and Wathne E.* (1979) Frigg Field — large submarine-fan trap in Lower Eocene rocks of North Sea Viking graben. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 63, 1999—2020. 12.6.1, Fig. 12.35.
1110. *Hermann A. G., Knake D., Schneider J. and Peters D.* (1973) Geochemistry of modern seawater and brines from salt pans: main components and bromine distribution. *Contr. Miner. Petrol.*, 40, 1—24. 8.2.2, Fig. 8.4.
1111. *Hertweck G.* (1972) Distribution and environmental significance of Lebens-spuren and in situ skeletal remains. *Senckenberg. Mar.* 4, 125—167. 7.2.3.
1112. *Hessø R.* (1975) Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. *Sedimentology*, 22, 387—416. 12.3.4, 12.3.5, 12.3.6.
1113. *Heward A. P.* (1978) Alluvial fan sequence and mega sequence models: with examples from Westphalian D—Stephanian B coalfields, Northern Spain. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 669—702. *Mém. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.3.2, 3.8.3.
1114. *Heward A. P.* (1981) A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 17, 223—276. Fig. 6.33, 7.2.5, Fig. 7.3.4.
1115. *Heward A. P. and Reading H. G.* (1980) Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian mountains, northern Spain. In: *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones* (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), pp. 105—125. *Spec. Publ. int. Ass. Sedimet.*, 4. 14.8.2.
1116. *Heybroek F.* (1965) The Red Sea Miocene evaporite basin. In: *Salt Basins Around Africa*, pp. 17—40. *Inst. Petrol.*, London. 10.5.
1117. *Hickin E. J.* (1975) The development of meanders in natural river channels. *Am. J. Sci.*, 274, 414—442. 3.4.2.
1118. *Higgins G. E. and Saunders J. B.* (1974) Mud volcanoes — their nature and origin. *Verh. naturforsch. Ges. Basel*, 84, 101—152. 14.7.1.
1119. *Higgins G. M., Ahmad M. and Brinkman R.* (1973) The Thal Interfluvium, Pakistan, Geomorphology and depositional history. *Geol. Mijn.*, 52, 147—155. 3.6.1, 3.6.2.
1120. *High L. R.* (1975) Geomorphology and sedimentology of Holocene coastal deposits, Belize. In: *Belize Shelf — carbonate sediments, clastic sediments, and ecology* (Ed. by K. F. Wantland and W. C. Pusøy), pp. 53—96. *Am. Ass. petrol. Geol. Stud. Geol.*, 2, Tulsa. 10.3.4.
1121. *Hill D.* (1972) *Archaeocyatha*. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part E* (Ed. by C. Teichert), 158 pp. *Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press*. 10.5.
1122. *Hill D.* (1974) An introduction to the Great Barrier Reef. *Proc. Second Int. Coral Reef Symp.* (Ed. by A. M. Cameron, B. M. Campbell, A. B. Cribb, R. Endean, J. S. Jell, O. A. Jones, P. Mather and F. H. Talbot), 2, 723—731. 10.3.4.

1123. *Hill P. R.* (1981) Detailed morphology and late Quaternary sedimentation on the Nova Scotian slope south of Halifax. Unpublished Ph.D. Thesis, Dalhousie University, Halifax, Canada. 331 pp. 12.3.6.
1124. *Hill P. R., Moran K. M. and Blasco S. M.* (1984) Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufort Sea. *Geo. Mar. Letts.* 12.2.3.
1125. *Hine A. C.* (1975) Bedform distribution and migration patterns on tidal deltas in the Chatham Harbor estuary, Cape Cod, Massachusetts, In: *Estuarine Research, Vol. II. Geology and Engineering* (Ed. by L. E. Cronin), pp. 235—252. Academic Press, London. 7.3.1, Fig. 7.31.
1126. *Hine A. C.* (1977) Lily Bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal. *J. sedim. Petrol.*, 47, 1554—1581. 10.3.2, Fig. 10.10, Fig. 10.11, Fig. 10.35.
1127. *Hine A. C.* (1979) Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26, 333—351. 7.2.2.
1128. *Hine A. C. and Neumann A. C.* (1977) Shallow carbonate bank margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 61, 376—406. 12.4.2.
1129. *Hine A., Wilber R. J. and Neumann A. C.* (1981) Carbonate sand-bodies along contrasting shallow-bank margins facing open seaways; northern Bahamas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 65, 261—290. 10.3.2, 10.3.4.
1130. *Hjulstrøm F.* (1939) Transportation of detritus by moving water. In: *Recent Marine Sediments: A Symposium* (Ed. by P. D. Trask), pp. 5—31. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 4, Tulsa. 12.2.1.
1131. *Hjulstrøm F.* (1952) The geomorphology of the alluvial outwash plains (Sandurs) of Iceland and the mechanism of braided rivers. 8th Gen. Assembly and Proc. 17th Internat. Congress. Internat. Geograph. Union, 337—342. 3.2.1.
1132. *Ho C. L. and Coleman J. M.* (1969) Consolidation and cementation of recent sediments in the Atchafalaya basin. *Bull. geol. Soc. Am.*, 80, 183—192. 6.7.1.
1133. *Hobday D. K. and Horne J. C.* (1977) Tidally influenced barrier island and estuarine sedimentation in the Upper Carboniferous of southern West Virginia. *Sedim. Geol.*, 18, 97—122. 7.3.1.
1134. *Hobday D. K. and Morton R. A.* (1984) Lower Cretaceous shelf storm-deposits, Northeast Texas. In: *Siliciclastic Shelf Sediments* (Ed. by R. W. Tillman and C. T. Siemers), pp. 205—213. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 34, Tulsa. 9.11.3.
1135. *Hobday D. K. and Reading H. G.* (1972) Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the late Pre-Cambrian of Finnmark, North Norway. *J. sedim. Petrol.*, 42, 318—325. 9.1.2, 9.10.2, Fig. 9.38.
1136. *Hobday D. K. and Tankard A. J.* (1978) Transgressive-barrier and shallow-shelf interpretation of the lower Paleozoic Peninsula Formation, South Africa. *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, 1733—1744. 7.4.2, 9.13.2.
1137. *Hobson J. P., Jr., Fowler M. L. and Beaumont E. A.* (1982) Depositional and statistical exploration models, Upper Cretaceous offshore sandstone complex, Sussex Member, House Creek Field, Wyoming. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 66, 689—707. 9.14.2.
1138. *Hoffert M.* (1980) Les "argiles rouges des grands fonds" dans le Pacifique centre-est: authigenese, transport, diagenese. Thesis, Universite Louis Pasteur de Strasbourg, memoire No. 61, 231 pp. 12.3.6.
1139. *Hoffman P.* (1974) Shallow and deewater stromatolites in Lower Proterozoic platform-basin facies change, Great Slave Lake, Canada. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 856—867. 10.5, Fig. 10.66.
1140. *Hoffman P.* (1976) Stromatolite morphologies in Shark Bay, Western Australia. In: *Stromatolites* (Ed. by M. R. Walter), pp. 261—272. Elsevier, Amsterdam. 8.4.7, Fig. 8.14, Fig. 8.15.
1141. *Hoffman P., Dewey J. F. and Burke K.* (1974) Autocogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R. H. Dott, Jr. and R. H. Shaver), pp. 38—55, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 19, Tulsa. 14.4.2, Fig. 14.12.
1142. *Holliday D. W. and Shepard-Thorne E. R.* (1974) Basal Purbeck evaporites of the Fairlight Borehole, Sussex. *Rep. Inst. geol. Sci.* 74/4, 14 pp. 8.9.1.
1143. *Hollister C. D., Ewing J. I. et al.* (1972) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 9, 1077 pp. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.1, 11.3.5.
1144. *Hollister C. D. and Heezen B. C.* (1967) Contour current evidence from abyssal sediments. *Trans. Am. geophys. Union*, 48, 142. 12.1.1.
1145. *Hollister C. D. and Heezen B. C.* (1972) Geologic effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. In: *Studies of Physical Oceanography, Vol. 2* (Ed. by A. L. Gordon), pp. 37—66. Gordon and Breach, London. 12.2.4.
1146. *Hollister C. D., Heezen B. C. and Nafe K. E.* (1975) Animal traces on the deep-sea floor. In: *The Study of Trace Fossils* (Ed. by R. W. Frey), pp. 493—510, Springer-Verlag, New York. 11.3.1.
1147. *Holser W. T.* (1966) Diagenetic polyhalite in Recent salt from Baja California. *Am. Miner.*, 51, 99—109. 8.2.2.
1148. *Holser W. T.* (1979) Mineralogy of evaporites; trace elements and isotopes in evaporites. In: *Marine Minerals* (Ed. by R. G. Burns), pp. 211—346. Mineralogical Society of America. 8.2.1.
1149. *Homewood P. and Caron C.* (1983) Flysch of the western Alps. In: *Mountain Building Processes* (Ed. by J. K. Hsü), pp. 159—168. Academic Press, New York. 14.8.2, Fig. 14.61.
1150. *Hooke J. M. and Harvey A. M.* (1983) Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin). Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 6, 121—132. 3.4.2.
1151. *Hooke R. Le B.* (1967) Processes on arid-region alluvial fans. *J. Geol.*, 75, 438-460. 3.3, 3.3.2, Fig. 3.14, Fig. 3.18.
1152. *Hooke R. Le B.* (1977) Basal temperatures in polar ice sheets: a qualitative review. *Quat. Res.*, 7, 1—13, 13.2.2, Fig. 13.1.
1153. *Hopson C. A., Mattinson J. M. and Pessagno E. A., Jr.* (1981) Coast Range Ophiolite, western California. In:

- The Geotectonic Development of California, Rubey. Vol. 1 (Ed. by W. G. Ernst), pp. 418-510. Prentice-Hall, New York. 11.4.2.
1154. *Horikoshi E.* (1969) Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-type deposits in the Kosaka District, Japan. *Mineral. Deposita*, 4, 321—345. 14.7.2.
1155. *Horn D. R., Ewing J. I. and Ewing M.* (1972) Graded-bed sequences emplaced by turbidity currents north of 20° N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean. *Sedimentology*, 18, 247—275. 12.4.4, Fig. 12.28.
1156. *Horne J. C. and Ferm J. C.* (1976) Carboniferous depositional environments in the Pocahontas Basin, Eastern Kentucky and Southern West Virginia: A Field Guide, pp. 129. Department of Geology, University of South Carolina. 7.3.1.
1157. *Horne J. C., Ferm J. C., Caruccio F. T. and Baganz B. P.* (1978) Depositional models in coal exploration and mine planning in the Appalachian region. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 62, 2379—2411. 6.7.1.
1158. *Horowitz D. H.* (1982) Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29, 155—180. 5.3.2.
1159. *Hoskin C. M. and Burrell D. C.* (1972) Sediment transport and accumulation in a fjord basin, Glacier Bay, Alaska. *J. Geol.*, 80, 539—551. 13.3.7.
1160. *Hossack J. R.* (1984) The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. *J. geol. Soc.*, 141, 629—637. 14.8.2.
1161. *Houbolt J. J. H. C.* (1968) Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geol. Mijnb.*, 47, 254—273. 9.1.2, 9.5.1, 9.5.3, 9.10.3, Fig. 9.7.
1162. *Houbolt J. J. H. C. and Jonker J. B. M.* (1968) Recent sediments in the Eastern part of the Lake of Geneva (Lac Léman). *Geol. Mijnb.*, 47, 131—148. 4.6.1.
1163. *Houten F. B. Van* (1973) Origin of red beds: A review 1961—1972. *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1, 39—61. 3.6.2.
1164. *Houten F. B. Van* (1974) Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of Southern Europe. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R. H. Dott, Jr. and R. H. Shaver), pp. 260—273. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 19, Tulsa. 14.9.2.
1165. *Houten F. B. Van* (1981) The odyssey of molasse. In: *Sedimentation and tectonics in alluvial basins* (Ed. by A. D. Miall), pp. 35—48. *Spec. Pap. geol. Ass. Canada*, 23. 14.2.5.
1166. *Howard J. D.* (1971) Comparisons of the beach to offshore sequence in modern and ancient sediments. In: *Recent Advances in Paleocology and Ichology*, pp. 148—183. *Amer. Geol. Inst.* 7.2.2.
1167. *Howard J. D.* (1978) Sedimentary and trace fossils. In: *Trace Fossil Concepts* (Ed. by P. B. Bassan), *Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course*, 5, 13—45. 9.9.1.
1168. *Howard J. D. and Frey R. W.* (1975a) Introduction. *Senckenberg. Mar.*, 7, 1—31. 7.5.1.
1169. *Howard J. D. and Frey R. W.* (1975b) Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senckenberg. Mar.*, 7, 33—103. 7.5.1.
1170. *Howard J. D., Frey R. W. and Reineck H.-E.* (1972) Introduction. *Senckenberg. Mar.*, 4, 3—14. 7.2.3, Fig. 7.11, Fig. 7.14.
1171. *Howard J. D. and Nelson C. H.* (1982) Sedimentary structures on a delta influenced shallow shelf, Norton Sound, Alaska. *Geol. Mijnb.*, 61, 29—36. 9.6.3, 9.8.2, Fig. 9.21.
1172. *Howard J. D. and Reineck H. E.* (1972) Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. *Senckenberg. Mar.*, 4, 81—123. 7.2.2.
1173. *Howard J. D. and Reineck H. E.* (1981) Depositional facies of highenergy beach-to-offshore sequence, comparison with low energy sequence. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 807—830. 7.2.2, 7.2.3, Fig. 7.11, 9.8.2, Fig. 9.25.
1174. *Howard J. D., Remmer G. H. and Jewitt J. L.* (1975) Hydrography and sediments of the Duplin River, Sapelo Island, Georgia. *Senckenberg. Mar.*, 7, 237—256. 7.5.1.
1175. *Howard J. D. and Scott R. M.* (1983) Comparison of Pleistocene and Holocene barrier island beach-to-offshore sequences, Georgia and northeast Florida coasts, U.S.A. *Sedim. Geol.*, 34, 167—183. 7.2.3.
1176. *Howard J. E.* (1978) Sedimentology and trace fossils. In: *Trace Fossil Concepts* (Ed. by P. B. Bassan). *Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course*, 5, 13—45. 9.9.1.
1177. *Howell D. G., Crouch J. K., Greene H. G., McCulloch D. S. and Vedder J. G.* (1980) Basin development along the late Mesozoic and Cainozoic California margin: a plate tectonic margin of subduction, oblique subduction and transform tectonics. In: *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones* (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), pp. 43—62. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 4. Fig. 14.50, Fig. 14.52.
1178. *Howell D. G. and Huene R. von* (1980) Tectonics and sediment along active continental margins. *Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course*, San Francisco. 12.1.2.
1179. *Howell D. G. and Normark W. R.* (1982) Sedimentology of submarine fans. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 31, 365—404. 12.4.3.
1180. *Howitt F.* (1964) Stratigraphy and structure of the Purbeck inliers of Sussex (England). *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 120, 77—113. 8.9.1.
1181. *Hoyt J. H.* (1962) Hugh angle beach stratification, Sapelo Island, Georgia. *J. sedim. Petrol.*, 32, 309—311. 7.2.2.
1182. *Hoyt J. H.* (1969) Chenier versus barrier: genetic and stratigraphic distinction. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 299—306. 7.2.6, Fig. 7.25.
1183. *Hoyt J. H. and Henry V. J.* (1967) Influence of island migration on barrier island sedimentation. *Bull. geol. Soc. Am.*, 78, 77—86. 7.3.1, Fig. 7.29.
1184. *Hoyt J. H. and Weimer R. J.* (1963) Comparison of modern and ancient beaches, central Georgia coast. *Bull. Am. Ass. petrol. geol.*, 47, 529—531. 7.2.2.
1185. *Hsü K. J.* (1970) The meaning of the word flysch — a short historical search. In: *Flysch Sedimentology in North America* (Ed. by J. Lajoie), pp. 1—11. *Spec. Pap. geol. Soc. Canada*, 7. 14.2.5.
1186. *Hsü K. J.* (1972) Origin of Saline Glants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. *Earth Sci. Rev.*, 8, 371—396. 8.1.2, 8.10.1.
1187. *Hsü K. J.* (1973) The Odyssey of Geosyncline. In: *Evolving Concepts in Sedimentology* (Ed. by

- R. N. Ginsburg), pp. 66—92. Johns Hopkins University Press, Baltimore. 14.2.5, Tab. 14.1.
1188. *Hsü K. J.* (1976) Paleocyanography of the Mesozoic Alpine Tethys. Spec. Pap. geol. Soc. Am., 170, pp. 44. 11.4.4, 11.4.6.
1189. *Hsü K. J. and Montadert L. et al.* (1978) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42, U.S. Government Printing Office, Washington. 8.1.2.
1190. *Hsü K. J. and Siegenthaler C.* (1969) Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12, 11—25. 8.2.2, 8.4.5.
1191. *Hubbard D. K., Oertel G. and Nummedal D.* (1979) The role of wave and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from North Carolina, South Carolina and Georgia. *J. sedim. Petrol.*, 49, 1073—1092. 7.3.1, Fig. 7.28.
1192. *Hubert J. F., Butera J. G. and Rice R. F.* (1972) Sedimentology of Upper Cretaceous Cody-Parkman delta, southwestern Powder River Basin, Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 1649—1670. 6.7.2, 6.7.3.
1193. *Hubert J. F. and Hyde M. G.* (1983) Sheet flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, 29, 457—474. 3.9.2, 3.9.4.
1194. *Hubert J. F., Reed A. A. and Carey P. J.* (1976) Palaeogeography of the East Berlin Formation. Newark Group, Connecticut Valley. *Am. J. Sci.*, 276, 1183—1207. 4.9.2.
1195. *Hubert J. K., Suchecki R. K. and Callahan R. K. M.* (1977) The Cow-head Breccia: Sedimentology of the Cambro-ordovician continental margin, Newfoundland. In: Deep-water Carbonate Environments (Ed. by H. E. Cook and P. Enos), pp. 125—54. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 25, Tulsa. 12.3.5, 12.6.1.
1196. *Huddle J. W. and Patterson S. H.* (1961) Origin of Pennsylvanian underclay and related seat rocks. *Bull. geol. Soc. Am.*, 72, 1643—1660. 3.9.2.
1197. *Hudson J. D.* (1977) Stable isotopes and limestone lithification. *J. geol. Soc.*, 133, 637—660. 10.4.1, Fig. 10.34.
1198. *Hudson J. D. and Palmer T. J.* (1976) A euryhaline oyster from the Middle Jurassic and the origin of the true oysters. *Palaeontology*, 19, 79—93. 10.4.2.
1199. *Hughes D. A. and Lewin J.* (1982) A small-scale flood plain. *Sedimentology*, 29, 891—895. 3.6.1.
1200. *Huh J. M.* (1973) Geology and diagenesis of the Salina-Niagaran pinnacle reefs in the northern shelf of the Michigan Basin, 253 pp. Ph.D. Dissertation, Univ. Michigan, Ann Arbor. 8.10.5.
1201. *Huh J. M., Briggs L. and Gill D.* (1977) Depositional environments of the Niagara-Salina pinnacle reefs in the northern shelf of the Michigan Basin. In: Reefs and Evaporites (Ed. by J. Fisher). *Am. Ass. petrol. Geol. Stud. Geol.*, 15, 1—21, 8.10.5.
1202. *Hulsemann J. and Emery K. O.* (1961) Stratification in recent sediments of Santa Barbara Basin as controlled by organisms and water characteristics. *J. Geol.*, 69, 279—290. 11.3.6.
1203. *Hunt C. B.* (1972) *Geology of Soils*, pp. 344. Freeman, San Francisco. 3.6.2.
1204. *Hunt R. E., Swift D. J. P. and Palmer H.* (1977) Constructional shelf topography, Diamond Shoals, North Carolina. *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, 299—311. 9.6.2, 9.6.3.
1205. *Hunter R. E.* (1977) Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361—388. 5.2.7, 5.3.2, Fig. 5.8.
1206. *Hunter R. E.* (1981) Stratification styles in eolian sandstones: Some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western, Interior, U.S.A. In: Modern and Ancient Nonmarine Depositional Environments; models for exploration (Ed. by F. G. Ethridge and R. M. Flores), pp. 315—329. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 31, Tulsa. 5.3.2.
1207. *Hunter R. E. and Clifton H. E.* (1982) Cyclic deposits and hummocky-cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *J. sedim. Petrol.*, 52, 127—143. 7.2.5, 9.11.2, 9.11.3.
1208. *Hunter R. E., Clifton H. E. and Phillips R. L.* (1979) Depositional processes, sedimentary structures and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *J. sedim. Petrol.*, 49, 711—726. 7.2.1, 7.2.3, Fig. 7.11.
1209. *Hunter W. and Parkin D. W.* (1961) Cosmic dust in Tertiary rock and the lunar surface. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24, 32—39. 11.4.2
1210. *Hurst J. M.* (1979) The environment of deposition of the Caradoc Alternata Limestone and contiguous deposits of Salop. *Geol. J.*, 14, 15—40. 9.11.3, 9.13.13.
1211. *Hurst J. M.* (1980) Palaeogeographic and stratigraphic differentiation of Silurian carbonate build-ups and biostromes of North Greenland. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 527—548. 10.5.
1212. *Hutchinson G. E.* (1957) *A Treatise on Limnology, Vol. 1: Geography, Physics and Chemistry*, pp. 1015, Wiley, New York. 4.4.
1213. *Hutchinson G. E. and Löffler H.* (1956) The thermal classification of lakes. *Proc. nat. Acad. Sci., Wash.*, 42, 84—86. 4.3.
1214. *Hutchinson R. W. and Engels G. G.* (1970) Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Ethiopia. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 267, 313—329. 14.6.1.
1215. *Nyne N. J., Cooper W. A. and Dickey P. A.* (1979) Stratigraphy of inter-montane, lacustrine delta, Catatumbo River, Lake Maracaibo, Venezuela. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 63, 2042—2057. 4.6.1.
1216. *Ikebe N. and Yokoyama T.* (1976) General explanation of the Kobiwako Group — ancient lake deposits of Lake Biwa. In: Palaeoclimatology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene (Ed. by Shoji Horie), pp. 31—51. 4.2.
1217. *Illies J. H. and Greiner G.* (1978) Rhinegraben and the Alpine System. *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, 770—782. 14.4.3.
1218. *Illing L. V.* (1954) Bahamian calcareous sands. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 38, 1—96. 10.1, 10.2.1.
1219. *Imbrie J. and Imbrie J. Z.* (1980) Modeling the climatic

- response to orbital variations. *Science*, 207, 943—953. 11.4.6.
1220. Indiana University Paleontology Seminar (1980) Stratigraphy, structure and zonation of large Silurian reef at Delphi, Indiana. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 64, 115—131. 8.10.5.
1221. Ingle J. C. (1966) The Movement of Beach Sand. *Developments in Sedimentology*, 5, p. 221. Elsevier, Amsterdam. 7.2.1.
1222. Ingle J. C., Jr. (1981) Origin of Neogene diatomites around the North Pacific Rim. In: *The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California* (Ed. by R. E. Garrison and R. G. Douglas et al.), pp. 159—179. *Spec. Publ. Pac. Sect. Soc. econ. Paleont. Miner.*, Los Angeles. 11.4.3, 11.4.6, Fig. 11.51.
1223. Inman D. L. and Nordstrom C. E. (1971) On the tectonic and morphologic classification of coasts. *J. Geol.*, 79, 1—21. 7.1, 12.4.4.
1224. Irwin M. L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 49, 445—459. 10.4.4.
1225. Isaacs C. M., Pisciotto K. A. and Garrison R. E. (1983) Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: a summary. In: *Siliceous Deposits in the Pacific Region* (Ed. by A. Iijima, J. R. Hein and R. Siever), pp. 247—282. *Developments in Sedimentology*, 36, Elsevier, Amsterdam. 11.4.3.
1226. Isacks B., Oliver J. and Sykes L. R. (1968) Seismology and the new global tectonics. *J. geophys. Res.*, 73, 5855—5899. 14.2.6.
1227. Jaanusson V. (1955) Description of the microlithology of the Lower Ordovician limestones between the *Ceratopyge* shale and the *Platyrus* limestone of Böda Hamm. *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala*, 35, 153—173. 11.4.5.
1228. Jaanusson V. (1960) The Viruan (Middle Ordovician) of Öland. *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala*, 38, 207—288. 11.4.5.
1229. Jaanusson V. (1961) Discontinuity surfaces in limestones. *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala*, 40, 221—241. 11.4.5.
1230. Jaanusson V. (1972) Constituent analysis of an Ordovician limestone from Sweden. *Lethaia*, 5, 217—237. 11.4.5.
1231. Jaanusson V. (1973) Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia*, 6, 11—34. 10.6.
1232. Jacka A. D. and Stevenson J. C. (1977) The JFS Field, Dimmit County, Texas: Some unique aspects of Edwards-McKnight Diagenesis. *Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Socs XXVII, 27th Annual Meeting* (Oct. 26—27, 1977), pp. 45—60. 8.11.1.
1233. Jackson R. G. II (1975a) A Depositional Model of Point Bars in the Lower Wabash River, pp. 263. Ph. D. Thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign. 3.4.2.
1234. Jackson R. G. II (1975b) Velocity — bed-form — texture patterns of meander bends in the Lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 1511—1522. 3.4.2, Fig. 3.26.
1235. Jackson R. G. II (1976) Depositional model of point bars in the Lower Wabash River. *J. sedim. Petrol.*, 46, 579—594. 3.9.4, Fig. 3.26.
1236. Jackson R. G. II (1978) Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 543—576. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.9.4.
1237. Jacobi R. D. (1982) Microphysiography of the SE North Atlantic and its implication for the distribution of near bottom processes and related sedimentary facies. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 31—46. Fig. 12.21.
1238. Jacobs S. S., Gordon A. L. and Ardal J. L., Jr. (1979) Circulation and melting beneath Ross Ice Shelf. *Science*, 203, 439—442. 13.3.7.
1239. Jahnke R. A., Emerson S. R., Roe K. K. and Burnett W. C. (1983) The present-day formation of apatite in Mexican continental margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 259—266. 11.3.6.
1240. James N. P. (1977) Facies models, 7 — Introduction to carbonate facies models. *Geoscience Canada*, 4, 123—126. 10.2.
1241. James N. P. (1981) Megablocks of calcified algae in the Cow Head Breccia, western Newfoundland: vestiges of a Cambro-Ordovician platform margin. *Bull. geol. Soc. Am.*, 92, 799—811. 12.6.1.
1242. James N. P. (1983a) Reef. In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed. by P. A. Scholle, D. G. Bebout and C. H. Moore), pp. 345—440. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 33. 10.3.2, 10.5, Fig. 10.53, Fig. 10.54.
1243. James N. P. (1983b) Depositional models for carbonate rocks. In: *Sediment Diagenesis* (Ed. by A. Parker and B. W. Sellwood) pp. 289—348. N.A.T.O., A.S.I. Series, D. Reidel. 10.3.2, 10.5, Fig. 10.53, Fig. 10.54.
1244. James N. P. and Ginsburg R. N. (1979) The Seaward Margin of Belize Barrier and Atoll Reefs. 193 pp. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 3. 10.3.2, 10.3.4, Fig. 10.1, Fig. 10.35, 12.4.2.
1245. James N. P., Ginsburg R. N., Marszalek D. S. and Choquette P. W. (1976) Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *J. sedim. Petrol.*, 46, 523—544. 10.1.
1246. James N. P. and Kobluk D. R. (1978) Lower Cambrian patch reefs and associated sediments: southern Labrador, Canada. *Sedimentology*, 25, 1—35. 10.5.
1247. James N. P., Stearn C. S. and Harrison R. S. (1977) Field Guidebook to Modern and Pleistocene Reef Carbonates, Barbados, B.M.I., Third Int. Coral Reef Symp. University of Miami Fisher Island, Miami. 10.3.2.
1248. Jamieson E. R. (1971) Paleocology of Devonian reefs in western Canada. In: *Reef Organisms through Time*. *Proc. J.*: 1300—1340. North Am. Paleont. Convention, Chicago, 1969. 10.5, Fig. 10.63.
1249. Jansen J. H. F. (1976) Late Pleistocene and Holocene history of the northern North Sea, based on acoustic reflection records. *Neth. J. Sea Res.*, 10, 1—43. 13.5.1.
1250. Jarvis I. (1980) The initiation of phosphatic chalk sedimentation — the Senonian (Cretaceous) of the Anglo-Paris Basin. In: *Marine Phosphorites* (Ed. by Y. K. Bendor), pp. 167—192. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* 29, Tulsa. 11.4.5.
1251. Jeffrey D. and Aigner T. (1982) Storm sedimentation in the Carboniferous Limestones near Weston-Super-

- Mare (Dinantian, S. W. England). In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 240—248. Springer-Verlag, Berlin. 9.12.2.
1252. *Jenkins D. A. L. and Twombly B. N.* (1980) Review of petroleum geology of offshore northwest Europe. *Spec. Iss. Trans. Inst. Ming. Metall.*, 6—23. *Fig. 14.14.*
1253. *Jenkyns H. C.* (1970) Fossil manganese nodules from the west Sicilian Jurassic. *Eclog. Geol. Helv.*, 63, 741—774. 11.4.4.
1254. *Jenkyns H. C.* (1971) The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4, 327—352. 11.4.4, 11.4.6.
1255. *Jenkyns H. C.* (1972) Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic. *J. Geol.*, 80, 21—33. 11.4.4.
1256. *Jenkyns H. C.* (1974) Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 249—271. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, 11.4.4, 11.4.6.
1257. *Jenkyns H. C.* (1976) Sediments and sedimentary history of the Manihiki Plateau, South Pacific Ocean. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 33 (S. O. Schlanger, E. D. Jackson et al.), pp. 873—890. U. S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
1258. *Jenkyns H. C.* (1977) Fossil nodules. In: *Marine Manganese Deposits* (Ed. by G. P. Glasby), pp. 85—108. Elsevier, Amsterdam. 11.4.2, 11.4.4.
1259. *Jenkyns H. C.* (1978) Pelagic environments. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H. G. Reading), 1st edn, pp. 314—371. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 11.2.
1260. *Jenkyns H. C.* (1980a) Tethys: past and present. *Proc. geol. Ass.*, 91, 107—118. 11.4.4, *Fig. 11.42.*
1261. *Jenkyns H. C.* (1980b) Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. geol. Soc.* 137, 171—188. 11.3.1, 11.4.6.
1262. *Jenkyns H. C. and Hardy R. G.* (1976) Basal iron-titanium-rich sediments from Hole 315A (Line Islands, Central Pacific). In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 33 (S. O. Schlanger, E. D. Jackson et al.), pp. 833—836. U. S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
1263. *Jenkyns H. C. and Hsü K. J.* (1974) Pelagic sediments: on Land and under the Sea — an introduction. In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 1—10. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, 11.1.2.
1264. *Jenkyns H. C. and Winterer E. L.* (1982) Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth Planet. Sci. Letts*, 60, 351—375. 11.4.2, 11.4.3, 11.4.6, *Fig. 11.50.*
1265. *Jennings J. N. and Coventry R. J.* (1973) Structure and texture of a gravelly barrier island in the Fitzroy estuary, western Australia, and the role of mangroves in the shore dynamics. *Mar. Geol.*, 15, 145—167. 7.2.4.
1266. *Johns D. R.* (1978) Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from central Greece. *Sedimentology*, 25, 562—573. 12.2.3, 12.3.5.
1267. *Johnson A. M.* (1970) *Physical Processes in Geology*. 577 pp. Freeman, Cooper and Co., San Francisco. 3.3.2, 12.2.3.
1268. *Johnson D.* (1938) The origin of submarine canyons. *J. Geomorph.*, 1, 230—243. 12.1.1.
1269. *Johnson D. A.* (1974) Deep Pacific circulation: intensification during the Early Cenozoic. *Mar. Geol.*, 17, 71—78. 11.3.1
1270. *Johnson D. A. and Johnson T. C.* (1970) Sediment redistribution by bottom currents in the central Pacific. *Deep-Sea Res.*, 17, 157—169. 11.3.4.
1271. *Johnson D. A. and Lonsdale P. F.* (1976) Erosion and sedimentation around Mytilus Seamount, New England continental rise. *Deep-Sea Res.*, 23, 429—440. 11.3.3.
1272. *Johnson D. A. and Peters C.* (1979) Late Cenozoic sedimentation and erosion on the Rio Grande Rise. *J. Geol.*, 87, 371—392. 11.3.3.
1273. *Johnson D. W.* (1919) *Shore Processes and Shoreline Development*, 584 pp. John Wiley, New York. 9.1.2.
1274. *Johnson H. D.* (1975) Tide- and wave-dominated inshore and shoreline sequences from the late Precambrian, Finnmark, north Norway. *Sedimentology*, 22, 45—73. 7.4.2, 7.5.3, *Fig. 9.4.9.*
1275. *Johnson H. D.* (1977a) Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian of North Norway. *Sedimentology*, 24, 245—270. 9.10, 9.10.2, 9.10.3, 9.13.2, *Fig. 9.38, Fig. 9.49.*
1276. *Johnson H. D.* (1977b) Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, 24, 389—411. 9.10.3, 9.13.2, *Fig. 9.49.*
1277. *Johnson H. D.* (1978) Shallow siliciclastic seas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H. G. Reading), pp. 207—258. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 9.9.2.
1278. *Johnson H. D., Levell B. K. and Siedlecki S.* (1978) Late Precambrian sedimentary rocks in East Finnmark, North Norway and their relationship to the Trollfjord-Komagelv Fault. *J. geol. Soc.*, 135, 517—534. 9.4.9.
1279. *Johnson H. D. and Stewart D. J.* (1985) Role of clastic sedimentology in the exploration and production of oil and gas in the North Sea. In: *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects* (Ed. by P. J. Brenchley and B. P. J. Williams), pp. 249—310. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 6.7.2.
1280. *Johnston M. A. and Belderson R. H.* (1969) The tidal origin of some vertical sedimentary changes in epicontinental seas. *J. Geol.*, 77, 353—357. 9.8.3.
1281. *Johnson M. A., Kenyon N. H., Belderson R. H. and Stride A. H.* (1982) Sand transport. In: *Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits* (Ed. by A. H. Stride), pp. 58—94. Chapman and Hall, London. *Fig. 9.10, Fig. 9.11.*
1282. *Johnson M. A. and Stride A. H.* (1969) Geological significance of North Sea sand transport rates. *Nature*, Lond., 234, 1016—1017. 9.1.2, 9.10.3.
1283. *Johnston W. A.* (1921) Sedimentation of the Fraser River delta. *Mem. Can. geol. Surv.*, 125, 46. 6.2.
1284. *Johnston W. A.* (1922) The character of the stratification of the sediments in the Recent delta of the Fraser River, British Columbia, Canada. *J. Geol.*, 30, 115—129. 6.2.
1285. *Jones B. F.* (1965) The hydrology and mineralogy of



- Deep Springs Lake, Inyo Country, California. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 502-A, 56 pp. 4.7.2, 4.10.1.
1286. Jones B. F., Eusgter H. P. and Retting S. L. (1977) Hydrochemistry of the Lake Magadi Basin, Kenya. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 53—72. 4.10.4.
1287. Jones C. M. (1977) The effects of varying discharge regimes on bed form sedimentary structures in modern rivers. *Geology*, 5, 567—570. 3.2.2.
1288. Jones C. M. (1980) Deltaic sedimentation in the Roaches Grit and associated sediments (Namurian R<sub>2</sub>b) in the south-west Pennines. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 43, 39—67. 6.7.1.
1289. Jones D. L., Bailey E. H. and Imlay R. W. (1969) Structural and stratigraphic significance of the Buchia Zones in the Colyear Springs—Paskenta area, California. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 647-A, 1—24. 11.4.2.
1290. Jones E. J. W. and Goddard (1979) Deep-sea phosphorite of Tertiary age from Annan Seamount, eastern equatorial Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 26A, 1363—1379. 1.3.3.
1291. Jones F. G. and Wilkinson B. H. (1978) Structure and growth of lacustrine pisoliths from recent Michigan marl lakes. *J. sedim. Petrol.*, 48, 1103—1110. 4.9.5.
1292. Jopling A. V. and Walker R. G. (1968) Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. sedim. Petrol.*, 38, 971—984. 4.6.1, 13.3.6.
1293. Jordan T. E. (1981) Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 2506—2520. 14.9.2.
1294. Jukes-Browne A. J. and Harrison J. B. (1892) The geology of Barbados. Part 2. The Oceanic deposits. *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 48, 170—226. 11.1.2, 11.4.2.
1295. Kálin O. (1980) *Schizosphaerella punctulata* Deflandre and Dangeard: wall ultrastructure and preservation in deeper-water carbonate sediments of the Tethyan Jurassic. *Eclog. geol. Helv.*, 73, 983—1008. 11.4.4, 11.4.6.
1296. Kálin O., Patacca E. and Renz O. (1979) Jurassic pelagic deposits from southeastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data. *Eclog. geol. Helv.*, 72, 715—762. 11.4.4, 11.4.6, Table 11.4.
1297. Kamp P. C. van de, Harper J. D., Conniff J. J. and Morris D. A. (1974) Facies relations in the Eocene-Oligocene in the Santa Ynez Mountains, California. *J. geol. Soc.*, 130, 545—565. 12.6.2, Fig. 12.42.
1298. Kanes W. H. (1970) Facies and development of the Colorado river delta in Texas. In: *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient* (Ed. by J. P. Morgan and R. H. Shaver), pp. 78—106. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 15, Tulsa. 6.3.1, 6.5.2.
1299. Karcz I. (1972) Sedimentary structures formed by flash floods in Southern Israel. *Sedim. Geol.*, 7, 161—182. 3.2.3.
1300. Karig D. E. (1970) Ridges and trenches of the Tonga — Kermadec island arc system. *J. geophys. Res.*, 77, 239—254. 14.7.4.
1301. Karig D. E. (1971) Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. geophys. Res.*, 76, 2542—2561. 14.7.2.
1302. Karig D. E. and Ingle J. C. Jr. et al. (1975) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 31, pp. 927. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.5.
1303. Karig D. E., Lawrence M. B., Moore G. F. and Cur-ray J. R. (1980) Structural framework of the fore-arc basin, NW Sumatra. *J. geol. Soc.* 137, 77—91. 14.7.1, Fig. 14.30. 14.7.3.
1304. Karig D. E. and Moore G. F. (1975) Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 26, 233—238. 14.7.4.
1305. Karig D. E., Peterson M. N. A. and Shor G. G. Jr. (1970) Sediment-capped guyots in the Mid-Pacific Mountains. *Deep-Sea Res.*, 17, 373—378. 11.3.3.
1306. Karig D. E. and Sharman III C. F. (1975) Subduction and accretion in trenches. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 377—389. 14.7.1, 14.7.3.
1307. Karsrud K. and Edgers L. (1982) Some aspects of submarine slope stability. In: *Marine Slides and Other Mass Movements* (Ed. by S. Saxov and J. K. Nieuwenhuis), pp. 63—81. Plenum Press, New York. 12.2.1.
1308. Karrow P. F. (1976) The texture, mineralogy, and petrography of North American tills. In: *Glacial Till* (Ed. by R. F. Legget), pp. 83—98. *Spec. Publ. R. Soc. Can.*, 12, 13.4.1.
1309. Kassler P. (1973) The structural and geomorphic evolution of the Persian Gulf. In: *The Persian Gulf* (Ed. by B. H. Purser), pp. 11—32. Springer-Verlag, Berlin. 10.3.3.
1310. Kastner M. (1970) An inclusion hourglass pattern in synthetic gypsum. *Am. Miner.*, 55, 2128—2130. 8.5.1.
1311. Kastner M., Keene J. B. and Gieskes J. (1977) Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation — an experimental study. *Geochim. cosmochim. Acta*, 41, 1041—1059. 11.3.4.
1312. Kaszap A. (1963) Investigations on the microfacies of the Malm Beds of the Villány Mountains. *Ann. Univ. Scient. Budapestinensis R. Eötvös Nom. Sect. Geol.*, 6, 47—57. 11.4.4.
1313. Katz A., Kolodny Y. and Nissenbaum A. (1977) Geochemical evolution of the Pleistocene Lake Lisan — Dead Sea System. *Geochim. cosmochim. Acta*, 41, 1609—1626. 8.7, 8.10.4.
1314. Kauffman E. G. (1969) Cretaceous marine cycles of the Western Interior. *Mount. Geol.*, 6, 227—245. 11.4.5, Fig. 11.46.
1315. Kauffman E. G. (1974) Cretaceous assemblages, communities, and associations: Western Interior United States and Caribbean Islands. In: *Principles of Benthic Community Analysis* (Ed. by A. M. Zeigler, K. R. Walker, E. J. Anderson, E. G. Kauffman, R. N. Ginsburg and N. P. James), 12.1—12.25. *Sedimenta IY*. The University of Miami. 9.12.
1316. Kauffman E. G. (1976) Deep-Sea Cretaceous macrofossils: Hole 317A, Manihiki Plateau. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 33 (S. O. Schlanger, E. D. Jackson et al.), pp. 503—535. U.S. Government Printing Office, Washington, 11.3.3.
1317. Kauffman E. G. (1977a) Evolutionary rates and biostratigraphy. In: *Concepts and Methods of Biostratigraphy*. (Ed. by E. G. Kauffman and J. E. Hazel),

- pp. 109—141. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsbou-  
rg. 9.13.4.
1318. *Kauffman E. G.* (1977b) Geological and biological  
overview: western Interior Cretaceous basin. *Mount.  
Geol.*, 14, 75—99. 14.9.2.
1319. *Kauffman E. G. and Runnegar B.* (1975) *Atomodesma*  
(Bivalvia), and Permian species of the United States.  
*J. Paleont.*, 49, 23—41. 1.4.2.
1320. *Kauffman E. G. and Sohl N. F.* (1974) Structure and  
evolution of Caribbean Cretaceous rudist frame-  
works. *Festschrift fur Hans Kugler* (Ed. by P. Jung),  
pp. 1—80. Mus. Nat. Hist. Basel, Switzerland. 10.5.
1321. *Kay M.* (1947) Geosynclinal nomenclature and the cra-  
ton. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 31, 1289—1293. 14.2.3.
1322. *Kay M.* (1951) North American geosynclines. *Mem. ge-  
ol. Soc. Am.*, 48, pp. 143. 14.2.3 14.2.5, 14.9.2, Fig. 14.4.
1323. *Kelling G.* (1968) Patterns of sedimentation in Rhonda  
Beds of South Wales. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*,  
52, 2369—2386. 3.9.4.
1324. *Kelling G. and George G. T.* (1971) Upper Carbonifer-  
ous sedimentation in the Pembrokeshire coalfield. In:  
*Geological Excursion in South Wales and the Forest  
of Dean* (Ed. by D. A. Bassett and M. G. Bassett),  
pp. 240—259. *Geol. Ass. South Wales Group, Cardiff.*  
Fig. 6.31, Fig. 6.32.
1325. *Kelling G. and Mullin P. R.* (1975) Graded limestones  
and limestone-quartzite couplets: possible storm-  
deposits from the Moroccan Carboniferous. *Sedim.  
Geol.*, 13, 161—190. 9.11.3, 9.12.2.
1326. *Kelts K.* (1981) A comparison of some aspects of  
sedimentation and translational tectonics from the  
Gulf of California and the Mesozoic Tethys, northern  
Penninic margin. *Eclog. Geol. Helv.*, 74, 317—338.  
14.6.1, 14.8.1, 14.8.2.
1327. *Kelts K. and Arthur M. A.* (1981) Turbidities after ten  
years of deep-sea drilling — wringing out the mop?  
In: *The Deep sea Drilling Project: A Decade of  
Progress* (Ed. by J. E. Warme, R. G. Douglas and  
E. L. Winterer), pp. 91—127. *Spec. Publ. Soc. econ.  
Paleont. Miner.*, 32, Tulsa. 12.2.3, 12.3.4, 12.3.6.
1328. *Kelts K. and Hsü K. J.* (1978) Freshwater carbonate  
sedimentation. In: *Lakes; Chemistry, Geology, Phys-  
ics* (Ed. by A. Lerman), pp. 295—323. *Springer-Verlag,*  
Berlin. 4.6.2, Fig. 4.8.
1329. *Kelts K. and McKenzie J. A.* (1982) Diagenetic dolo-  
mite formation in Quaternary anoxic diatomaceous  
mulds of Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf of  
California. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling  
Project, 64* (J. R. Curray, D. G. Moore et al.), pp. 553—  
569. U.S. Government Printing office, Washington.  
11.3.5.
1330. *Kemmis T. J.* (1981) Importance of the regelation  
process to certain properties of basal tills deposited  
by the Laurentide ice sheet in Iowa and Illinois, U.S.A.  
*Ann. Glaciol.*, 2, 147—152. 13.4.1.
1331. *Kendall G. G. StC and Skipwith P. A. d'E.* (1968) Re-  
cent algal mats of a Persian Gulf Lagoon. *J. sedim.  
Petrol.*, 38, 1040—1058. 8.4.
1332. *Kennedy W. J.* (1970) Trace fossils in the chalk en-  
vironments of southeast England. In: *Trace Fossils*  
(Ed. by T. P. Crimes and J. C. Harper). pp. 263—282.  
*Geol. J. Spec. issue, 3, Seel House Press, Liverpool.*  
11.4.5.
1333. *Kennedy W. J. and Garrison R. E.* (1975a) Morphology  
and genesis of nodular phosphates in the Cenomani-  
an Glauconitic Marl of southeast England. *Lethaia*, 8,  
339—360. 11.4.5.
1334. *Kennedy W. J. and Garrison R. E.* (1975b) Morphology  
and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the  
Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentol-  
ogy*, 22, 311—386. 11.4.5, Fig. 11.45.
1335. *Kennedy W. J., Jakobson M. E. and Johnson R. T.*  
(1969) A Favreina-Thalassinoides association from the  
Great Oolite of Oxfordshire. *Palaeontology*, 12, 549—  
554. 10.2.1.
1336. *Kennedy W. J. and Juigner P.* (1974) Carbonate banks  
and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper  
Turonian-Santonian) of Haute-Normandie, France.  
*Sedimentology*, 21, 1—42. 11.4.5.
1337. *Kennett J. P., Burns R. E., Andrews J. E., Ghurkin M.,  
Davies T. A., Dumitrica P., Edwards A. R., Gale-  
house J. S., Packham G. H. and Van Der Lingen G. J.*  
(1972) Australian-Antarctic continental drift, paleocir-  
culation changes and Oligocene deep-sea erosion.  
*Nature, Phys. Sci.*, 239, 51—55. 11.3.1, Fig. 11.26.
1338. *Kennett J. P. and Watkins N. D.* (1975) Deep-sea ero-  
sion and manganese nodule development in the  
south-east Indian Ocean. *Science*, 188, 1011—1013.  
11.3.4.
1339. *Kennett J. P. and Watkins N. D.* (1976) Regional deep-  
sea dynamic processes recorded by Late Cenozoic  
sediments of the south-east Indian Ocean. *Bull. geol.  
Soc. Am.*, 87, 321—339. 11.3.1.
1340. *Kent P. E.* (1977) The Mesozoic development of aseis-  
mic continental margins. *J. geol. Soc.*, 134, 1—18.  
14.5.1.
1341. *Kenyon N. H.* (1970) Sand ribbons of European tidal  
seas. *Mar. Geol.*, 9, 25—39. 9.1.2, 9.5.1.
1342. *Kenyon N. H., Belderson R. H., Stride A. H. and John-  
son M. A.* (1981) Offshore tidal sand banks as indica-  
tors of net sand transport and as potential deposits.  
In: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea  
Basin* (Ed. by S.-D. Nio, R.T.E. Shüttenhelm and  
Tj. C.E. van Weering), pp. 257—268. *Spec. Publ. int.  
Ass. Sediment.*, 5, 9.5.3.
1343. *Kenyon N. H. and Stride A. H.* (1970) The tide-swept  
continental shelf sediments between the Shetland  
Isles and France. *Sedimentology*, 14, 159—173. 9.1.2,  
9.5.2, Fig. 9.10.
1344. *Kidd R. B., Ruddiman W. F. et al.* (1984) Sediment  
drifts and intraplate tectonics in the North Atlantic.  
*Nature*, 306, 532—533. 12.3.6.
1345. *Killworth P. D.* (1973) A two dimensional model for the  
formation of Antarctic bottom water. *Deep-Sea Res.*,  
20, 941—71. 12.2.4.
1346. *King B. C.* (1970) Vulcanicity and rift tectonics in East  
Africa. In: *African Magmatism and Tectonics* (Ed. by  
T. N. Clifford and I. G. Gass), pp. 263—283. Oliver and  
Boyd, Edinburgh. Fig. 14.8.
1347. *King B. C.* (1976) The Baikal Rift. *J. geol. Soc.*, 132,  
348—349. 14.3.1.
1348. *King D.* (1956) The Quaternary stratigraphic record at

- Lake Eyre North and the evolution of existing topographic forms. *Trans. R. Soc. S. Aust.*, 79, 93—103. 4.7.1.
1349. *King L. H., Maclean B. and Drapeau G.* (1972) The Scotian Shelf submarine end-moraine complex. 24th Int. Geol. Congr., 8, 237—249. 13.5.3.
1350. *King L. H. and Young I. F.* (1977) Paleocontinental slopes of East Coast Geosyncline (Canadian Atlantic Margin). *Can. J. Earth Sci.* 14, 2553—64. 12.4.2.
1351. *King R. H.* (1947) Sedimentation in Permian Castile sea. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 31, 470—477. 8.1.2.
1352. *Kingma J. T.* (1958) Possible origin of piercement structures, local unconformities and secondary basins in the Eastern Geosyncline, N.Z.J. *Geol. Geophys.*, 1, 269—274. *Fig. 14.40, Fig. 14.48.*
1353. *Kinsman D. J. J.* (1966) Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. In: Second Symposium on Salt. I. (Ed. by J. L. Rau), pp. 302—326 Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio. 8.2.1, 8.2.2, 8.4.5.
1354. *Kinsman D. J. J.* (1969) Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water supratidal evaporites. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 830—840. 8.1.2, 8.2.2.
1355. *Kinsman D. J. J.* (1974) Calcium sulphate minerals of evaporite deposits: their primary mineralogy. In: Fourth Symposium on Salt, I (Ed. by A. Coogan), pp. 343—348. Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio. 8.9.1.
1356. *Kinsman D. J. J.* (1975) Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins. In: Petroleum and Plate Tectonics (Ed. by A. G. Fischer and S. Judson), pp. 83—126. Princeton University Press. 8.1.1.
1357. *Kinsman D. J. J.* (1976) Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies. *J. sedim. Petrol.*, 46, 273—279. 8.2.1.
1358. *Kinsman D. J. J. and Holland H. D.* (1969) The coprecipitation of cations with  $\text{CaCO}_3$  IV. The coprecipitation of  $\text{Sr}^{+2}$  with aragonite between  $16^\circ$  and  $96^\circ\text{C}$ . *Geochim. cosmochim. Acta*, 33, 1—17. 10.2.1.
1359. *Kinsman D. J. J. and Park R. K.* (1976) Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial coast, Persian Gulf. In: Interpreting Stromatolites (Ed. by M. R. Walter), pp. 421—433, Elsevier, Amsterdam. 8.4.3, 8.4.4, 8.9.1.
1360. *Kite G. W.* (1972) An engineering study of crustal movement around the Great Lakes. Inland Waters Directorate, Dept. Environ., Tech. Bull. 63, Ottawa 57. pp. 4.2.
1361. *Kiteley L. and Field M.* (1984) Shallow marine depositional environments in the Upper Cretaceous of Northern Colorado. In: Siliciclastic Shelf Sediments (Ed. by R. W. Tillman and C. T. Siemers), pp. 179—204. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 34, Tulsa, 9.13.4.
1362. *Klappa C. F.* (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613—629. 3.9.2.
1363. *Klein G. de V.* (1962) Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada. *Bull. geol. Soc. Am.*, 73, 1127—1146. 4.9.2.
1364. *Klein G. de V.* (1963) Bay of Fundy intertidal zone sediments. *J. sedim. Petrol.*, 33, 844—854. 7.5.2.
1365. *Klein G. de V.* (1965) Dynamic significance of primary structures in the Middle Jurassic Great Oolite Series, in southern England. In: Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation (Ed. by G. V. Middleton), pp. 173—191. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 12, Tulsa. 10.4.2.
1366. *Klein G. de V.* (1967) Comparison of recent and ancient tidal flat and estuarine sediments. In: Estuaries (Ed. by G. H. Lauff), pp. 207—218. Am. Ass. Adv. Sci., Washington. 7.5.2.
1367. *Klein G. de V.* (1970) Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *J. sedim. Petrol.*, 40, 1095—1197. 7.5.1, 7.5.3.
1368. *Klein G. de V.* (1971) A sedimentary model for determining paleotidal range. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 2585—2592. 7.5.2, 7.5.3.
1369. *Klein G. de V.* (1974) Estimating water depths from analysis of barrier island and deltaic sedimentary sequences. *Geology*, 409—412. 7.2.5.
1370. *Klein G. de V.* (1975) Depositional facies of leg 30, Deep Sea Drilling Project Sediment Cores. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 30 (J. E. Andrews, G. Packham et al.), pp. 423—442. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
1371. *Klein G. de V., De Melo U. and Della Favera J. C.* (1972) Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Recôncavo Basin, Brazil, Brazil. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 1469—1492. 6.7.1.
1372. *Klein G. de V. and Ryer T. A.* (1978) Tidal circulation patterns in Precambrian, Palaeozoic and Cretaceous epeiric and mioclinal shelf seas. *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, 1050—1058. 9.13.1, 9.13.4.
1373. *Kligfield R.* (1979) The northern Apennines as a collisional orogen, *Am. J. Sci.*, 279, 679—691. 14.9.2, *Fig. 14.66.*
1374. *Klimek K.* (1972) Present day fluvial processes and relief of the Skeidarársandur Plain (Iceland). *Pol. Acad. Nauk. Geogr. Studies*, 94, pp. 139. (Polish with English summary). 3.2.1.
1375. *Klimek K.* (1974a) The retreat of alluvial river banks in the Wisłoka Valley (South Poland). *Geogr. Polonica*, 28, 59—75. 3.4.2.
1376. *Klimek K.* (1974b) The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka Valley (South Poland). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 8, 135—151. 3.6.1.
1377. *Knebel H. J.* (1981) Processes controlling the characteristics of the surficial sand sheet, U.S. Atlantic outer continental shelf. In: Sedimentary Dynamics of Continental Shelves (Ed. by C. A. Nittrouer). *Mar. Geol.*, 42, 349—368. 9.6.2.
1378. *Knebel H. J. and Creager J. S.* (1973) Yukon River; Evidence for extensive migration during the Holocene Transgression. *Science*, 179, 1230—1232. *Fig. 9.20.*
1379. *Knebel H. J., Needell S. W. and O'Hara C. J.* (1982) Modern sedimentary environments on the Rhode Island inner shelf, off the eastern United States. *Mar. Geol.*, 49, 241—256. 9.6.2.
1380. *Knight M. J.* (1975) Recent crevassing of the Erap

- River, Papua New Guinea. *Aust. geol. Stud.*, 13, 77—84. 3.3, 3.3.1.
1381. *Knight R. J.* (1980) Linear sand bar development and tidal current flow in Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia. In: *The Coastline of Canada* (Ed. by S. B. McCann). *Geol. Surv. Canada, Paper 80—10*, 123—152. 7.5.1, 9.4.2.
1382. *Koblentz-Mischke O. J., Volkovinsky V. B. and Karanova J. G.* (1960). Plankton primary production of the World Ocean. In: *Scientific Explorations of the South Pacific* (Ed. by W. S. Wooster), pp. 183—193. *Nat. Acad. Sci., Washington. 11.4.6.*
1383. *Kocurek G.* (1981a) Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28, 753—780. 5.2.6, 5.3.3, 5.3.4, *Fig. 5.6., Fig. 5.7.*
1384. *Kocurek G.* (1981b) Erg reconstruction: the Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado. *Palaeogeogr., Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 36, 125—153. 5.2.7, 5.3.5, *Fig. 5.13.*
1385. *Kocurek G. and Dott R. H. Jr.* (1981) Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. sedim. Petrol.* 51, 579—595. 5.2.7.
1386. *Kokelaar B. P., Howells M. F., Bevins R. E., Roach R. A. and Dunkley P. N.* (1984) The Ordovician marginal basin of Wales. In: *Marginal Basin Geology* (Ed. by B. P. Kokelaar and M. F. Howells), pp. 245—269. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 16. Blackwell, Oxford. 14.7.4.
1387. *Kolb C. R. and Dornbusch W. K.* (1975) The Mississippi and Mekong deltas — a comparison. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M. L. Broussard), pp. 193—207. *Houston Geological Society, Houston. 6.5.2.*
1388. *Komar P. D.* (1969) The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel. *J. geophys. Res.*, 74, 4544—4558. 12.1.1, 12.2.3.
1389. *Komar P. D.* (1971) Hydraulic jumps in turbidity currents. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 1477—1488. 12.1.1.
1390. *Komar P. D.* (1974) Oscillatory ripple marks and the evaluation of ancient wave conditions and environments. *J. sedim. Petrol.*, 44, 169—180. 9.11.1.
1391. *Komar P. D.* (1976) The transport of cohesionless sediments on continental shelves. In: *Marine Sediments Transport and Environmental Management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 107—125. *John Wiley, New York. 7.2.1, 9.4.3.*
1392. *Komar P. D. and Inman D. L.* (1970) Longshore sand transport on beaches. *J. geophys. Res.*, 75, 5914—5927. 7.2.1.
1393. *Komar P. D., Kulm L. D. and Harlett J. C.* (1974) Observations and analysis of bottom nepheloid layers on the Oregon continental shelf. *J. Geol.*, 82, 104—111. 9.6.1.
1394. *Komar P. D., Neudeck R. H. and Kulm L. D.* (1972) Observation and significance of deep water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. In: *Shelf Sediment Transport: Process and pattern* (Ed. by D. J. P. Swift, D. B. Duane and O. H. Pilkey), pp. 601—619. *Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 9.6.1.*
1395. *Köppen J. W. and Wegener A.* (1924) *Die Klimate der Geologischen vorzeit* 225 pp. *Gebrüder Borntraeger, Berlin. 5.1.*
1396. *Kornicker L. S. and Bryant W. R.* (1969) Sedimentation on the continental shelf of Guatemala and Honduras. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 11, 244—257. 10.3.4.
1397. *Kornicker L. S. and Purdy E. G.* (1957) A Bahamian faecal pellet sediment. *J. sedim. Petrol.*, 27, 126—128. 10.2.1.
1398. *Koss G. M.* (1977) Carbonate mass slow sequences of the Permian Delaware Basin, West Texas. In: *Upper Guadalupian Facies Permian Reef Complex Guadalupe Mountains New Mexico and West Texas. Permian Basin Section. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 77—16, 391—408. 8.10.4.
1399. *Kraft J. C.* (1971) Sedimentary facies and geologic history of a Holocene marine transgression. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 2131—2158. 7.2.3.
1400. *Kranck K.* (1984) Grain-size characteristics of turbidities. In: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. Piper). *Spec. Publ. geol. Soc.* 15, 83—93. 12.3.4.
1401. *Krauskopf K.* (1956) Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water. *Geochim. cosmochim. Acta.* 9, 1—32. 11.3.2.
1402. *Krebs W.* (1972) Facies and development of the Meggen Reef (Devonian, West Germany). *Geol. Rdsch.*, 61, 647—671. 11.4.4.
1403. *Krebs W.* (1974) Devonian carbonate complexes of Central Europe. In: *Reefs in Time and Space* (Ed. by L. F. Laporte), pp. 155—208. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 18, Tulsa. 10.5.
1404. *Krebs W.* (1979) Devonian basinal facies. In: *The Devonian Systems* (Ed. by M. R. House, C. T. Scrutton and M. G. Bassett), pp. 125—139. *Spec. Paps Palaeont.* 23. 11.4.4.
1405. *Kreisa R. D.* (1981) Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of South-western Virginia. *J. sedim. Petrol.*, 51, 823—848. 9.11.3, 9.13.3, 9.12.2, *Fig. 9.47.*
1406. *Kreisa R. D. and Bambach R. K.* (1982) The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einesels and A. Seilacher), pp. 200—207. *Springer-Verlag, Berlin. 9.12.2, Fig. 9.47, 10.4.4, Fig. 10.46.*
1407. *Krigström A.* (1962) Geomorphological studies of sandur plains and their braided streams in Iceland. *Geogr. Annlr.*, 44, 328—346. 3.2.1, *Fig. 3.3.*
1408. *Krinsley D. H. and Doornkramp J. C.* (1973) *Atlas of quartz sand surface textures*, 91 pp. *Cambridge Earth Sci. Ser.* 5.2.4.
1409. *Krüger J.* (1979) Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas*, 8, 323—340. 13.4.1.
1410. *Kruit C.* (1955) *Sediments of the Rhône delta. Grain size and microfauna.* *Ned. Geol. Mijnb. Genoot. Verh. Geol. Ser.*, 15, 357—514. 6.5.1, 6.5.2.
1411. *Kruit C., Brouwer J., Knox G., Schöllinger W. and Vliet van A.* (1975) Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge Tertiaire près de San Se-

- bastian (province de Guipúzcoa, Espagne). 9th Int. Congr. Sedimentol., Nice 1975, excursion 23, pp. 75. 12.5.3.
1412. *Krumbein W. C. and Slack H. A.* (1956) Relative efficiency of beach sampling methods. U.S. Army Corps Eng., Beach Erosion Tech. Mem. 90, 43 pp. 4.6.1.
1413. *Krumbein W. C. and Sloss L. L.* (1963) Stratigraphy and Sedimentation, 600 pp. W. H. Freeman, San Francisco. 2.1.1, 14.1.
1414. *Kuendig E.* (1959) Eu-geosynclines as potential oil habitats. Proc. 5th World Petrol. Congr. Sect., 1, 1—13. 14.2.2.
1415. *Kuenen Ph. H.* (1935) Geological interpretation of the bathymetrical results, Snellius Expedition. Sci. Results Snellius Expedition Eastern Pt. East-indian Archipelago. 1929—1930, 1, 124. Brill, Leyden. 14.2.2.
1416. *Kuenen Ph. H.* (1937) Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. Leidse geol. Meded., 8, 327—335. 1.1, 12.1.1.
1417. *Kuenen Ph. H.* (1950) Turbidity currents of high density. 18th Intl. geol. Congr., London, 1948; Rept., pt. 8, 44—52. 1.1, 12.1.1.
1418. *Kuenen Ph. H.* (1951) Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. Geol. Foren. Stockh. Forh., 73, 69—84. 13.3.6.
1419. *Kuenen Ph. H.* (1953) Graded bedding, with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. Verhandl. koninkl. Ned. Akad. Wetenschap., Afdel. Natuurk., Sect. 1, 20(3), 1—47. 12.4.3.
1420. *Kuenen Ph. H.* (1957) Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. Verhandl. koninkl. Ned. geol. mijnbouw. Genoot. geol. Ser., 18, 189—195. 14.2.3.
1421. *Kuenen Ph. H.* (1967) Emplacement of flysch-type a sand beds. Sedimentology, 9, 203—243. 12.3.3.
1422. *Kuenen Ph. H. and Migliorini C. I.* (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58, 91—127. 1.1, 12.1.1.
1423. *Kuhn T. S.* (1970) The Structure of Scientific Revolutions. University of Chicago Press. 210 pp. 12.1.1.
1424. *Kühn R. and Hsü K. J.* (1978) Chemistry of Halite and potash, salt cores, DSDP Sites 374 and 376, Leg 42A Mediterranean Sea. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42A, pp. 613—619. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 8.6.3.
1425. *Kuijpers E. P.* (1971) Transition from fluviatile to tidal marine sediments in the Upper Devonian of Seven Heads Peninsula. Geol. Mijnb., 50, 443—450. 7.5.3.
1426. *Kulm L. D. and Fowler G. A.* (1974) Oregon continental margin structure and stratigraphy: a test of the imbricate thrust model. In: The Geology of Continental Margins (Ed. by C. A. Burk and C. L. Drake), pp. 261—283. Springer-Verlag, New York. 14.7.1.
1427. *Kulm L. D., Resig J. M., Thornburg T. M. and Schrader H.-J.* (1982) Cenozoic structure, stratigraphy and tectonics of the central Peru forearc. In: Trench-forearc Geology; sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins (Ed. by J. K. Leggett), pp. 151—169. Spec. Publ. geol. Soc., 10. 14.7.3.
1428. *Kulm L. D., Roush R. C., Harlett J. C., Neudeck R. H., Chambers D. M. and Runge E. J.* (1975) Oregon continental shelf sedimentation: interrelationships of facies distribution and sedimentary processes. J. Geol., 83, 145—176. 9.1.2, 9.6.1, Fig. 9.15, Fig. 9.16.
1429. *Kumar N. and Sanders J. E.* (1974) Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. Sedimentology, 21, 491—532. 7.2.2, 7.3.1, 7.4.1, Fig. 7.30.
1430. *Kumar N. and Sanders J. E.* (1976) Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. J. sedim. petrol., 46, 145—162. 7.2.2, Fig. 9.2.5.
1431. *Kurtz D. D. and Anderson J. B.* (1979) Recognition and sedimentologic description of recent debris flow deposits from the Ross and Wedell Seas, Antarctica. J. sedim. Petrol., 49, 1159—1170. 13.3.7.
1432. *Kushnir J.* (1981) Formation and early diagenesis of varied evaporite sediments in a coastal hypersaline pool. J. sedim. Petrol. 51, 1193—1203. 8.5.2.
1433. *Ladd H. S.* (1971) Existing reefs — geological aspects. In: Reef Organisms through Time. North Am. Paleont. Convention, Chicago, 1969. Proc. J., 1273—1300. 10.3.2.
1434. *Ladd H. S., Tracey J. L., Wells J. W. and Emery K. O.* (1950) Organic growth and sedimentation on an atoll. J. Geol., 58, 410—425. 10.1.
1435. *Lafond E. C.* (1962) Internal waves. In: The Sea: Vol. 1 (Ed. M. N. Hill), pp. 731—751. Wiley Interscience, London, 12.2.4.
1436. *Lagaaij R. and Kopstein F. P. H. W.* (1964) Typical features of a fluviomarine offlap sequence. In: Deltaic and Shallow Marine Deposits (Ed. by L.M.J.U. van Straaten), pp. 216—226. Elsevier. 6.5.2.
1437. *Lajtai E. Z.* (1967) The origin of some varves in Toronto, Canada. Can. J. Earth Sci., 4, 633—639. 13.4.4.
1438. *Lambrick H. T.* (1967) The Indus flood-plain and the "Indus" civilisation. Geogr. J., 133, 483—495. 3.6.1, 3.9.2.
1439. *Laming D. J. C.* (1966) Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England. J. sedim. Petrol., 36, 940—959. 3.8.1, 3.9.2.
1440. *Lancaster N.* (1981) Grain size characteristics of Namib Desert linear dunes. Sedimentology, 28, 115—122. 5.2.5.
1441. *Lancelot Y.* (1973) Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 17 (E. L. Winterer, J. I. Ewing et al.), pp. 377—405. U.S. Government Printing Office, Washington, 11.3.3.
1442. *Lancelot Y.* (1978) Relations entre évolution sédimentaire et tectonique de la Plaque Pacific depuis le Crétacé inférieur. Mém. Soc. géol. Fr., No. 134, 40 pp. 11.3.1.
1443. *Lancelot Y. and Seibold E. et al.* (1978) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 41, 1259 pp. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.5.
1444. *Land L. S.* (1980) The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In: Concepts and Models of Dolomitization (Ed. by D. H. Zenger, J. B. Dunham and R. L. Ethington), pp. 87—110. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 23, Tulsa. 10.3.2.

1445. *Land L. S., Behrens D. A. and Frishman S. A.* (1979) The ooids of Baffin Bay, Texas. *J. sedim. Petrol.*, 49, 1269—1278. 10.2.1.
1446. *Land L. S. and Goreau T. R.* (1970) Submarine lithification of Jamaican reefs. *J. sedim. Petrol.*, 40, 457—462. 10.3.2.
1447. *Land L. S. and Moore C. H.* (1977) Deep foreereef and upper island slope, North Jamaica. *Am. Ass. petrol. Geol. Stud. in Geol.*, 4, 53—65. 10.3.2. Fig. 10.12.
1448. *Landis C. A.* (1974) Stratigraphy, lithology, structure, and metamorphism of Permian, Triassic, and Tertiary rocks between the Mararoa River and Mount Snowdown, western Southland, New Zealand. *J. R. Soc. N.Z.*, 4, 229—251. 11.4.2.
1449. *Landmesser C. W., Johnson T. C. and Wold R. J.* (1982) Seismic reflection study of recessional moraines beneath Lake Superior and their relationship to regional deglaciation. *Quat. Res.*, 17, 173—190. 13.3.6, 13.5.1, 13.4.3.
1450. *Langbein W. B. and Leopold L. B.* (1966) Rivers meanders — theory of minimum variance. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 442-H. 15 pp. 3.4.1.
1451. *Langfelder J., Stafford D. and Amein M.* (1968) A Reconnaissance of Coastal Erosion in North Carolina, pp. 127. Dept. Civil Eng., North Carolina State University, Raleigh. N.C. 9.6.2.
1452. *Lanzafame G., Spadea P. and Tortorici L.* (1979) Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennines (southern Italy). *Ofoliti*, 4, 173—182. 11.4.2.
1453. *Laporte L. F.* (1971) Paleozoic carbonate facies of the Central Appalachian shelf. *J. sedim. Petrol.*, 41, 724—740. 10.4.3.
1454. *Laporte L. F.* (1974) (Ed.) Reefs in Time and Space, 256 pp. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 18. Tulsa. 10.5.
1455. *Laporte L. F.* (1975) Carbonate tidal flat deposits of the Early Devonian Manlius Formation of New York State. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 243—250. Springer-Verlag, Berlin. 10.4.3, Fig. 10.42.
1456. *Larsen V. and Steel R. J.* (1978) The sedimentary history of a debris flow-dominated, Devonian alluvial fan — A study of textural inversion. *Sedimentology*, 25, 37—59. 3.8.1, 3.8.2, 3.8.3.
1457. *Larsonneur C.* (1975) Tidal deposits, Mont Saint-Michel Bay, France. In: *Tidal Deposits: a casebook of recent examples and ancient counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 21—30. Springer Verlag, Berlin. 10.6.
1458. *Lattman L. H. and Lauffenburger S. K.* (1974) Proposed role of gypsum in the formation of caliche. *Z. Geomorph. Suppl. Bd.* 10, 140—149. 3.6.2.
1459. *Laughton A. S.* (1967) Underwater photography of the Carlsberg Ridge. In: *Deep-Sea Photography* (Ed. by J. B. Hersey), Johns Hopkins Oceanographic Studies, 3, pp. 191—205. Johns Hopkins Press, Baltimore. 11.3.2.
1460. *Laury R. L.* (1971) Stream bank failure and rotational slumping: preservation and significance in the geological record. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 1251—1266. 3.4.2, 3.9.3, 6.5.1.
1461. *Lavrushin Yu. A.* (1971) Dynamische Fazies and Subfazies der Grundmoräne. *Z. Angew. Geol.*, 17, 337—343. 13.4.1.
1462. *Lawson D. E.* (1979) Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska. *Rept. U.S. Gold Regions Res. Eng. Lab.*, 79—9, 112 pp. 13.3.2, 13.4.1.
1463. *Lawson D. E.* (1981a) Distinguishing characteristics of diamictons at the margin of the Matanuska Glacier, Alaska. *Ann. Glaciol.* 2, 78—84. 13.3.2, 13.4.1, 13.4.2.
1464. *Lawson D. E.* (1981b) Mobilization, movement and deposition of active subaerial flows, Matanuska Glacier, Alaska. *J. Geol.*, 90, 279—300. 13.3.2, 13.4.2.
1465. *Leatherman S. P., Williams A. T. and Fisher J. S.* (1977) Overwash sedimentation associated with a large-scale northeaster. *Mar. Geol.*, 24, 109—121. 7.2.4.
1466. *Le Blanc Smith G. and Eriksson K. A.* (1979) A fluvio-glacial and glaciolacustrine depositional model for Permo-Carboniferous coals of the Northeastern Karoo Basin, South Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 27, 67—84. 13.5.2.
1467. *Leckie D. A. and Walker R. G.* (1982) Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval — outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 66, 138—157. 6.7.2, 7.2.5, 9.13.3.
1468. *Leeder M. R.* (1973) Fluvial fining-upward cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geol. Mag.*, 110, 265—276. 3.4.1.
1469. *Leeder M. R.* (1974) Lower Border Group (Tournaisian) fluvio-deltaic sedimentation and palaeogeography of the Northumberland Basin. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 40, 129—180. 3.9.2.
1470. *Leeder M. R.* (1975) Pedogenic carbonate and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial, arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.*, 112, 257—270. 3.9.2.
1471. *Leeder M. R.* (1978) A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 587—596. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.9.4.
1472. *Leeder M. R. and Bridges P. H.* (1975) Flow separation in meander bends. *Nature*, 253, 338—339. 3.4.2.
1473. *Lees A.* (1961) The Waulsortian "Reefs" of Eire: a carbonate mudbank complex of Lower Carboniferous age. *J. Geol.*, 69, 101—109. 10.5.
1474. *Lees A.* (1964) The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "Reefs" of west-central Eire. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. B.* 247, 740, 483—531. 10.5.
1475. *Lees A.* (1975) Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.*, 19, 159—198. 10.2.2, 10.6, Fig. 10.2, Fig. 10.3.
1476. *Lees A. and Buller T.* (1972) Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geol.*, 13, 1767—1773. 10.2, 10.2.2.
1477. *Lees A., Buller A. T. and Scott J.* (1969) Marine Carbonate Sedimentation Processes, Connemara, Ireland. pp. 64. *Reading Univ. Geol. Rep.*, 2, Reading. 10.6, 10.6.1.

1478. *Leggett J. K.* (1979) Oceanic sediments from the Ordovician of the Southern Uplands. In: *The Caledonides of the British Isles — reviewed* (Ed. by A. L. Harris, C. H. Holland and B. E. Leake), pp. 495—498. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 8, 11.4.2, 11.4.4.
1479. *Leggett J. K., McKerrow W. S. and Casey D. M.* (1982) The anatomy of a Lower Palaeozoic accretionary forearc: the Southern Uplands of Scotland. In: *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient plate margins* (Ed. by J. K. Leggett), pp. 495—520. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 14.7.1, 14.7.3.
1480. *Leggett J. K., McKerrow W. S., Cock L. M. R. and Rickards R. B.* (1981) Periodicity in the Early Palaeozoic marine realm. *J. geol. Soc.*, 138, 167—176. 11.4.4, 11.4.6.
1481. *Leggett J. K., McKerrow W. S. and Eales M. H.* (1979) The Southern Uplands of Scotland; a Lower Palaeozoic accretionary prism. *J. geol. Soc.*, 136, 755—660. *Fig. 14.31.*
1482. *Leggett J. K. and Smith T. K.* (1980) Fe-rich deposits associated with Ordovician basalts in the Southern Uplands of Scotland: possible Lower Palaeozoic equivalents of modern active-ridge sediments. *Earth planet. Sci. Letts.*, 47, 431—440. 11.4.2.
1483. *Leighton M. W. and Pendexter C.* (1962) Carbonate rock types. In: *Classification of Carbonate Rocks: A Symposium* (Ed. by W. E. Ham), pp. 33—61. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 1. Tulsa. 10.1.
1484. *Lemoalle J. and Dupont B.* (1976) Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad. In: *Ores in Sediments* (Ed. by G. C. Amstutz and A. J. Bernard), pp. 167—178. *Int. Union geol. Sci.*, A3, Springer-Verlag, Berlin. 4.7.2.
1485. *Lemoine M.* (1972) Eugeosynclinal domains of the Alps and the problem of past oceanic areas. 24th Int. geol. Congr., Montreal Sect. 3, 476—485. 11.4.2.
1486. *Leopold L. B. and Wolman M. G.* (1957) River channel patterns: braided, meandering and straight. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 282-B, 85 pp. 3.1, 3.2.1, 3.4.1.
1487. *Leopold L. B. and Wolman M. G.* (1970) River meanders. *Bull. geol. Soc. Am.*, 71, 769—794. 3.4.1.
1488. *Lerman A. (Ed.)* (1978) *Lakes; Chemistry, Geology, Physics*, 363 pp. Springer-Verlag, Berlin. 4.4.
1489. *Levell B. K.* (1978) Sedimentological studies in the late Precambrian Løkvikfjell Group, North Norway: Unpubl. Ph.D. Thesis, University of Oxford. 9.10.3.
1490. *Levell B. K.* (1980a) A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord Formation, Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, 27, 539—557. 9.11.3, 9.13.2, *Fig. 9.61.*
1491. *Levell B. K.* (1980b) Evidence for currents associated with waves in Late Precambrian shelf deposits from Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, 27, 153—166. 9.10.1, 9.10.3, 9.13.2, 9.14, 9.14.1.
1492. *Levey R. A.* (1978) Bed-form distribution and internal stratification of coarse-grained point bars, Upper Congaree River, S.C. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 105—127. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.4.2.
1493. *Levy Y.* (1980) Evaporitic sediments in Northern Sinai. In: *Hypersaline Brines and Evaporitic Environments* (Ed. by A. Nissenbaum), pp. 131—143. Elsevier, Amsterdam. 8.4.6.
1494. *Lewis G. W. and Lewin J.* (1983) Alluvial cutoffs in Wales and the Borderlands. In: *Modern and Ancient fluvial systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 145—154. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 6. 3.4.3.
1495. *Lewis K. B.* (1971) Slumping on a continental slope inclined at 1°—4°. *Sedimentology*, 16, 97—100. 12.2.3, *Fig. 12.6.*
1496. *Lindsay J. F.* (1970) Depositional environments of Paleozoic glacial rocks in the central Transantarctic Mountains. *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, 1149—1172. 13.4.1.
1497. *Lindström M.* (1963) Sedimentary folds and the development of limestone in an Early Ordovician Sea. *Sedimentology*, 2, 243—292. 11.4.5, *Fig. 11.43.*
1498. *Lindström M.* (1971) Vom Anfang, Hochstand und Ende eines Epikontinentalemeeres. *Geol. Rdsch.*, 60, 419—438. 11.4.5.
1499. *Lindström M.* (1974) Volcanic contribution to Ordovician pelagic sediments. *J. sedim. Petrol.*, 44, 287—291. 11.4.5.
1500. *Lindström M.* (1979a) Calcitized tephra sedimentary sills and microvents, in Lower Ordovician pelagic-type limestone, Sweden. *J. sedim. Petrol.*, 49, 233—244. 11.4.5.
1501. *Lindström M.* (1979b) Probable sponge borings in Lower Ordovician limestone of Sweden. *Geology*, 7, 152—155. 11.4.5.
1502. *Lindström M.* (1979c) Früher Kalzitement in skandinavischen Orthoceren Kalken: Beziehungen zum Glaukonit. *Geol. Rdsch.* 68, 952—964. 11.4.5.
1503. *Lingen G. van der* (1982) Development of the North Island subduction system, New Zealand. In: *Trench-Forearc Geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins* (Ed. by K. J. Leggett), pp. 259—272. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 10. 14.7.1.
1504. *Link M. H. and Nilsen T. H.* (1980) The Rocks Sandstone, an Eocene sand-rich deep-sea fan deposit, northern Santa Lucia range, California, *J. sedim. Petrol.*, 50, 583—602. 12.5.3.
1505. *Link M. H. and Osborne R. H.* (1978) Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin, California. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 167—187. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2, Blackwell, Oxford. 4.8, 4.10.2, *Fig. 4.27, 14.8.1, Fig. 14.49.*
1506. *Link M. H., Osborne R. H. and Awramik S. M.* (1978) Lacustrine stromatolites and associated sediments of the Pliocene Ridge Route Formation, Ridge Basin, California. *J. sedim. Petrol.*, 48, 143—158. 4.10.2.
1507. *Lippmann F.* (1973) *Sedimentary Carbonate Minerals*, pp. 228, Springer-Verlag, Berlin. 10.1.
1508. *Li Sitian, Li Baofang, Yang Shigong, Huang Jiafu, Li Zhen* (1984) Late Mesozoic faulted coal basins in northeastern China. In: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences* (Ed. by R. A. Rahmani and R. M. Flores), pp. 387—406. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 7, 14.8.2, *Fig. 14.58, Fig. 14.59.*
1509. *Lisitzin A. P.* (1971) Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. In: *The Micropalaeontology of Oceans* (Ed. by B. M. Funnell

- and W. R. Reidel), pp. 173—195. Cambridge University Press, Cambridge. 11.3.4, 11.3.5, 11.4.6.
1510. *Liu Dong-Sheng* (Ed.) (1981) Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau Vol. 1, Geology, Geological History and Origin of Qinghai-Xizang Plateau, pp. 974. Proc. Symp. on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Beijing, China. Science Press, Beijing, 19.4.6.
1511. *Livera S. E. and Leeder M. R.* (1981) The Middle Jurassic Ravenscar Group ("Deltaic Series") of Yorkshire: recent sedimentological studies as demonstrated during a Field Meeting, 2—3 May 1980. Proc. geol. Ass., 92, 241—250. 6.7.3.
1512. *Logan B. W.* (1974) Inventory of Diagenesis in Holocene-Recent carbonate sediments, Shark Bay, Western Australia. In: Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, W. Australia (Ed. by B. W. Logan, J. F. Read, G. M. Hagan, P. Hoffman, R. G. Brown, P. J. Woods and C. D. Gebelein), pp. 195—249. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 23, Tulsa. 8.4.7.
1513. *Logan B. W., Davies G. R., Read J. F. and Cebulski D. E.* (1970) (Eds.) Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia, 223 pp. 8.4.7.
1514. *Logan B. W., Harding J. L., Ahr W. M., Williams J. D. and Snead R. G.* (1969) Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 11, 1—198. 10.3.3, Fig. 10.22.
1515. *Logan B. W., Hoffman P. and Gebelein C. D.* (1974) Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia. Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 22, 140—194. 4.10.1.
1516. *Logan B. W., Read J. F. and Davies G. R.* (1970) History of Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia, pp. 38—84. 8.4.7.
1517. *Lohmann G. P.* (1973) Stratigraphy and sedimentation of deep-sea Oceanic Formation on Barbados, West Indies. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 57, 791 (Abstract). 11.4.2.
1518. *Long J. T. and Sharp R. P.* (1964) Barchan-dune movement in the Imperial Valley, California. Bull. geol. Soc. Am., 75, 149—156. 5.2.5.
1519. *Longman M. W.* (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 64, 461—487. 10.1, 10.2.1, 10.4., Fig. 10.1.
1520. *Longman M. W.* (1981) A process approach to recognizing facies of reef complexes. In: European fossil Reef Models (Ed. by D. F. Toomey), pp. 9—40. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, Tulsa. 10.3.2, 10.5, Fig. 10.12.
1521. *Longman M. W.* (1981) Carbonate diagenesis as a control on stratigraphic traps (with examples from the Williston Basin). Am. Ass. petrol. Geol. Education Course Note Series. 21, 159 pp. Tulsa. 10.1.
1522. *Longuet-Higgins M. S. and Stewart R. W.* (1964) Radiation stress in water waves; a physical introduction with applications. Deep-Sea Res., 11, 529-563. 7.2.1.
1523. *Lonsdale P.* (1975) Sedimentation and tectonic modification of Samoan archipelagic apron. Bull. Am. petrol. Geol., 59, 780—798. 11.3.4.
1524. *Lonsdale P.* (1976). Abyssal circulation of the south-east Pacific and some geological implications. J. geophys. Res., 81, 1163—1176. 11.3.1, 11.3.4.
1525. *Lonsdale P.* (1978) Near-bottom reconnaissance of a fast-slipping transform fault zone at the Pacific-Nazca plate boundary. J. Geol., 86, 451—472. 14.8.1, Fig. 14.27.
1526. *Lonsdale P., Bischoff J. L., Burns V. M., Kastner M. and Sweeney R. E.* (1980) A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center. Earth planet. Sci. Lett., 49, 8—20. 11.3.5.
1527. *Lonsdale P. and Malfait B.* (1974) Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge. Bull. geol. Soc. Am., 85, 1697—1712. 11.3.3.
1528. *Lonsdale P. F., Normark W. R. and Newman W. A.* (1972) Sedimentation and erosion on Horizon Guyot. Bull. geol. Soc. Am., 83, 289—316. 11.3.3.
1529. *Loreau J. P. and Purser B. H.* (1973) Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: The Persian Gulf (Ed. by B. H. Purser), pp. 279—328. Springer-Verlag, Berlin. 10.2.1.
1530. *Loucks R. G. and Longman M. W.* (1982) Lower Cretaceous Ferry Lake anhydrite, Fairway Field, East Texas: Product of Shallow-subtidal deposition. In: Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites-A Core Workshop (Ed. by C. R. Handford, R. G. Loucks and G. R. Davies). SEPM Core Workshop No. 3, 130—173, 8.5.3, 8.11.1.
1531. *Lovell J. P. B. and Stow D. A. V.* (1981) Identification of ancient sandy contourites. Geology, 9, 347—349. 12.3.6, 12.5.3.
1532. *Lowe D. R.* (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, 22, 157—204. 12.2.3.
1533. *Lowe D. R.* (1976) Subaqueous liquified and fluidized sediment flows and their deposits. Sedimentology, 23, 285—308. 12.2.3.
1534. *Lowe D. R.* (1979) Sediment gravity flows; their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Geology of Continental Slopes (Ed. by L. J. Doyle and O. H. Pilkey), pp. 75—82. Spec. Publs. Soc. econ. Paleont. Miner., 27, Tulsa. 12.2.2, 12.2.3, 12.3.4.
1535. *Lowe D. R.* (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. sedim. Petrol. 52, 279—97. 12.3.4.
1536. *Lowe D. R.* (1983) Restricted shallow-water sedimentation of early Archean stromatolites and evaporitic strata of the Strelly Pool Chert, Pilbara Block, Western Australia. Precamb. Research, 19, 239—283. 8.1.1.
1537. *Lowenstam H. A.* (1950) Niagaran reefs in the Great Lakes area. J. Geol., 58, 430—487. Fig. 10.64.
1538. *Lowenstam H. A.* (1955) Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications. J. sedim. Petrol., 25, 270—272. 10.2.1.
1539. *Lowenstam H. A.* (1957) Niagaran reefs in the Great Lakes area. In: Treatise on Marine Ecology and Paleocology. Mem. geol. Soc. Am., 67, 215—248. 8.10.5.
1540. *Lowenstam H. A. and Epstein S.* (1957) On the origin



- of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank. *J. Geol.*, 65, 364—375. 10.2.1.
1541. *Lowenstein T.* (1982) Primary features in a potash evaporite deposit, the Permian Salado formation of west Texas and New Mexico. In: *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites — a core workshop* (Ed. by R. Handford, R. G. Loucks and G. R. Davies). SEPM Workshop, 3, pp. 276—304. 8.6.1, 8.10.4.
1542. *Lowrie W., Channel J. and Alvarez W.* (1980) A review of magnetic stratigraphy investigations in Cretaceous pelagic carbonate rocks. *J. geophys. Res.*, 85B, 3597—3605. 11.4.4.
1543. *Loya Y.* (1978) Community structure and species diversity of the hermatypic corals of the Gulf of Elat. Tenth Int. Congr. on Sedimentology, Post-congr. Excursion. Y. 4. 166—167. 10.3.4.
1544. *Ludlam S. D.* (1981) Sedimentation rates in Fayetteville Green Lake, New York. U.S.A. *Sedimentology*, 28, 85—96. 4.6.1.
1545. *Lustig L. K.* (1965) Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 352F, 131. 3.8.3.
1546. *Luyten J. R.* (1977) Scales of motion in the deep Gulf Stream and across the Continental Rise. *J. Mar. Res.*, 35, 49—74. 12.2.4.
1547. *Maas K.* (1974) The geology of Liébana, Cantabrian Mountains, Spain: depositional and deformation in a flysch area. *Leidse geol. Meded.*, 49, 379—465. 12.3.4. Fig. 14.60.
1548. *MacDonald D. I. M. and Tanner P. W. G.* (1983) Sediment dispersal patterns in part of a deformed Mesozoic back-arc basin on South Georgia, South Atlantic. *J. sedim. Petrol.* 53, 83—104. 12.5.3, 14.7.4.
1549. *MacDonald K. C., Becker K., Spiess F. N., Ballard R. D.* (1980) Hydrothermal heat flux of the "black smoke" vents on the East Pacific Rise. *Earth planet. Sci. Letts.*, 48, 1—7. 14.6.2.
1550. *MacDonald K. C. and Luyendyk B. P.* (1981) The crest of the East Pacific Rise. *Sci. Am.*, 244/5, 86—99. Fig. 11.13.
1551. *MacGregor A. R.* (1983) The Waitakere Limestone, a temperate algal carbonate in the lower Tertiary of New Zealand. *J. geol. Soc.*, 140, 387—399. 10.6, 10.6.3.
1552. *Mackenzie D. B.* (1972) Tidal sand flat deposits in Lower Cretaceous Dakota Group near Denver, Colorado. *Mount. Geol.* 9, 269—277. 7.5.3.
1553. *Mackenzie D. B.* (1975) Tidal sand flat deposits in Lower Cretaceous Dakota Group near Denver, Colorado. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 117—125. Springer-Verlag, Berlin. 7.5.3.
1554. *Mackenzie F. T. and Pigott J. D.* (1981) Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling: *J. geol. Soc.*, 138, 183—196. 10.2.1.
1555. *Mackiewicz N. E., Powell R. D., Carlson P. R. and Molina B. F.* (1984) Interlaminated ice-proximal glacial marine sediments in Muir Inlet, Alaska. *Mar. Geol.*, 57, 113—47. 13.3.7, 13.4.3, 13.4.4.
1556. *Macpherson B. A.* (1978) Sedimentation and trapping mechanism in Upper Miocene Stevens and older turbidite fans of southeastern San Joaquin Valley, California. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 62, 2243—2274. 12.6.2, Fig. 12.39.
1557. *Maddock T., Jr.* (1969) The behaviour of straight open channels with movable beds. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 622—A, 70 pp., 3.2.2.
1558. *Madsen O. S.* (1976) Wave climate of the continental margin: elements of its mathematical description. In: *Marine Sediment Transport and Environmental management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 65—87. John Wiley, New York. 9.4.3.
1559. *Maiklem W. R.* (1970) The Capricorn Reef complex, Great Barrier Reef, Australia. *J. sedim. Petrol.*, 38, 785—798. 10.3.4.
1560. *Maiklem W. R.* (1971) Evaporitive drawdown — a mechanism for water-level lowering and diagenesis in the Ekl Point Basin. *Bull. Can. petrol. Geol.* 19, 487—503. 8.1.2, 8.10.1, 8.10.2.
1561. *Malahoff A., McMurtry G. M., Wiltshire J. C. and Hsueh-Wen Y.* (1982) Geology and chemistry of hydrothermal deposits from active submarine volcano Loihi, Hawaii. *Nature*, 298, 234—239. 11.3.3.
1562. *Malaroda R.* (1962) Gili hard grounds al limite tra Cretaceo ed Eocene nei Lessini occidentali. *Memorie Soc. geol. Ital.*, 3, 111—135. 11.4.4.
1563. *Maldonado A.* (1975) Sedimentation, stratigraphy and development of the Ebro delta, Spain. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M. L. Broussard), pp. 311—338. Houston Geological Society, Houston. 6.5.1, 6.5.2.
1564. *Maldonado A. and Stanley D. J.* (1976) The Nile Cone: submarine fan development by cyclic sedimentation. *Mar. Geol.*, 20, 27—40. 12.4.3.
1565. *Malfait B. T. and Andel Tj. H. Van* (1980) A modern oceanic hardground on the Carnegie Ridge in the eastern Equatorial Pacific. *Sedimentology*, 27, 467—496. 11.3.3.
1566. *Mandl G. and Crans W.* (1981) Gravitational gliding in deltas. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (Ed. by K. R. McClay and N. J. Price), pp. 41—54. Spec. Publ. geol. Soc. 9, Blackwell, Oxford. 6.8.2.
1567. *Mangin J. Ph.* (1962) Traces de pattes d'oiseaux et flute-casts associés dans un "facies flysch" du Tertiaire pyrénéen. *Sedimentology*, 1, 163—166. 3.9.2.
1568. *Manheim F. T., Pratt R. M. and McFarlin* (1980) Composition and origin of phosphorite deposits of the Blake Plateau. In: *Marine Phosphorites* (Ed. by Y. K. Bendor), pp. 117—137. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 29, Tulsa. 11.3.6.
1569. *Mann P., Hempton M. R., Bradley D. C. and Burke K.* (1983) Development of pull-apart basins. *J. Geol.*, 91, 529—554. 14.8, Fig. 14.43.
1570. *Manten A. A.* (1971) Silurian Reefs of Gotland, pp. 539. Elsevier, Amsterdam. 10.5.
1571. *Manz P. A.* (1978) Bedforms produced by fine cohesionless granular and flakey sediments under subcritical water flows. *Sedimentology*, 25, 83—103. 3.9.3.
1572. *Margolis S. V., Ku T. L., Glasby G. P., Fein C. D. and Audley-Charles M. G.* (1978) Fossil manganese nodules from Timor: geochemical and radiochemical evidence for deep-sea origin. *Chem. Geol.*, 21, 185—198. 11.4.2.
1573. *Markello J. R. and Read J. F.* (1981) Carbonate ramp-to-deeper shale shelf transitions of an upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, South-

- west Virginia Appalachians. *Sedimentology*, 28, 573—597. 10.4.4, Fig. 10.45.
1574. *Marlowe J. I.* (1971) Dolomite, phosphorite and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount. *J. sedim. Petrol.*, 41, 809—827. 11.3.3.
1575. *Marr J. E.* (1929) *Deposition of the Sedimentary Rocks*, 245 pp. Cambridge University Press, Cambridge, 11.1.2.
1576. *Marsaglia K. M. and Klein G. D.* (1983) The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.*, 91, 117—142. 9.11.3, 9.13.3, 9.13.4.
1577. *Marshall J. D. and Aston M.* (1980) Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardgrounds in the Jurassic of eastern England. *Sedimentology*, 27, 271—289. 10.4.1, Fig. 10.35.
1578. *Marshall J. F. and Davies P. J.* (1981) Submarine lithification on windward slopes; Capricorn-Bunker Group, southern Great Barrier Reef. *J. sedim. Petrol.*, 51, 953—960. Fig. 10.1.
1579. *Mascle G. and Mascle J.* (1972) Aspects of some evaporite structures in Western Mediterranean Sea. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 56, 2260—2267. Fig. 8.41.
1580. *Masden O. S.* (1976) Wave climate of the continental margin: elements of its mathematical description. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 65—87. John Wiley, New York. 7.2.1.
1581. *Massari F.* (1981) Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequences of the Venetian Alps. In: *Proc. Rosso Ammonitico Symposium* (Ed. by A. Farinacci and S. Elmi), pp. 435—469. Edizioni Techoscienza, Rome. 11.4.4.
1582. *Massari F.* (1983) Tabular cross bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps, Italy. In: *Modern and Ancient fluvial Systems* (Ed. by J. F. Collinson and Lewin), 287—300. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 6. 3.8.1, 3.8.2.
1583. *Massari F. and Medizza F.* (1973) Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali. *Memorie 1 st. Geol. Miner. Padova*, 28, pp. 62. 11.4.4.
1584. *Masse J.-P. and Phillip J.* (1981) Cretaceous coral-rudistid buildups of France. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D. F. Toomey), pp. 399—426. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, Tulsa. 10.5.
1585. *Matalucci R. V., Shelton J. W. and Abdel-Hady M.* (1969) Grain orientation in Vicksburg Loess. *J. sedim. Petrol.*, 39, 969—979. 13.3.4.
1586. *Mathews W. H. and Shepard F. P.* (1962) Sedimentation of Fraser River delta: British Columbia. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 46, 1416—1443. 6.8.2.
1587. *Matsuda T. and Uyeda S.* (1971) On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 11, 5—27. 14.7.4.
1588. *Matter A. and Gardner J. V.* (1975) Carbonate diagenesis at Site 308, Kōko Guyot. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 32 (R. L. Larson, R. Moberly et al.), pp. 521—528. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
1589. *Matthews J. L., Heezen B. C., Catalano R., Coogan A., Tharp M., Natland J. and Rawson M.* (1974) Cretaceous drowning on mid-Pacific and Japanese guyots. *Science*, 184, 462—464. 11.3.3.
1590. *Matthews R. K.* (1966) Genesis of Recent lime mud in British Honduras. *J. sedim. Petrol.*, 36, 428—454. 10.2.1, 10.3.4.
1591. *Matthews V. and Wachs D.* (1973) Mixed depositional environments in the Franciscan geosynclinal assemblage. *J. sedim. Petrol.*, 43, 516—517. 11.4.2.
1592. *Matti J. C., Murphy M. A. and Finney S. C.* (1975) Silurian and Lower Devonian basin and basin-slope limestones, Copenhagen Canyon, Nevada. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 159, pp. 48. 11.4.4.
1593. *Mattinson J. M.* (1975) Early Palaeozoic ophiolite complexes of Newfoundland: isotopic ages of zircons. *Geology*, 3, 181—183. 11.4.2.
1594. *Maxwell W. G. H.* (1968) Atlas of the Great Barrier Reef, 258 pp. Elsevier, Amsterdam. 10.3.2, 10.3.4, Fig. 10.28.
1595. *Maxwell W. G. H. and Swinchart J. P.* (1970) Great Barrier Reef: variation in a terrigenous carbonate province. *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, 691—724. Fig. 10.28.
1596. *Mayer-Eymar K.* (1867-8) Catalogue systématique et descript des fossiles des terrains Tertiaires qui se trouvent au Musée Fédéral de Zurich, Zürliche. 8.10.2.
1597. *Mazzullo S. J.* (1977) Syndimentary diagenesis of reefs. In: *Upper Guadalupian facies Permian Reef Complex Guadalupe Mountains New Mexico and West Texas*. Field Conf. Guidebook, Soc. econ. Paleont. Miner. Permian Basin Sectn. Publ., 77—16, 323—354. 10.5.
1598. *Mazzullo S. J., and Cys J. M.* (1977) Submarine cements in Permian boundstones and reef-associated rocks, Guadalupe Mountains, West Texas and southeastern New Mexico. In: *Upper Guadalupian Facies Permian Reef Complex Guadalupe Mountains New Mexico and West Texas*. Field Conf. Guidebook, Soc. econ. Paleont. Miner. Permian Basin Sectn. Publ. 77—16, 151—200. 10.5.
1599. *Mazzullo S. J. and Friedman G. M.* (1975) Conceptual model of tidally influenced deposition on margins of epicontinental seas: Lower Ordovician (Canadian) of eastern New York and southwestern Vermont. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 59, 1223—2141. 9.13.1.
1600. *McBride E. F.* (1970a) Flysch sedimentation in the Marathon region, Texas. In: *Flysch sedimentation in North America* (Ed. by J. Lajoie), pp. 67—83. Spec. Pap. geol. Ass. Canada, 7. 6.7.1.
1601. *McBride E. F.* (1970b) Stratigraphy and origin of the Maravillas Formation, Upper Ordovician, West Texas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 54, 1719—1745. 11.4.4.
1602. *McBride E. F. and Folk R. L.* (1979) Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. *J. sedim. Petrol.*, 49, 837—868. 11.4.4.
1603. *McBride E. F. and Hayes M. O.* (1962) Dune cross-bedding on Mustang Island, Texas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 46, 546—551. 7.2.2.
1604. *McBride E. F., Weidie A. E. and Wolleben J. A.* (1975) Deltaic and associated deposits of Difunta Group (Late Cretaceous to Palaeocene), Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. M. L. Broussard), pp. 485—522. Houston Geological Society, Houston. 6.7.1.

1605. *McCabe P. J.* (1975) The sedimentology and stratigraphy of the Kinderscout Grit Group (Namurian, R.) between Wharfedale and Longdendale, 172 pp. Ph.D. Thesis, University of Keele. 3.9.4, Fig. 3.52.
1606. *McCabe P. J.* (1967) Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. *Sedimentology*, 24, 271—290. 3.9.4, 6.7.1.
1607. *McCabe P. J.* (1978) The Kinderscoutian delta (Carboniferous) of northern England: a slope influenced by density currents. In: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches* (Ed. by D. J. Stanley and G. Kelling), pp. 116—126. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 6.7.1, Fig. 6.38. 12.6.1.
1608. *McCabe P. J. and Jones C. M.* (1977) The formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms. *J. sedim. Petrol.*, 47, 707—715. 3.2.2.
1609. *McCartney W. D. and Potter R. F.* (1962) Mineralisation as related to structural deformation, igneous activity and sedimentation in folded geosynclinales. *J. Can. Mining*. 83, 83—87. 14.2.4.
1610. *McCave I. N.* (1970) Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal currents. *J. geophys. Res.*, 75, 4151—4159. 9.5.1, 9.5.2, 9.10.1.
1611. *McCave I. N.* (1971a) Wave effectiveness at the seabed and its relationship to bed-forms and deposition of mud. *J. sedim. Petrol.*, 41, 89—96. 9.3.1, 9.5.2.
1612. *McCave I. N.* (1971b) Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Mar. Geol.*, 10, 199—225. 9.1.2, 9.5.1, 9.10.3.
1613. *McCave I. N.* (1971c) Mud in the North Sea. In: *North Sea Science, NATO North Sea Science Conference* (Ed. by E. D. Goldberg), pp. 75—100. 9.5.1.
1614. *McCave I. N.* (1973) The sedimentology of a transgression: Portland Point and Cooksburg Members (Middle Devonian), New York State. *J. sedim. Petrol.*, 43, 484—502. 9.10.3.
1615. *McCave I. N.* (1984) Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In: *Fine Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper). *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 15, 35—69. 9.5.1, 12.2.1, Fig. 12.2.
1616. *McCave I. N.* (1985) Recent shelf clastic sediments. In: *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects* (Ed. by P. J. Brenchley and B. P. J. Williams), pp. 49—65. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 18, 49—65. 9.3.1, 9.5.
1617. *McCave I. N., Lonsdale P. F., Hollister C. D. and Gardner W. D.* (1980) Sediment transport over the Hatton and Gardar contourite drifts. *J. sedim. Petrol.* 50, 1049—1062. 12.2.4.
1618. *McCave I. N. and Swift S. A.* (1976) A physical model for the rate of deposition of fine-grained sediments in the deep sea. *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, 541—546. 12.2.4.
1619. *McCubbin D. G.* (1972) Facies and palaeocurrents of the Gallup Sandstone, a model for alternating deltaic and strand-plain progradation. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 56, 638. 7.2.5.
1620. *McCubbin D. G.* (1982) Barrier island and strand plain facies. In: *Sandstone Depositional Environments* (Ed. by P. A. Scholle and D. Spearing), pp. 247—279. *Am. Ass. petrol. Geol.*, Tulsa. 7.2.5, 7.3.1. Fig. 7.10, Fig. 7.21, Fig. 7.23, Fig. 7.32.
1621. *McDonald B. C. and Banerjee I.* (1971) Sediments and bedforms on a braided outwash plain. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 1282—1301. 3.2.1.
1622. *McDonald B. C. and Shilts W. W.* (1975) Interpretation of faults in glaciofluvial sediments. In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation* (Ed. by A. V. Jopling and B. C. McDonald), pp. 123—131. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 23, Tulsa. 13.4.2.
1623. *McDowell J. P.* (1960) Cross-bedding formed by sand waves in Mississippi River point bar deposits. *Bull. geol. Soc. Am.*, 71, 1925. 3.4.3.
1624. *McGowen J. H. and Garner L. E.* (1970) Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, 77—111. 3.4.2, Fig. 3.24.
1625. *McGowen J. H. and Groat C. G.* (1971) Van Horn Sandstone, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Report of Investigations*, 72, pp. 57. Bureau of Economic Geology, Univ. of Texas, Austin. 3.8.1, 3.8.2, Fig. 3.34.
1626. *McGowen J. H. and Scott A. J.* (1975) Hurricanes as geologic agents on the Texas Coast. In: *Estuarine Research, Vol. II Geology and Engineering* (Ed. by L. E. Cronin), pp. 23—46. Academic Press, London. 7.2.4, Fig. 7.16.
1627. *McGregor B., Stubblefield W. L., Ryan W. B. F. and Twitchell D.C.* (1982) Wilmington submarine canyon: a marine fluvial-like system. *Geology*, 10, 27—30. 12.3.6.
1628. *McIlreath I. A. and James N. P.* (1978) Facies models 13. Carbonate slopes. *Geosci. Can.* 5, 189—99. 12.3.5, 12.4.2.
1629. *McKee E. D.* (1966) Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7, 1—69. 5.2.5, 5.2.7, Fig. 5.9.
1630. *McKee E. D.* (1979) Introduction to the study of Global Sand Seas. In: *A Study of Global Sand Seas* (Ed. by E. D. McKee), p. 1—19. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 1052. 5.2.5.
1631. *McKee E. D.* (1982) Sedimentary structures in dunes of the Namib Desert, South West Africa. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 188, 64 pp. 5.2.5.
1632. *McKee E. D., Chronic J. and Leopold E. B.* (1959) Sedimentary belts in Lagoon of Kapingamarangi Atoll. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 43, 501—562. 10.3.2, Fig. 10.16.
1633. *McKee E. D., Crosby E. J. and Berryhill H. L., Jr.* (1967) Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. sedim. petrol.*, 37, 829—852. 3.2.3, 3.9.2.
1634. *McKee E. D. and Tibbitts G. C., Jr.* (1964) Primary structure of seif dune and associated deposits in Libya. *J. sedim. Petrol.*, 34, 5—17. 5.2.7, Fig. 5.10.
1635. *McKelvey V. E.* (1967) Phosphate deposits. *Bull. U.S. geol. Surv.*, 1252-D, 21 pp. 9.9.1.
1636. *McKenzie D.* (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Letts*, 40, 25—32. 14.4.2, 14.5.1.
1637. *McKenzie J. A., Jenkins H. C. and Bennet G. G.* (1979) Stable isotope study of the cyclic diatomite-claystones from the Tripoli Formation, Sicily: a

- prelude to the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 29, 125—141. 11.4.3, Fig. 11.32, 11.4.6.
1638. *McLean R. F. and Stoddart D.R.* (1978) Reef island sediments of the northern Great Barrier Reef. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 291A, 1—197. 10.3.2.
1639. *McManus D. A.* (1970) Criteria of climatic change in the inorganic components of marine sediments. *Quat. Res.*, 1, 72—102. 9.3.4.
1640. *McManus D. A.* (1975) Modern versus relict sediment on the continental shelf. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 1154—1160. 9.2.
1641. *McManus D. A., Kolla V., Hopkins D. M. and Nelson C. H.* (1977) Distribution of bottom sediments on the continental shelf, northern Bering Sea. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 759-C, 31 pp. Fig. 9.20.
1642. *McMurtry G. M. and Burnett W. C.* (1975) Hydrothermal metallogenesis in the Bauer Deep of the south-eastern Pacific. *Nature*, 254, 42—43. 11.3.4.
1643. *Meckel L. D.* (1975) Holocene sand bodies in the Colorado delta area, northern Gulf of California. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. by M. L. Brousard), pp. 239—265. Houston Geological Society, Houston. 6.5.1, 9.14.
1644. *Mehta P. I. C.* (1980) Tectonic significance of the young mineral dates and the rates of cooling and uplift in the Himalaya. *Tectonophysics*, 62, 205—217. 14.9.2.
1645. *Meischner D.* (1971) Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the River Rhine. In: *Sedimentology of Parts of Central Europe* (Ed. by G. Müller), pp. 9—43. Guidebook, VIII Int. Sedim. Congr., Kramer, Frankfurt. 11.4.4.
1646. *Melson W. G. and Thomson G.* (1973) Glassy abyssal basalts, Atlantic sea floor near St. Paul's Rock: petrography and composition of secondary clay minerals. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 703—716. 11.3.2.
1647. *Menard H. W.* (1960a) Consolidated slabs on the floor of the eastern Pacific. *Deep-Sea Res.*, 7, 35—41. 11.3.2.
1648. *Menard H. W.* (1964) *Marine Geology of the Pacific*, pp. 271. McGraw-Hill, New York. 11.3.4, 12.2.3, 12.4.3.
1649. *Menard H. W.* (1967) Transitional types of crust under small ocean basins. *J. geophys. Res.*, 72, 3061—3073. 14.7.4.
1650. *Menzel D. W.* (1974) Primary productivity, dissolved and particulate organic matter and the sites of oxidation of organic matter. In: *The Sea*, Vol. 5 (Ed. by E. D. Goldberg), pp. 659—679. Wiley-Interscience, New York. 11.4.6.
1651. *Mergner H.* (1971) Structure, ecology and zonation of Red Sea reefs (in comparison with South Indian and Jamaican reefs). In: *Regional Variation in Indian Ocean Coral Reefs* (Ed. by D. R. Stoddart and M. Yonge), pp. 141—161. *Symp. Zoo. Soc. Lond.*, 28. Fig. 10.3.2, 10.3.4, Fig. 10.14.
1652. *Mesolella K. J., Robinson J. D. and Ormiston A. R.* (1974) Cyclic deposition of Silurian carbonates and evaporites in Michigan Basin. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 34—62. 10.64.
1653. *Meyerhoff A. A.* (1970) Continental drift: implications of palaeomagnetic studies, meteorology, physical oceanography and climatology. *J. Geol.*, 78, 1—51. 5.1.
1654. *Miall A. D.* (1970) Devonian alluvial fans, Prince of Waley Island, Arctic Canada. *J. sedim. Petrol.*, 40, 556—571. 3.8.2.
1655. *Miall A. D.* Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology*, 20, 347—364. 2.1.2.
1656. *Miall A. D.* (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1—62. 3.8.1, Fig. 3.50.
1657. *Miall A. D.* (1978) Tectonic setting and syn-depositional deformation of molasse and other non-marine-paralic sedimentary basins. *Can. J. Earth Sci.*, 15, 1613—1632. 14.2.5.
1658. *Miall A. D.* (1981) Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins* (Ed. by A. D. Miall), pp. 1—33. *Spec. Pap. geol. Ass. Can.*, 23. 14.2.5, 14.3, 14.9.2.
1659. *Mickelson D. M.* (1973) Nature and role of basal till deposition in a stagnating ice mass, Burroughs Glacier, Alaska. *Arctic Alpine Res.*, 5, 17—27. 13.3.1.
1660. *Middleton G. V. (Ed.)* (1965) *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*, 265 pp. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 12, Tulsa. 1.1.
1661. *Middleton G. V.* (1966) Experiments on density and turbidity currents. I. Motion of the head. *Can. J. Earth Sci.*, 3, 523—546. 12.1.1, 12.2.3.
1662. *Middleton G. V.* (1967) Experiments on density and turbidity currents III. Deposition of sediment. *Can. J. Earth Sci.*, 4, 475—505. 12.1.1, 12.2.2.
1663. *Middleton G. V.* (1970) Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: *Flysch Sedimentology in North America* (Ed. by J. Lajole), pp. 253—272. *Spec. Pap. geol. Ass. Can.*, 7. 12.2.3.
1664. *Middleton G. V.* (1973) Johannes Walther's law of correlation of facies. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 979—988. 2.1.1, 2.1.2.
1665. *Middleton G. V. and Hampton M. A.* (1976) Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 197—218. John Wiley, New York. 3.3.2, 12.2.2, 12.2.3, 12.3.4, Fig. 12.7, Fig. 12.8.
1666. *Middleton G. V. and Southard J. B.* (1978) Mechanics of sediment movement. *SEPM Short Course No. 3*, Tulsa. Fig. 12.2.
1667. *Milankovitch M.* (1941) *Kanon de Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem*. *Acad. Roy. Serbe, édns spec.* 133, 633 pp. Belgrade. 11.4.6.
1668. *Miller G. H.* (1982) Quaternary deposition episodes western Spitsbergen, Norway; aminostatigraphy and glacial history. *Arctic Alpine Res.*, 14, 321—340. 13.5.3, 13.5.4.
1669. *Miller J. A.* (1975) Facies characteristics of Laguna Madre wind-tidal flats. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 93—101. Springer-Verlag, Berlin. 7.2.4.

1670. *Miller M. A., McCave I. N. and Komar P. D.* (1977) Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507—528. 12.2.1.
1671. *Milliman J. D.* (1971) Carbonate lithification in the deep sea. In: *Carbonate Cements* (Ed. by P. O. Bricker), *Studies in Geology*, 19. 11.3.3, 11.3.5, 11.3.6.
1672. *Milliman J. D.* (1972) Atlantic continental shelf and slope of the United States — petrology of the sand fraction of sediments, northern New Jersey to southern Florida. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 529-J, 40. 10.6.
1673. *Milliman J. D.* (1974) *Marine Carbonates*, 375 pp. Springer-Verlag, Berlin. 10.1.1.
1674. *Milliman J. D. and Meade R. H.* (1983) World-wide delivery of sediment to the oceans. *J. Geol.*, 91, 1—21. 9.3.1.
1675. *Milliman J. D. and Müller J.* (1973) Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 20, 29—45. 11.3.5.
1676. *Milling M. E.* (1975) Geological appraisal of foundation conditions, Northern North Sea. *Oceanology International 1975* (conference papers), 310—319. 13.5.3.
1677. *Minoura N. and Chitoku* (1979) Calcareous nanoplankton and problematic microorganisms found in the Late Palaeozoic limestones. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, 19, 199—212. 11.4.6.
1678. *Mitchell A. H. G.* (1970) Facies of an Early Miocene volcanic arc, Malekula Island, New Hebrides. *Sedimentology*, 14, 210—243. 11.4.2.
1679. *Mitchell A. H. G.* (1974) Flysch-ophiolite successions: polarity indicators in arc and collision-type orogens. *Nature*, 248, 747—749. 14.7.1.
1680. *Mitchell A. H. G.* (1984) Post-Permian events in the Zangpo "suture" zone Tibet. *J. geol. Soc.* 141, 129—136. 14.7.1.
1681. *Mitchell A. H. G. and Garson M. S.* (1981) *Mineral Deposits and Global Tectonic Settings*, 405 pp. Academic Press, London. 14.2.4, 14.3.
1682. *Mitchell A. H. G. and McKerrow W. S.* (1975) Analogous evolution of Burma orogen and the Scottish Caledonides. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 305—315. 14.7.1, 14.7.3.
1683. *Mitchell A. H. G. and Reading H. G.* (1969) Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. *J. Geol.*, 77, 629-646. 14.2.6.
1684. *Mitchell A. H. G. and Reading H. G.* (1978) *Sedimentation and Tectonics*. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H. G. Reading), pp. 439—476. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 14.3, 14.10.2.
1685. *Mitchum R. M., Jr., Vail P. R. and Sangree J. B.* (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequences. In: *Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C. E. Payton), pp. 117—133. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 26, Tulsa. 2.3.1, Fig. 2.6, Fig. 2.7, Fig. 2.8, Fig. 2.9.
1686. *Mitchum R. M., Jr., Vail P. R. and Thompson III S.* (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C. E. Payton), pp. 53—62. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 26, Tulsa. 2.3.1.
1687. *Moberley R. M. and Larson R. L.* (1975) Mesozoic magnetic anomalies, oceanic plateaus, and seamount chains in the north-western Pacific Ocean. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 32 (R. L. Larson, R. M. Moberly et al.), 945—957. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3, Fig. 11.16.
1688. *Moberly R., Shepherd G. L. and Coulbourn* (1982) Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile. In: *Trench-Forearc Geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins* (Ed. by J. K. Leggett), pp. 171—189. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 10. 14.7.1, 14.7.3.
1689. *Molengraaf G. A. F.* (1915) On the occurrence of nodules of manganese in Mesozoic deep-sea deposits from Borneo, Timor, and Rotti, their significance and mode of formation. *Proc. Sect. Sci. K. ned. Akad. Wet.*, 18, 415—430. 11.1.2, 11.4.2.
1690. *Molengraaf G. A. F.* (1922) On manganese nodules in Mesozoic deep-sea deposits of Dutch Timor. *Proc. Sect. Sci. K. ned. Akad. Wet.*, 23, 997—1012. 11.1.2, 11.4.2.
1691. *Molnar P. and Tapponnier P.* (1975) Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189, 419—426. 14.4.3, 14.9, 14.9.4.
1692. *Molnar P. and Tapponnier P.* (1978) Active tectonics in Tibet. *J. geophys. Res.*, 83, 5361—5375. 14.9.4.
1693. *Monte M. del, Giovanelli G., Nanni T. and Tagliazuc-ca M.* (1976) Black magnetic spherules in condensed sediments from topographic highs. *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, ser. A, 25, 151—157. 11.3.5, 11.4.4.
1694. *Moody-Stuart M.* (1966) High and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. sedim. Petrol.* 36, 1102—1117. 3.9.4, Fig. 3.4.3.
1695. *Moore C. N. K.* (1976) Introduction to the physical oceanography and fluid dynamics of continental margins. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 7—21. John Wiley, New York. 9.4.3, Fig. 9.2.
1696. *Moore D.* (1959) Role of deltas in the formation of some British Lower Carboniferous cyclothems. *J. Geol.*, 67, 522—539. 2.2.2.
1697. *Moore D. G.* (1969) Reflection profiling studies of the California continental borderland: structure and Quaternary turbidite basins. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 107, pp. 142. 12.2.3.
1698. *Moore D. G.* (1973) Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 1883—1906. 11.3.5.
1699. *Moore D. G.* (1977) Submarine slides. In: *Rockslides and Avalanches V. 1* (Ed. by B. Voight). *Development in Geotechnical Engineering* 14A, 563—604. 12.2.2.
1700. *Moore D. G., Curray J. R. and Emmel F. J.* (1976) Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Arc subduction zone, northeast Indian ocean. *Mar. Geol.*, 21, 211—226. 12.3.4.

1701. Moore D. G. and Scrutton P. G. (1957) Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 41, 2723—2751. 9.6.3.
1702. Moore D. R. and Bullis R. W. (1960) A deep-water coral reef in the Gulf of Mexico. *Mar. Sci. Carib. Bull.*, 10, 125—128. 10.3.2.
1703. Moore G. F., Billman H. G., Hehanussa P. E. and Karig D. E. (1980) Sedimentology and paleobathymetry of trench-slope deposits Nias island, Indonesia. *J. Geol.*, 88, 161—180. 14.7.1.
1704. Moore G. F. and Karig D. E. (1976) Development of sedimentary basins on the lower trench slope. *Geology*, 4, 693—697. 14.7.1.
1705. Moore G. W. (1960) Origin and chemical composition of evaporite deposits. U.S. geol. Survey Open File Report, 174 pp. 8.2.2.
1706. Moore G. W. (1973) Westward tidal lag as the driving force of plate tectonics. *Geology* 1, 99—100. 14.7.4.
1707. Moore P. R. (1983) Chert-bearing formations of New Zealand. In: Siliceous Deposits In the Pacific Region (Ed. by A. Iijima, J. R. Hein and R. Siever), pp. 93—108. *Developments in Sedimentology*, 36, Elsevier, Amsterdam. 11.4.2.
1708. Moore T. C., Jr. (1970) Abyssal hills in the equatorial Pacific: sedimentation and stratigraphy. *Deep-Sea Res.* 17, 573—593. 11.3.4.
1709. Moore W. S. and Vogt P. R. (1976) Hydrothermal manganese crusts from two sites near the Galapagos spreading axis. *Earth Planet. Sci. Letts.* 29, 349—356. 11.3.2.
1710. Moran S. R. (1971) Glaciotectonic structures in drift. In: Till: A symposium (Ed. by R. P. Goldthwait), pp. 127—148. Ohio State Univ. Press, Columbus. 13.4.1.
1711. Moran S. R., Clayton L., Hooke R. LeB., Fenton M. M. and Andriashek L. D. (1908) Glacier bed landforms of the Prairie region of North America. *J. Glaciol.* 25, 457—76. 13.3.1.
1712. Morgan J. P. (1961) Mudlumps at the mouths of the Mississippi River. In: Genesis and Paleontology of the Mississippi River Mudlumps. Louisiana Dept. Conservation Geol. Bull., 35, pt. 1, pp. 116. 6.8.2.
1713. Morgan J. P. (Ed.) (1970) Deltaic sedimentation; modern and ancient, pp. 312. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 15, Tulsa. 6.3.1, 6.8.2.
1714. Morgan J. P., Coleman J. M. and Gagliano S. M. (1963) Mudlumps at the mouth of South Pass, Mississippi River; sedimentology, paleontology, structure, origin and relation to deltaic processes. Louisiana State Univ. Coastal Studies Ser., 10, pp. 190. 6.8.2.
1715. Morgan J. P., Coleman J. M. and Gagliano S. M. (1968) Mudlumps: diapiric structures in Mississippi delta sediments. In: Diapirism and Diapirs (Ed. by J. Braunstein and G. D. O'Brien), pp. 145—161. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 8, Tulsa. 6.8.2, Fig. 6.45.
1716. Morgan J. P. and McIntire W. G. (1959) Quaternary geology of the Bengal Basin, East Pakistan and India. *Bull. geol. Soc. Am.*, 70, 319—342. 6.3.1.
1717. Morgan W. J. (1968) Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. geophys. Res.*, 73, 1959—1982. 14.2.6.
1718. Morgenstern N. (1967) Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: *Marine Geotechnique* (Ed. by A. F. Richards), pp. 189—220. Univ. Illinois Press, Urbana. 12.2.3.
1719. Morris K. (1979) A classification of Jurassic marine shale sequences; an example from the Toarcian (Lower Jurassic) of Great Britain. *Palaeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 26, 117—126. 9.12.1, Fig. 9.45.
1720. Morris R. C. (1974) Sedimentary and tectonic history of the Ouachita Mountains. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W. R. Dickinson), pp. 120—142. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 22, Tulsa. 14.9.2.
1721. Morris R. C. and Dickey P. A. (1957) Modern evaporite deposition in Peru. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 41, 2467—2474. 8.1.2, 8.2.2, Fig. 8.4.
1722. Morton R. A. (1981) Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea. In: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* (Ed. by S-D Nio, R. T. E. Shüttenhelm and Tj. C. E. van Weering), pp. 385—396. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 5. 7.2.1, 7.2.2, 9.4.3, 9.8.3. Fig. 7.6, Fig. 7.8, Fig. 7.9.
1723. Morton R. A. and Donaldson A. C. (1973) Sediment distribution and evolution of tidal deltas along a tide-dominated shoreline, Washapreague, Virginia. *Sedim. Geol.*, 10, 285—299. 7.3.1.
1724. Moslow T. F. and Heron S. D. (1978) Relict inlets: preservation and occurrence in the Holocene stratigraphy of southern Core Banks, North Carolina. *J. sedim. Petrol.*, 48, 1275—1286. 7.2.4.
1725. Moss A. J. (1963) The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II. *Am. J. Sci.*, 261, 297—343. 5.2.7.
1726. Mossop G. D. and Shearman D. J. (1973) Origins of secondary gypsum rocks. *Inst. Min. Metall.* 82B, pp. 147—154. 8.11.1.
1727. Mottl M. J. and Seyfried W. E., Jr. (1980) Sub-sea floor hydrothermal systems: rock- vs seawater-dominated. In: *Seafloor Spreading Centers: Hydrothermal Systems* (Ed. by P. A. Rona and R. P. Lowell), pp. 66—82. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 11.3.2, Fig. 11.14.
1728. Mottura S. (1871—1872) Sulla formazione terziaria della zona zolfifera della Sicilia. *Mem. R. Comit. Geol. Italia*, 1, 50—140. 8.10.2.
1729. Mount J. F. (1982) Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambrian), White-Inyo Mountains, eastern California. *J. sedim. Petrol.*, 52, 941—958. 9.13.3.
1730. De Mowbray T. (1983) The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 30, 425—435. 7.5.2.
1731. Mukherji A. B. (1976) Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna plain. *Geomorph.* 20, 180—204. 3.3.1.
1732. Müller G. (1966) The new Rhine delta in Lake Constance. In: *Deltas in their Geologic Framework* (Ed. by L. Shirley), pp. 108—124. Geological Society, Houston. 4.6.1.
1733. Müller J. and Fabricius F. (1974) Magnesian-calcite nodules in the Ionian deep-sea: an actualistic model for the formation of some nodular limestones. In:

- Pelagic Sediments: on Land and under the Sea (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 249—271. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1. 11.3.5.
1734. *Mullins H. T. and Neumann A. C.* (1979) Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas. In: *Geology of Continental Slopes* (Ed. by L. J. Doyle and O. H. Pilkey), pp. 165—92. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 27, Tulsa. 12.3.5, 12.4.2.
1735. *Mullins H. T., Neumann A. C., Wilbur R. J. and Boardmann M. R.* (1980) Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. *J. sedim. petrol.*, 50, 117—131. 11.3.6, Fig. 11.21.
1736. *Mullins H. T., Newton C. R., Heath K. and Buren H. M.* (1981) Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. *J. sedim. Petrol.*, 51, 999—1013. 10.3.4.
1737. *Multer H. G.* (1971) *Field Guide in Some Carbonate Rock Environments, Florida Keys and Western Bahamas*, pp. 158. Fairleigh Dickinson University, Madison, New Jersey. 10.3.2, 10.3.4, Fig. 10.8, Fig. 10.24.
1738. *Murphy D. H. and Wilkinson B. H.* (1980) Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, 27, 123—136. 4.4, 4.6.2, Fig. 4.9.
1739. *Murray J.* (1890) *The Maltese Islands, with special reference to their geological structure*. *Scott. geogr. Mag.*, 6, 449—488. 11.1.2, 11.4.3.
1740. *Murray J. and Hjört J.* (1912) *The Depths of the Ocean*, pp. 821, Macmillan, London. 11.1.1, Fig. 11.2.
1741. *Murray J. and Renard A. F.* (1884) On the microscopic characters of volcanic ashes and cosmic dust, and their distribution in deep-sea deposits. *Proc. R. Soc. Edinb.*, 12, 474—495. 11.3.4.
1742. *Murray J. and Renard A. F.* (1891) Report on deep-sea deposits based on specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1873—1876. In: "Challenger" Reports, pp. 525. H. M. S. O., Edinburgh. 11.1.2, 11.2, 11.3.4, Tab. 11.1, 12.1.1.
1743. *Murray J. W.* (1976) A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Mar. Geol.*, 22, 103—119. 9.8.3.
1744. *Murray R. C.* (1964) Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *J. sedim. Petrol.*, 34, 512—523. Fig. 8.52.
1745. *Mutter J. C., Talwani M. and Stoffa P. L.* (1982) Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-spreading". *Geology*, 10, 353—357. 14.5.1.
1746. *Mutti E.* (1977) Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, 107—132. 12.5.2.
1747. *Mutti E. and Ricci-Lucchi F.* (1972) Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 11, 161—199. 12.1.1, 12.3.2, 12.4.3, 12.5.4, 12.5.5, Fig. 12.12, Fig. 12.34.
1748. *Mutti E. and Ricci Lucchi F.* (1975) Turbidite facies and facies associations. *Field Trip Guidebook A-11*. 9th Int. Sedimentology Congr., Nice, France, pp. 21—36. 12.3.2, 12.4.3.
1749. *Mutti E. and Sonnini M.* (1981) Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. 1AS 2nd Europe. Reg. Mtg., Bologna, Abstracts, pp. 120—123. 12.4.3.
1750. *Myers A. C.* (1979) Summer and winter burrows of a mantis shrimp, *Squilla empusa*, in Norrangansett Bay, Rhode Island, U.S.A. *Estuarine Coastal Mar. Sci.*, 8, 87—98. 9.3.5.
1751. *Nami M.* (1976) An exhumed Jurassic meander belt from Yorkshire, England. *Geol. Mag.*, 113, 47—52. 3.9.3, Fig. 3.9.4.
1752. *Nami M. and Leeder M. R.* (1978) Changing channel morphology and magnitude in the Scalby Foundation (M. Jurassic) of Yorkshire, England. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 431—440. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.9.3, 3.9.4, Fig. 3.40.
1753. *Nanson G. C. and Page K.* (1983) Lateral accretion of fine-grained concave benches on meandering rivers. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 133—143. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 6. Fig. 3.25.
1754. *Narayan J.* (1971) Sedimentary structures in the Lower Greensand of the Weald, England, and Bas-Boulonnais, France. *Sedim. Geol.*, 6, 73—109. 9.1.2, 9.10, 9.10.3.
1755. *Nardin T. R., Hein F. J., Gorsline D. S. and Edwards B. D.* (1979) A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: *Geology of Continental Slopes* (Ed. by L. J. Doyle and O. H. Pilkey, Jr.), pp. 61—73. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 27, Tulsa. 12.2.2, 12.4.1.
1756. *Nardin T. R. and Henyey T. L.* (1978) Pliocene-Pleistocene diastrophism of Santa Monica and San Pedro shelves, California Continental Borderland. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 62, 247—272. 14.8.
1757. *Natland J. H.* (1973) Basal ferromanganoan sediments at DSDP Site 183, Aleutian abyssal plain, and site 192, Møji Guyot, northwest Pacific, leg 19. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 19 (J. S. Creager, D. W. Scholl et al.), pp. 629—640. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
1758. *Natland M. L. and Kuenen Ph. H.* (1951) Sedimentary history of the Ventura Basin, Calif., and the action of turbidity currents, pp. 76—107. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 2, Tulsa. 12.1.1.
1759. *Naylor M. A.* (1980) Origin of inverse grading in muddy debris flow deposits — a review. *J. sedim. Petrol.* 50, 1111—6. 12.3.4.
1760. *Naylor M. A.* (1981) Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margins: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology*, 28, 837—852. 12.3.4.
1761. *Nedeco* (1959) *River Studies and Recommendation on Improvement of Niger and Benue*, 1000 p. North Holland, Amsterdam. 3.2.2.
1762. *Nedeco* (1961) *The Waters of the Niger Delta*, 317 pp. The Hague, 6.5.1, 6.5.2.
1763. *Neev D. and Emery K. O.* (1967) Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. *Bull. Israel geol. Surv.*, 41, 147 pp. 4.7.2, 4.10.4, 8.7.

1764. *Nell C. R.* (1969) Bed forms on the Lower Red Deer River, Alberta. *J. Hydrol.*, 7, 58—85. 3.2.2.
1765. *Nelson A. R.* (1981) Quaternary glacial and marine stratigraphy of the Qivitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Canada. *Bull. geol. Soc. Am.*, Pt. II, 92, 1143—1261. 13.4.4, 13.5.3, 13.5.4.
1766. *Nelson B. W.* (1970) Hydrography, sediment dispersal and recent historical development of the Po River delta, Italy. In: *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient* (Ed. by J. P. Morgan and R. H. Shaver), pp. 152—184. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 15, Tulsa. 6.5.2.
1767. *Nelson C. H.* (1976) Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes, and history of Astoria deep-sea fan, northeast Pacific. *Mar. Geol.*, 20, 129—173. 12.2.3.
1768. *Nelson C. H.* (1982a) Modern shallow water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. *J. sedim. petrol.*, 52, 537—545. 7.2.2.
1769. *Nelson C. H.* (1982b) Late Pleistocene-Holocene transgressive sedimentation in deltaic and non-deltaic areas of the northeastern Bering epicontinental shelf. In: *The northeastern Bering-shelf: new perspectives of epicontinental shelf processes and depositional products* (Ed. by C. H. Nelson and S.-D. Nio). *Geol. Mijnb.*, 61, 5—18. 9.6.3. *Fig. 9.20, Fig. 9.21, Fig. 9.25.*
1770. *Nelson C. H. and Creager J. S.* (1977) Displacement of Yukon-derived sediment from Bering Sea to Chukchi Sea during the Holocene. *Geology*, 5, 141—146. 9.6.3, *Fig. 9.20.*
1771. *Nelson C. H. and Hopkins D. M.* (1972) Sedimentary processes and distribution of particulate gold in the northern Bering Sea. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 689, 27 pp. *Fig. 9.20.*
1772. *Nelson C. H. and Kulm L. D.* (1973) Submarine fans and channels. In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*, pp. 39—78. *Soc. econ. Paleont. Miner.*, Pacific Section, Short Course. Anaheim. 12.2.3.
1773. *Nelson C. H. and Nilsen T.* (1974) Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R. H. Dott and R. H. Shaver), pp. 69—91. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 19, Tulsa. 12.4.3, 12.5.2.
1774. *Nelson C. H., Normark W. R., Bouma A. H. and Carlson P. R.* (1978) Thin-bedded turbidites in modern submarine canyons and fans. In: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches* (Ed. by D. J. Stanley and G. Kelling), pp. 177—89. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 12.3.4, 12.5.2.
1775. *Nelson C. S.* (1978) Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of New Zealand. *Sedimentology*, 25, 737—771. 10.6.
1776. *Nelson C. S., Hancock G. E. and Kamp P. J. J.* (1982) Shelf to basin, temperate skeletal carbonate sediments, Three Kings Plateau, New Zealand. *J. sedim. Petrol.*, 52, 717—732. 10.6, 10.6.2.
1777. *Nesbitt H. W.* (1974) The Study of some Mineral-Aqueous Solution Interactions. Unpublished PhD dissertation, Johns Hopkins University, Baltimore. 4.7.2.
1778. *Neuman A. C., Gebelein C. D. and Scoffin T. P.* (1970) The composition, structure and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. *J. sedim. Petrol.*, 40, 274—297. 10.3.2.
1779. *Neumann A. C., Kofoed J. W. and Keller G. H.* (1977) Lithohermes in the Straits of Florida. *Geology*, 5, 4—11. 10.3.4, 11.3.6.
1780. *Neumann A. C., and Land L. S.* (1975) Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. sedim. Petrol.*, 45, 763—786. 10.2.1, 10.3.2, 11.4.6.
1781. *Neuman G.* (1968) *Ocean Currents*, 352 pp. Elsevier, Amsterdam. 12.2.4.
1782. *Neumayr M.* (1875) *Erdgeschichte*, 1, pp. 364. *Bibliographisches Inst., Leipzig.* 14.2.1.
1783. *Neumayr M.* (1887) *Erdgeschichte, Erster Band, Allgemeine Geologie*, pp. 653. *Bibliographisches Inst., Leipzig.* 11.1.2.
1784. *Newell N. D., Imbrie J., Purdy E. G. and Thurber D. L.* (1959) Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. *Bull. Am. Museum nat. Hist.*, 117, 177—228. 10.2.1, 10.3.4.
1785. *Newell N. D., Purdy E. G. and Imbrie J.* (1960) Bahamian oolite sand. *J. Geol.* 58, 481—497. 10.2.1.
1786. *Newell N. D. and Rigby J. K.* (1957) Geological studies on the Great Bahama Bank. In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition: a symposium with discussions.* (Ed. by R. J. Le Blanc and J. G. Breeding), pp. 15—72. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 5, Tulsa. 10.3.2.
1787. *Newell N. D., Rigby J. K., Fischer A. G., Whiteman A. J., Hickox J. E. and Bradley J. S.* (1953) The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico, pp. 236. W. H. Freeman, San Francisco. 8.10.4, 10.5.
1788. *Newell N. D., Rigby J. K., Whiteman A. J. and Bradley J. S.* (1951) Shoal-water geology and environments, eastern Andros Island, Bahamas. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, 97, 1—29. 10.1.
1789. *Newton R. S.* (1968) Internal structure of wave formed ripple marks in the nearshore zone. *Sedimentology*, 11, 275—292. 9.11.1.
1790. *Newton R. S., Seibold E. and Werner F.* (1973) Facies distribution patterns on the Spanish Sahara continental shelf mapped with side-scan sonar. *Meteor. Forsch. Engl.*, C15, 55—77. 9.7.
1791. *Niiler P. P.* (1975) A report on the continental shelf circulation and coastal upwelling. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 609—614. 9.4.1.
1792. *Nilsen T. H.* (1968) The relationship of sedimentation to tectonics in the Solund Devonian district of southwestern Norway. *Norg. geol. Unders.*, 259, 108 pp. 3.8.4.
1793. *Nilsen T. H.* (1969) Old Red Sedimentation in the Beuland-Vaerlandet Devonian district, Western Norway. *Sedim. Geol.*, 3, 35—57. 3.8.2.
1794. *Nilsen T. H.* (1980) Modern and ancient submarine fans: discussion of papers by R. G. Walker and W. R. Normark. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 64, 1094—1112. 12.4.3.
1795. *Nio S.-D.* (1976) Marine transgressions as a factor in



- the formation of sand wave complexes. *Geol. Mijnb.*, 55, 18—40. 9.10.1.
1796. *Nio S.-D., van den Berg J. H., Goesten J. H. and Smulders F.* (1980) Dynamics and sequential analysis of a mesotidal shoal and intershoal channel complex in the Eastern Scheldt (southwestern Netherlands). *Sedim. Geol.*, 26, 263—279. 7.5.1.
1797. *Nisbet E. G. and Price I.* (1974) Siliceous turbidites bedded cherts as redeposited, ocean ridge-derived sediments. In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 351—366. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1. 11.4.6, 12.3.5.
1798. *Nobel J. P. A.* (1970) Biofacies analysis, Cairn formation of Miette reef complex (Upper Devonian), Jasper National Park, Alberta. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, 493—543. 10.5.
1799. *Normark W. R.* (1970) Growth patterns of deep-sea fans. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 54, 2170—2195. 12.1.1, 12.4.3.
1800. *Normark W. R.* (1978) Fan Valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 62, 912—931. 12.4.3.
1801. *Normark W. R.* (1980) Modern and ancient submarine fans: reply. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 64, 1108—1112. 12.4.3.
1802. *Normark W. R.* (1982) Spring produces metals Geotimes, 27—6, 35. 14.6.2.
1803. *Normark W. R., Barnes N. E. and Coumes F.* (1984) Rhone deep-sea fan: a review. *Geo. Mar. Letts*, 3, 155—160. 12.4.3.
1804. *Normark W. R. and Dickson F. H.* (1976) Sublacustrine fan morphology in Lake Superior. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 60, 1021—1036. 12.4.3.
1805. *Normark W. R., Hess G. R. and Spiess F. N.* (1978) Mapping of small scale (outcrop-size) sedimentological features on modern submarine fans. *Offshore Technology Conference*. 12.4.1.
1806. *Normark W. R. and Piper D. J. W.* (1972) Sediments and growth pattern of Navy deep sea fan, San Clemente Basin, California Borderlands, *J. Geol.*, 80, 198—223. 12.2.4.
1807. *Normark W. R., Piper D. J. W. and Hess G. R.* (1979) Distributary channels, sandy lobes and meso-topography of Navy Submarine Fan, California Borderland with application to ancient fan sediments. *Sedimentology*, 26, 749—774. 12.4.1, 12.4.3, 12.5.1, Fig. 12.26.
1808. *Normark W. R., Piper D. J. W. and Stow D. A. V.* (1983) Quaternary development of channels, levees and lobes on middle Laurentian Fan. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 67, 1400—1409. 12.4.3.
1809. *Norris R. J. and Carter R. M.* (1980) Offshore sedimentary basins at the southern end of the Alpine Fault, New Zealand. In: *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones* (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), pp. 237—265. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 4. 14.8.2.
1810. *Norris R. J., Carter R. M. and Turnbull I. M.* (1978) Cainozoic sedimentation in basins adjacent to a major continental transform boundary in southern New Zealand. *J. geol. Soc.* 135, 191—205. 14.8.
1811. *Norris R. M.* (1964) Sediments of Chatham Rise. *Bull. N.Z. Dept. sci. ind. Res.*, 159, 1—39. 11.3.6.
1812. *Northolt A. I. G. and Highly D. E.* (1975) Gypsum and Anhydrite Mineral Dossier No. 133, *Miner. Resour. Consult. Comm.*, 38 pp. 8.9.1.
1813. *Nota D. J. G.* (1958) Reports of the Orinoco Shelf Expedition, 2, pp. 98. H. Veenman en Zönen, Wageningen. 6.8.2.
1814. *Nurmi R. D. and Friedman G. M.* (1977) Sedimentology and depositional environments of basin-center evaporites, Lower Salina Group. In: *Ræfs and Evaporites — Concepts and Depositional Models*, (Ed. by James H. Fisher), AAPG, *Studies in Geology*, 5, 23—52. 8.10.5.
1815. *Nystuen J. P.* (1976) Facies and sedimentation of the Late Precambrian Moelv Tillite in the eastern part of the Sparagmite Region, southern Norway. *Norg. geol. Unders.*, 329, 1—70. 13.4.1.
1816. *Nystuen J. P.* (1982) Late Proterozoic basin evolution on the Baltoscandian craton: the Hedmark Group, southern Norway. *Norges geol. Unders.* 375, 1—74. 14.4.2.
1817. *O'Brien G. W. and Veeh H. H.* (1983) Are phosphorites reliable indicators of upwelling? In: *Coastal Upwelling — Its Sediment Record. Part A: Responses of the sedimentary regime to present coastal upwelling* (Ed. by E. Suess and J. Thiede), pp. 309—419. *Plenum Press, New York*. 11.3.6.
1818. *O'Brien N. R., Nakazawa K. and Tokuhashi S.* (1980) Use of clay facies to distinguish turbidite and hemipelagic siltstones and silts. *Sedimentology*, 27, 47—61. 12.3.4.
1819. *Ocamb R. D.* (1961) Growth faults of south Louisiana. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.*, 11, 139—175. 6.8.2.
1820. *Occhiette S.* (1973) Les structures et deformation engendrées par les glaciers. *Essai de mise au point. I. Déformation et structures glaciétectoniques*. *Rev. Géogr. Montreal.*, 27, 365—380. 13.4.1.
1821. *Ochsenius K.* (1977) Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer mutter augensalze, 172 pp. C. E. M. Pfeffer, Halle. 8.1.2.
1822. *Oder C. R. L. and Bumgarner J. G.* (1961) Stromatolitic bioherms in the Maynardville (Upper Cambrian) Limestone, Tennessee. *Bull. geol. Soc. Am.*, 72, 1021—1028. 10.5.
1823. *Odin G. S. and Matter A.* (1981) De glauconarium origine. *Sedimentology*, 28, 611—641. 11.3.6.
1824. *Off T.* (1983) Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 47, 324—341. 7.5.1, 9.5.
1825. *Ogniben L.* (1957) Petrografia della Series Solifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. Descr. Carta geol. Italia*. 33. pp. 275. 8.6.1, 8.10.2, 11.4.3.
1826. *Ogniben L.* (1963) Sediment Halitico-calcitici a struttura grumosa nel calcare di base Messiniano in Sicilia. *Giornale di Geologia (ser. 2)*, 31, 509—542. 8.6.1.
1827. *Okada H.* (1980) Sedimentary environments on and

- around island arcs: an example of the Japan trench area. *Precambrian Res.*, 12, 115—139. 14.7.1, 14.7.3, Fig. 14.35.
1828. *Oomkens E.* (1967) Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. Mijnb.*, 346, 265—278. 6.2, 6.5.1, 6.5.2, 7.4.1, Fig. 6.20, Fig. 6.21, Fig. 7.36.
1829. *Oomkens E.* (1970) Depositional sequences and sand distribution in the post-glacial Rhone-delta complex. In: *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient* (Ed. by J. P. Morgan and R. H. Shaver), pp. 198—212. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 15, Tulsa. 6.5.2, 7.4.1.
1830. *Oomkens E.* (1974) Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger delta complex. *Sedimentology*, 21, 195—222. 6.2, 6.5.1, Fig. 6.5, Fig. 6.9, Fig. 6.24.
1831. *Oomkens E. and Terwindt J. H. J.* (1960) Inshore estuarine sediments in the Haringvliet, Netherlands. *Geol. Mijnb.*, 39, 701—710. 6.5.1.
1832. *Opdyke N. D. and Runcorn S. K.* (1960) Wind direction in the western United States in the Late Palaeozoic. *Bull. geol. Soc. Am.*, 71, 959—972. 5.1.
1833. *Ordóñez S. and García del cura M. A.* (1983) Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. In: *Modern and Ancient Alluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewis), pp. 485—497. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6. 3.9.2.
1834. *Ore H. T.* (1963) Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Contr. Geol. Wyoming Univ. Dept. Geol.*, 3, 1—14. 3.1, 3.2.1.
1835. *Orford J. D. and Carter R. W. C.* (1982) Crestal otop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, southeast Ireland. *J. sedim. Petrol.*, 52, 265—278. 7.2.4.
1836. *Orheim O. and Eivervøl A.* (1981) Model for submarine glacial deposition. *Ann. Glac.*, 2, 123—128. 13.3.7.
1837. *Orme A. R.* (1973) Barrier and lagoon systems along the Zululand coast, South Africa. In: *Coastal Geomorphology* (Ed. by D. R. Coates), pp. 181—217. *Publications in Geomorphology*, State University of New York, Binghamton. 7.2.2.
1838. *Orme G. R. and Brown W. W. M.* (1963) Diagenetic fabrics in the Avonian limestones of Derbyshire and North Wales. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 34, 51—66. 10.2.1.
1839. *Orme G. R., Flood R. G. and Sarget G. E. G.* (1978) Sedimentation trends in the lee of outer (ribbon) reefs, Northern Region of the Great Barrier Reef Province. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 291, 85—99. 10.3.4.
1840. *Orme G. R., Webb J. P., Kelland N. C. R., Sargent G. E. C.* (1978) Aspects of the geological history and structure of the northern Great Barrier Reef. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 291, 23—35. 10.3.4.
1841. *Orti-Cabo F. and Sherman D. J.* (1977) Estructuras y fábricas deposicionales en las evaporitas del mioceno superior (Messinense) de San Miguel de Salinas (Alicante, España). *Instit. Invest. Geolog. Diput. Prov. Univ. Barcelona*, 32, 5—54. 8.6.1.
1842. *O'Sullivan P. E.* (1983) Annually laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes — a review. *Q. Sci. Rev.*, 1, 245—313. 4.6.1.
1843. *Otvos E. G. and Price W. A.* (1979) Problems of chenier genesis and terminology — an overview. *Mar. Geol.*, 31, 251—263. 7.2, 7.2.6.
1844. *Oudin E. and Constantinou G.* (1984) Black smoke chimney fragments in Cyprus sulphide deposits. *Nature*, 308, 349—353. 11.4.2.
1845. *Oversby B. S.* (1971) Palaeozoic plate tectonics in the southern Tasman geosyncline. *Nature, Phys. Sci.*, 234, 45—47. 11.4.2.
1846. *Pacey N. R.* (1984) Bentonites in the Chalk of central eastern England and their relation to the opening of the northeast Atlantic. *Earth planet. Sci. Letts.*, 67, 48—60. 11.4.5.
1847. *Packham G. H. and Falvey D. A.* (1971) An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific. *Tectonophysics*, 11, 79—109. 14.7.4.
1848. *Page B. G. N., Bennett J. D., Cameron N. R., Bridge D. McC., Jeffery D. H., Keats W. and Thalb J.* (1979) A review of the main structural and magmatic features of northern Sumatra. *J. geol. Soc.*, 136, 569—578. 14.7.2, 14.8.2, Fig. 14.62.
1849. *Page B. M. and Suppe J.* (1981) The Pliocene Lichi Melange of Taiwan: its plate-tectonic and olistostromal origin. *Am. J. Sci.*, 281, 193—227. 14.9.3.
1850. *Page K. and Nanson G.* (1982) Concave-bank benches and associated flood plain formation. *Earth Surface. Processes and Landforms*, 7, 529—543. 3.4.2.
1851. *Pajlmans K., Blake D. H., Bleeker P. and McAlpine J. R.* (1971) Land resources of the Marchead-Kiunga area, Territory of Papua and New Guinea. CSIRP Australia Land Res. Ser., 29, 124 pp. 3.6.2.
1852. *Palmer H. D.* (1964) Marine geology of Rodriguez Seamount. *Deep-Sea Res.*, 11, 737-756. 11.3.3.
1853. *Palmer J. J. and Scott A. J.* (1984) Stacked shoreline and shelf sandstone of La Ventana Tongue (Campanian), Northwestern New Mexico. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 68, 74—91. 9.14.2, Fig. 9.63.
1854. *Palmer T. J.* (1979) The Hampen Marly and White Limestone formations: Florida-type carbonate lagoons in the Jurassic of Central England. *Palaeontology*, 22, 189—228. 10.4.2.
1855. *Palmer T. J. and Jenkyns H. C.* (1975) A carbonate island barrier from the Great Oolite (Middle Jurassic) of Central England. *Sedimentology*, 22, 125—135. 10.4.2.
1856. *Pannella G.* (1976) Tidal growth patterns in Recent and fossil mollusc bivalve shells: a tool for the reconstruction of paleotides. *Die Naturwiss.*, 63, 539—543. 9.13.1.
1857. *Parea G. C. and Ricci-Lucchi R.* (1972) Resedimented evaporites in the Periadriatic trough. *Israel J. Earth Sci.*, 21, 125—141. 8.10.2.
1858. *Park R.* (1976) A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology*, 23, 379—393. 8.1.2, 8.4.4, Fig. 8.9.
1859. *Parkash B., Awasthi A. K. and Gohain K.* (1983) Lithofacies of the Merkanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems*. (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 336—344. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 6, 337—344. 3.3.1, Fig. 3.17.
1860. *Parkash B. and Middleton G. V.* (1970) Downcurrent textural changes in Ordovician turbidite greywackes. *Sedimentology*, 14, 259—293. 12.3.4, 12.5.3.
1861. *Parkash B., Sharma R. P. and Roy A. K.* (1980) The Si-

- walk Group (molasse) — sediments shed by collision of continental plates. *Sedim. Geol.*, 25, 127—159. 14.9.2, Fig. 14.64.
1862. *Parker R. H.* (1960) Ecology and distributional patterns of marine macro-invertebrates, northern Gulf of Mexico. In: *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico* (Ed. by F. P. Shepard, F. B. Phleger and T. H. van Andel), pp. 302—337. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, 7.2.4.
1863. *Parker R. J.* (1975) The petrology and origin of some glauconitic and glauco-conglomeratic phosphorites from the South African continental margin. *J. sedim. Petrol.*, 45, 230—242. 11.3.6.
1864. *Parker R. J. and Slessor W. G.* (1972) Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin. *J. sedim. Petrol.*, 42, 434—440. 11.3.6.
1865. *Parrot J. F. and Delaune-Mayère M.* (1974) Les terres d'ombre du Bassit (nordouest Syrien). Comparaison avec les terres similaires du Troodos (Chypre). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 6, 147—160. 11.4.2.
1866. *Parry C. C., Whitley P. K. J. and Simpson R. D. H.* (1981) Integration of palynological and sedimentological methods in facies analysis of the Brent Formation. In: *Petroleum Geology of the Continental Shelf of north-west Europe* (Ed. by L. V. Illing and G. D. Hobson), pp. 205—215. Heyden, London. 6.7.2.
1867. *Passega R.* (1964) Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. sedim. Petrol.*, 34, 830—847. 12.3.4.
1868. *Passeri L. and Pialli G.* (1972) Facies lagunari nel Calcarea Massiccio dell'Umbria occidentale. *Bull. Soc. Geol. Ital.*, 90, 481—507. 10.4.3.
1869. *Paterson W. S. B.* (1969) *The Physics of Glaciers*, pp. 250. Pergamon Press, London. 13.2, 13.2.1, 13.2.2.
1870. *Patterson R. J. and Kinsman D. J. J.* (1981) Hydrologic framework of a sabkha along the Persian Gulf. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 1457—1475. 8.1.2, 8.4.5.
1871. *Paul J.* (1980) Upper Permian algal stromatolite reefs, Harz Mountain (F. R. Germany). In: *The Zechstein Basin* (Ed. by H. Füchtbauer and T. Peryt), pp. 253—268. 8.10.3.
1872. *Paul J.* (1981) Textural analysis of Permian algal stromatolitic reefs, Harz Mountains. In: *International Symposium on Central European Permian*, pp. 374—378. 8.10.3.
1873. *Paulus F. J.* (1972) The geology of site 98 and the Bahama platform. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (C. D. Hollister, J. I. Ewing et al.), pp. 877—897. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.6.
1874. *Pautot G. and Melguen M.* (1976) Deep bottom currents, sedimentary hiatuses and polymetallic nodules. In: *Marine Geological Investigations in the Southwest Pacific and Adjacent Areas* (Ed. by G. P. Glasby and H. R. Katz), pp. 54—61. *Tech. Bull. Comm. Co-ord. joint Prospect., Econ. Soc. Comm. Asia and Pacific (U.N.)*, 2, 11.3.4.
1875. *Peach N. B. and Horne J.* (1899) *The Silurian rocks of Great Britain. Vol. 1, Scotland. Mem. geol. Surv. Great Britain*, pp. 749. 11.4.2.
1876. *Pedley H. M., House M. R. and Waugh B.* (1976) The geology of Malta and Gozo. *Proc. geol. Ass.*, 87, 325—341. 11.4.3.
1877. *Peel R. F.* (1960) Some aspects of desert geomorphology. *Geography*, 45, 241—262. 5.2.3.
1878. *Pepper J. F., DeWitt W., Jr. and Demarest D. F.* (1954) Geology of the Bedford shale and Berea sandstone in the Appalachian Basin. *Prof. pap. U.S. geol. Surv.*, 259, pp. 111. 6.2.
1879. *Perch-Nielsen K., Birkenmajer K., Birklund K. and Aellen M.* (1974) Revision of Triassic stratigraphy of the Scoresby Land and Jameson Land region, East Greenland. *Grønlands Geol. Unders.*, 109, 51 pp. 4.9.4.
1880. *Perch-Nielsen K., Supko P. R., Boersma A., Bonatti E., Carlson R. L., Dinkelman M. G., Fodor R. V., Kumar N., McCoy F., Neprochnov Y. P., Thiede J. and Zimmerman H. B.* (1975) Leg 39 examines facies change in South Atlantic. *Geotimes*, 20(3), 26—28. 14.8.1.
1881. *Perthuisot J.-P. and Jauzein A.* (1975) Sebkhass et dunes d'argile: L'enclave endorelique de Pont du Fahs, Tunisie. *Rev. de Geog. Phys. Geol. Dyn.* (2) XVII: 295—306. 8.5.
1882. *Peryt T.* (1983) *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin. 4.6.2.
1883. *Peterson F.* (1979) Sedimentary and tectonic controls of uranium mineralization in Morrison Formation (Upper Jurassic) of south-central Utah. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 63, 837. 4.11.
1884. *Petters S. W.* (1978) Stratigraphic evolution of the Benue trough and its implications for the Upper Cretaceous paleogeography of West Africa. *J. Geol.*, 86, 311—322. Fig. 14.6, Fig. 14.10.
1885. *Pettijohn F. J.* (1949) *Sedimentary Rocks*, pp. 526. Harper and Row, New York. 10.1, 14.3.5, Table 14.1.
1886. *Phleger F. B.* (1960) Sedimentary patterns of microfossils in northern Gulf of Mexico. In: *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico* (Ed. by F. P. Shepard, F. B. Phleger and T. H. van Andel), pp. 267—301. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa. 7.2.4.
1887. *Phleger F. B.* (1965) Sedimentology of Guerrero Negro Lagoon, Baja California, Mexico. In: *Geology and Geophysics, Colston Research Society 17th Symposium*, Colston Paper, 17, pp. 205—327. Butterworth, London. 7.3.1.
1888. *Phleger F. B.* (1969) Some general features of coastal lagoons. In: *Coastal lagoons — a symposium* (Ed. by A. A. Castañares and F. B. Phleger), pp. 5—36. *Unw. nacl. Mexico*. 7.3.1.
1889. *Picard M. D.* (1977) Stratigraphic analysis of the Narayó Sandstone: a discussion. *Sedim. petrol.*, 47, 475—483. 5.3.2.
1890. *Picard M. D. and High L. R., Jr.* (1972) Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by J. K. Rigby and W. K. Hamblin), pp. 108—145. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 16, Tulsa. 4.8.1.
1891. *Picard M. D. and High L. R., Jr.* (1973) Sedimentary structures of ephemeral streams. *Development in Sedimentology*, No. 17, 223 pp. Elsevier, Amsterdam. 3.2.3.
1892. *Pichon J.-F. and Lys M.* (1976) Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur, surmontant les ophiolites dans les collines de Krapa (massif du Vourinos, Grèce). *C.r. hebd. séanc. Acad. Sci., Paris, D*, 282, 523—526. 11.4.2.

1893. *Pichon X. Le* (1968) Sea-floor spreading and continental drift. *J. geophys. Res.*, 73, 3661—3697. 14.2.6.
1894. *Pickering K. T.* (1982a) The Kongsfjord Formation — a late Precambrian submarine fan in NE Finnmark, N. Norway. *Norges geol. Unders.*, 367, 77—104. 12.6.1.
1895. *Pickering K. T.* (1982b) A Precambrian upper basin-slope an prodelta in northeast Finnmark, North Norway — a possible ancient upper continental slope. *J. sedim. Petrol.*, 52, 171—186. 12.6.1.
1896. *Pickering K. T., Stow D. A. V. and Watson M. P.* (в печати) Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, в печати. 12.3.2, Fig. 12.4, Fig. 12.12.
1897. *Pierre C., Ortilled L. and Person A.* (1984) Supratidal evaporitic dolomite at Oji Liebre Lagoon: mineralogical and isotopic arguments for primary crystallization. *J. sedim. Petrol.* 54, 1049—1061. 8.5.1.
1898. *Pierson T. C.* (1981) Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology*, 28, 49—60. 3.3.2.
1899. *Pilkey O. H., Locker S. D. and Cleary W. J.* (1980) Comparison of sand-layer geometry on flat floors of 10 modern depositional basins. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 64, 841—856. 12.4.4.
1900. *Piller W. E.* (1981) The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D. F. Toomey), pp. 261—290. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 30, Tulsa. 10.5.
1901. *Piper D. J. W.* (1975a) A reconnaissance of the sedimentology of Lower Silurian mudstones, English Lake District. *Sedimentology*, 22, 623—630. 11.4.4.
1902. *Piper D. J. W.* (1975b) Late Quaternary deep water sedimentation off Nova Scotia and the western Grand Banks. In: *Canada's Continental Margins* (Ed. by C. J. Yorath, E. R. Parker and D. J. Glass), pp. 195—204. 12.4.2.
1903. *Piper D. J. W.* (1978) Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (Ed. by D. J. Stanley and G. Kelling), pp. 163—175. *Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa.* 12.1.1, 12.2.3, 12.3.2, 12.3.4, 12.5.2.
1904. *Piper D. J. W. and Normark W. R.* (1982) Effects of the 1929 Grand Banks earthquake on the continental slope off eastern Canada. In: *Curent Research, part B. Geological Survey of Canada, Paper 82—1B.* 12.2.3.
1905. *Piper D. J. W., Normark W. R. and Stow D. A. V.* (1984) The Laurentian Fan — Sohm Abyssal Plain. *GeoMar. Letts.*, 3, 141—146. 12.2.3, 12.4.3.
1906. *Piper D. J. W., Von Huene R. and Duncan J. R.* (1973) Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian Trench. *Geology*, 1, 19—22. 12.4.4.
1907. *Piper D. Z.* (1974) Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. *Geochim. cosmochim. Acta*, 38, 1007—1022. 11.3.3.
1908. *Piper D. Z., Veeh H. H., Bertrand W. G. and Chase R. L.* (1975) An iron-rich deposit from the northeast Pacific. *Earth planet. Sci. Letts.*, 26, 114—120. 11.3.3.
1909. *Pirini Radrizanni C.* (1971) Coccoliths from Permian deposits of eastern Turkey. In: *Proc. 2nd Planktonic Conference* (Ed. by A. Farinacci), pp. 993—1001. *Edizioni Technoscienza, Rome.* 11.4.6.
1910. *Pisciotta K. A.* (1981a) Distribution, thermal histories isotopic compositions, and reflection characteristics of siliceous rocks recovered by the Deep Sea Drilling Project. In: *The Deep Sea Drilling Project: a Decade of Progress* (Ed. by J. E. Warme, R. G. Douglas and E. L. Winterer), pp. 129—147. *Spec. Publ. Soc. econ. Pal. Miner.*, 32, Tulsa. Fig. 11.7.
1911. *Pisciotta K. A.* (1981b) Review of secondary carbonates in the Monterey Formation, California. In: *The Monterey Formation and related siliceous Rocks of California* (Ed. by R. E. Garrison and R. G. Douglas et al.), 273—283. *Spec. Publ. Pac. Sect. Soc. econ. Paleont. Miner., Los Angeles.* 11.4.3.
1912. *Pisciotta K. A. and Garrison R. E.* (1981) Lithofacies and Depositional Environments of the Monterey Formation, California (Ed. by R. E. Garrison and R. G. Douglas et al.), pp. 97—122. *Spec. Publ. Pac. Sect. Soc. econ. Paleont. Miner., Los Angeles.* 11.4.3.
1913. *Pitman III W. C. and Golovchenko X.* (1983) The effect of sea level change on the shelf edge and slope of passive margins. In: *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins* (Ed. by D. J. Stanley and G. T. Moore), pp. 41—58. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 33, Tulsa. 2.4.5.
1914. *Pitty A. F.* (1971) *Introduction to Geomorphology*, 526 pp. *Methuen, London.* 2.4.5.
1915. *Plafker G. and Addicott W. O.* (1976) Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga Formation along the Gulf of Alaska Margin. In: *Recent and Ancient Sedimentary Environments in Alaska* (Ed. by T. P. Miller), pp. Q1—Q23. *Alaska geol. Soc., Anchorage, Alaska.* 13.4.4, 13.5.4.
1916. *Playford P. E. and Cockbain A. E.* (1969) Algal stromatolites: deepwater forms in the Devonian of Western Australia. *Science*, 165, 1008—1010. 10.5.
1917. *Playford P. E. and Cockbain A. E.* (1976) Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. In: *Stromatolites* (Ed. by R. Walter), pp. 389—421. *Elsevier, Amsterdam.* 8.4.7.
1918. *Plint A. G.* (1983) Sandy fluvial point-bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Col-linson and J. Lewin), pp. 355—368. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6. 3.9.4.
1919. *Poag C. W.* (1979) Stratigraphy and depositional environments of Baltimore Canyon Trough. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 63, 1452—1466. Fig. 14.21.
1920. *Porrenga D. H.* (1967) Glaucinite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Mar. Geol.*, 5, 495—501. 9.3.6.
1921. *Postma H.* (1967) Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In: *Estuaries* (Ed. by G. H. Lauff), pp. 158—179. *Am. Ass. Adv. Sci., Washington D. C.* 7.5.1.
1922. *Potter P. E. and Pettijohn F. J.* (1963) *Paleocurrents and Basin Analysis*, 296 pp. *Springer-Verlag, Berlin.* 1.1, 12.5.3.
1923. *Powell R. D.* (1981) A model for sedimentation by

- tidewater glaciers. *Ann. Glaciol.*, 2, 129—134. 13.3.7.
1924. *Powell R. D.* (1983) Glacimarine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers in Glacier Bay, Alaska. In: *Glacial Marine Sedimentation* (Ed. by B. F. Molnia), pp. 185—232. Plenum Press, New York. 13.3.7.
1925. *Powell R. D.* (1984) Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Mar. Geol.*, 57, 1—52. 13.3.7.
1926. *Pratt W. L.* (1963) Glauconite from the sea floor off southern California. In: *Essays in Marine Geology in Honor of K. O. Emery* (Ed. by T. Clements, R. E. Stevenson and D. M. Halmos), pp. 97—119. Univ. S. California Press. 11.3.6.
1927. *Pratt R. M.* (1968) Atlantic continental shelf and slope of the United States — physiography and sediments of the deep-sea basin. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 529-B, 1—44. 11.3.3.
1928. *Pratt R. M.* (1971) Lithology of rocks dredged from the Blake Plateau. *S.-Est. Geol.*, 13, 19—38. 11.3.6.
1929. *Pratt R. M. and Heezen B. C.* (1964) Topography of the Blake Plateau. *Deep-Sea Res.*, 11, 721—728. 11.3.6.
1930. *Prest V. K. et al* (1968) Glacial map of Canada. Scale 1 : 5,000,000. *Geol. Surv. Canada, Map 1253A*, pp. 30. 13.5.1.
1931. *Pretious E. S. and Blench T.* (1951) Final report on special observations of bed movement in the Lower Fraser River at Ladner Reach during 1950 freshet. *Nat. Res. Council Canada, Vancouver*, pp. 12. 3.2.2, *Fig. 3.11*.
1932. *Price R. J.* (1973) *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*, 242 pp. Oliver and Boyd, Edinburgh. 13.3.3.
1933. *Prior D. B. and Coleman J. M.* (1978) Disintegrating retrogressive landslides on very low-angle subaqueous slopes, Mississippi delta, *Mar. Geotech.*, 3, 37—60. 6.8.2.
1934. *Pritchard D. W.* (1955) Estuarine circulation patterns. *Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, 81 (separate 717). 7.5.1.
1935. *Pritchard D. W.* (1967) What is an estuary: physical viewpoint. In: *Estuaries* (Ed. by G. D. Lauff), pp. 3—5. *Am. Assoc. Adv. Sci.*, Washington D. C. 7.5.1.
1936. *Pryor W. A. and Amaral E. J.* (1971) Large-scale cross-stratification in the St. Peter Sandstone. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 239—244. 9.10, 9.10.2.
1937. *Psuty N. P.* (1967) The geomorphology of beach ridges in Tabasco, Mexico, Louisiana State Univ. *Coast. Stud. Ser.*, 18, pp. 51. 6.5.2, *Fig. 6.22*.
1938. *Pudsey C. J. and Reading H. G.* (1982) Sedimentology and structure of the Scotland Group, Barbados. In: *Trench Forearc Geology: Sedimentation and tectonics on modern and active plate margins* (Ed. by J. K. Leggett), pp. 291—308. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 10. 11.4.2.
1939. *Pugh M. E.* (1968) Algae from the Lower Purbeck Limestones of Dorset. *Proc. geol. Ass.*, 79, 512—523. 8.9.1.
1940. *Puigdefabregas C.* (1973) Miocene point bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. *Sedimentology*, 20, 133—144. 3.9.3, 3.9.4.
1941. *Puigdefabregas C. and Van Vliet A.* (1978) Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees, in: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Mill), pp. 469—485, *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.9.3, 3.9.4, *Fig. 3.39, Fig. 3.45*.
1942. *Purdy E. G.* (1961) Bahamian oolite shoals. In: *Geometry of Sandstone Bodies* (Ed. by J. A. Peterson and J. C. Osmond), pp. 53—62. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa. 10.1.
1943. *Purdy E. G.* (1963a) Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. I. Petrography and reaction groups. *J. Geol.*, 71, 334—355. 10.1, 10.2, 10.3.1, 10.3.4, *Fig. 10.19, 10.24*.
1944. *Purdy E. G.* (1963b) Recent carbonate facies of the Great Bahama Bank II. Sedimentary facies. *J. Geol.*, 71, 472—497. 10.1, 10.2.1, 10.3.1, 10.3.2, 10.3.4, *Fig. 10.19, Fig. 10.24*.
1945. *Purdy E. G.* (1974a) Reef configurations: cause and effect. In: *Reefs in Time and Space* (Ed. by L. F. Laporte), pp. 9—76. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 18, Tulsa. 10.3.1, 10.3.2, 10.3.3, 10.3.4, *Fig. 10.17*.
1946. *Purdy E. G.* (1974b) Karst-determined facies patterns in British Honduras: Holocene carbonate sedimentation model. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 825—855. *Fig. 10.31*.
1947. *Purdy E. G., Pusey W. C. and Wantland K. F.* (1975) Continental Shelf of Belize — regional shelf attributes. In: *Belize Shelf — carbonate sediments, clastic sediments, and ecology* (Ed. by K. F. Wantland and W. C. Pusey), pp. 1—39. *Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geol.*, 2, Tulsa. 10.3.4.
1948. *Purser B. H.* (1969) Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. *Sedimentology*, 12, 205—230. 10.1, 10.4.2, *Fig. 10.37*.
1949. *Purser B. H.* (1972) Subdivision et interpretation des séquences carbonatées. *Mem. B.R.G.M.*, 77, 679—698. 10.4.2.
1950. *Purser B. H.* (1973a) Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gulf. In: *The Persian Gulf* (Ed. by B. H. Purser), pp. 157—178. Springer-Verlag, Berlin. 10.1, 10.3.2, 10.3.3.
1951. *Purser B. H.* (1973b) (Ed.) *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*, pp. 471. Springer-Verlag, Berlin. 10.3.3, *Fig. 10.21*.
1952. *Purser B. H.* (1975) Tidal sediments and their evolution in the Bathonian carbonates of Burgundy, France. In: *Tidal Deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 335—343. Springer-Verlag, New York. 10.4.2, *Fig. 10.40, Fig. 10.41*.
1953. *Pusey W. C.* (1975) Holocene carbonate sedimentation on Northern Belize Shelf. In: *Belize shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology*. (Ed. by K. F. Wantland and W. C. Pusey). *Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geol.*, 2, 131—234, Tulsa. 10.3.4.
1954. *Quennell A. M.* (1958) The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. *Qt. J. geol. Soc. Lond.*, 114, 1—24. 14.8.1, *Fig. 14.40, Fig. 14.45*.
1955. *Raaf J. F. M. de* (1964) The occurrence of flute-casts and pseudomorphs after salt crystals in the Oligocene "grès à ripple-marks" of the southern Pyrenees. In: *Turbidites* (Ed. by A. H. Bouma and A. Brouwer), pp. 192—198. Elsevier, Amsterdam. 3.9.2.

1956. Raaf J. F. M. de (1968) Turbidites et associations sédimentaires apparentées. Proc. Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch., 71, 1—23. 14.2.5.
1957. Raaf J. F. M. de and Boersma J. R. (1971) Tidal deposits and their sedimentary structures. Geol. Mijnb., 50, 479—503. 6.5.1, 7.5.1, 7.5.3, 9.1.2, 9.10.1.
1958. Raaf J. F. M. de, Boersma J. R. and Gelder A. van (1977) Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. Sedimentology, 4, 1—52. 9.11.1, 9.13.3, Fig. 9.39, Fig. 9.51, Fig. 9.52.
1959. Raaf J. F. M. de, Reading H. G. and Walker R. G. (1965) Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of north Devon, England. Sedimentology, 4, 1—52. 2.1.2, Fig. 2.1, Fig. 2.2, 6.7.1.
1960. Rachocki A. H. (1981) Alluvial Fans, 161 pp. Wiley, Chichester. 3.2.1.
1961. Racki G. (1982) Ecology of the primitive charophyte algae; a critical review. Neues Jb. Geol. Paleont. Abh., 162, 388—399. 4.6.2.
1962. Rad U. von (1974) Great Meteor and Josephine Seamounts (eastern North Atlantic): composition and origin of bioclastic sands, carbonate and pyroclastic rocks. "Meteor" Forschungsergebnisse, C-19, 1—61. 11.3.3.
1963. Rad U. von, Hinz K., Sarnthein M. and Seibold E. (Eds.). (1982) Geology of the Northwest African Continental Margin, 703 pp. Springer-Verlag, Berlin. 14.5.1.
1964. Radwanski A. (1968) Lower Tortonian transgression onto the Miechow and Cracow Uplands. Acta Geol. Pol., 18, 387—446 (in Polish with English abstract and résumé). 10.6.3.
1965. Radwanski A. (1969) Lower Tortonian transgression onto the southern slopes of the Holy Cross Mountains. Acta Geol. Pol., 19, 137—164 (in Polish with English abstract and résumé). 10.6.3, 10.6.3.
1966. Radwanski A. (1973) Lower Tortonian transgression onto the southeastern slopes of the Holy Cross Mountains. Acta Geol. Pol., 23, 375—434 (in Polish with English abstract and résumé). 10.6.3.
1967. Radwanski A. and Szulcowski M. (1965) Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (southern Hungary). Ann. Univ. Scient. Budapestinensis R. Eötvös Nom., Sect. Geol., 9, 87—107. 11.4.4.
1968. Ragotzkie R. A. (1978) Heat budgets of lakes. In: Lakes; Chemistry, Geology, Physics (Ed. by A. Lerman), pp. 1—20. Springer-Verlag, Berlin. 4.3, Fig. 4.2, Fig. 4.5.
1969. Rahn P. H. (1967) Sheetfloods, streamfloods and the formation of sediments. Ann. Ass. Am. Geogr., 57, 593—604. 3.3.2.
1970. Ramos A. and Sopena A. (1983) Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: Modern and Ancient Fluvial Systems (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 301—312. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 6, 3.8.1, 3.8.3.
1971. Rampino M. R. and Sanders J. E. (1980) Holocene transgression in south-central Long Island, New York. J. sedim. Petrol., 50, 1063—1080. 7.4.1.
1972. Rampino M. R. and Sanders J. E. (1981) Evolution of barrier islands of southern Long Island, New York. Sedimentology, 28, 37—48. 7.4.1.
1973. Ramsay A. T. S. (1973) A history of organic siliceous sediments in oceans. In: Organisms and Continents through Time (Ed. by N. F. Hughes), pp. 199—234. Spec. Pap. Paleont., 12, 11.3.1, Fig. 11.7.
1974. Rao C. P. (1981) Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian), Tasmania, Australia. J. sedim. Petrol., 51, 491—506. 10.6, 10.6.4, Fig. 10.69.
1975. Rao C. P. and Green D. C. (1982) Oxygen and carbon isotope of Early Permian cold-water carbonates, Tasmania, Australia. J. sedim. Petrol., 1111—1125. Fig. 10.36.
1976. Rattay M. (1960) On the coastal generation of internal tides. Tellus, 12, 54. 12.2.4.
1977. Raup O. B. (1970) Brine Mixing: An additional mechanism for formation of basin evaporites. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 54, 2246—2259. 8.6.3.
1978. Rayner D. H. (1963) The Archanarras Limestone of the Middle Old Red Sandstone, Caithness, Scotland. Proc. Yorks. geol. Soc., 34, 117—138. 4.9.1.
1979. Rea D. J. (1976) Analysis of a fast-spreading rise crest: the East Pacific Rise, 9° to 12° south. Mar. geophys. Res., 2, 291—313. 11.3.2.
1980. Read W. A. (1969) Analysis and simulation of Namurian sediments in central Scotland using a Markov-process model. J. int. Ass. mathl. Geol., 1, 199—219. 2.1.2.
1981. Reading H. G. (1964) A review of the factors affecting the sedimentation of the Millstone Grit (Namurian) in the Central Pennines. In: Deltaic and Shallow Marine Deposits (Ed. by L.M.J.U. Van Straaten), pp. 340—346. Elsevier. 6.7.1, Fig. 6.38.
1982. Reading H. G. (1971) Sedimentation sequences in the Upper Carboniferous of northwest Europe. C.r. 6e Congr. Int. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield 1967, IV, 1401—1412. 6.2, 6.7.1.
1983. Reading H. G. (1975) Strike-slip fault systems; an ancient example from the Cantabrians. 9th Int. Congr. Sedimentol. Nice 1975. Thème 4(2), 289—292. Fig. 14.60.
1984. Reading H. G. (1980) Characteristics and recognition of strike-slip systems. In: Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), pp. 7—26. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4, 14.10.2, Fig. 14.40, Fig. 14.49, Fig. 14.55.
1985. Reading H. G. (1982) Sedimentary basins and global tectonics. Proc. geol. Ass., 93, 321—350. 14.3, Fig. 14.6, Fig. 14.7, Fig. 14.8, Fig. 14.10, Fig. 14.11, Fig. 14.15, Fig. 14.21, Fig. 14.62.
1986. Reddering J. S. V. (1983) An inlet sequence produced by migration of a small microtidal inlet against long-shore drift; The Keurbooms inlet, South Africa. Sedimentology, 30, 201—218. 7.3.1.
1987. Reeves C. C., Jr. (1970) Origin, classification and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas, and eastern New Mexico. J. Geol., 78, 352—362. 3.6.2.
1988. Reid R. E. H. (1962) Sponges and the chalk rock. Geol. Mag., 99, 273—278. 11.4.5.
1989. Reimnitz E. (1971) Surf-beat origin for pulsating bottom currents in the Rio Balsas submarine canyon, Mexico. Bull. geol. Soc. Am., 82, 81—90. 12.2.3.

1990. *Reimnitz E. and Bruder K. F.* (1972) River discharge into an ice-covered ocean and related sediment dispersal, Beaufort Sea, coast of Alaska. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 861—866. 13.3.7.
1991. *Reineck H. E.* (1955) Haftrippeln und Haftwarzen, Ablagerungsformen von Flugsand. *Senckenberg. leth.*, 36, 347—357. 5.2.5.
1992. *Reineck H. E.* (1958) Longitudinale schrägschicht im Watt. *Geol. Rdsch.*, 47, 73—82. 7.5.2.
1993. *Reineck H. E.* (1963) Sedimentgefüge in Bereich der südlichen Nordsee. *Abh. senckenbergische naturforsch. Ges.*, 505, 1—138. 7.5.2.
1994. *Reineck H. E.* (1967) Layered sediments of tidal flats, beaches and schelf bottoms of the North Sea. In: *Estuaries* (Ed. by G. D. Lauff), pp. 191—206. *Am. Ass. Adv. Sci.*, Washington D. C. 7.5.2, Fig. 7.41.
1995. *Reineck H. E.* (1972) Tidal flats. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by K. J. Rigby and W. K. Hamblin), pp. 146—159. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 16, Tulsa. 7.5.2.
1996. *Reineck H. E., Gutman W. F. and Hertweck G.* (1967) Das schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter schelfablagerungen. *Senckenberg. leth.*, 48, 219—275. 9.5.1.
1997. *Reineck H. E. and Singh I. B.* (1971) Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer) III. Die Gefüge von Vorstrand und Schelfsedimenten. *Senckenberg. Mar.*, 3, 185—201. 7.2.3, Fig. 7.11.
1998. *Reineck H. E. and Singh I. B.* (1972) Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, 18, 123—128. 7.2.2, 9.8.3.
1999. *Reineck H. E. and Singh I. B.* (1973) Depositional Sedimentary Environments — with Reference to Terrigenous Clastics, 439 pp. Springer-Verlag, Berlin. 1.1, 7.2.3, 7.5.2, Fig. 7.11, Fig. 7.42, 9.10.1.
2000. *Reineck H. E. and Wunderlich F.* (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99—104. 7.5.2.
2001. *Reinson G. E. and Rosen P. S.* (1982) Preservation of ice-formed features in a subarctic sandy beach sequence: geologic implications. *J. sedim. Petrol.*, 52, 463—471. 13.3.7.
2002. *Reiss Z., Luz B., Almogi-Labina A., Halicz E. and Winter A.* (1980) Late Quaternary paleoceanography of the Red Sea. *Quat. Res.*, 14, 294—308. 11.3.5.
2003. *Rentzsch J.* (1974) The "Kupferschiefer" in comparison with deposits of the Zambian Copperbelt. In: *Gisements Stratiformes et Provinces Cuprifères* (Ed. by P. Bartholome), pp. 235—254. *Soc. Geol. Belgique, Liège*. 14.4.1.
2004. *Renz O.* (1973) Two lamellaptychi (Ammonoidea) from the Magellan Rise in the Central Pacific. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 17 (E. L. Winterer, J. I. Ewing et al.), pp. 377—405. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
2005. *Retallack G. J.* (1976) Triassic palaeosoils in the Upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I: Features of the palaeosoils. *J. geol. Soc. Austr.*, 23, 383—399. 3.9.2.
2006. *Retallack G. J.* (1977) Triassic palaeosoils in the Upper Narrabeen Group of New South Wales. Part II: Classification and reconstruction. *J. geol. Soc. Austr.*, 24, 19—36. 3.9.2.
2007. *Retallack G. J.* (1983) A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: The mid-Tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota. *Bull. geol. Soc. Am.*, 94, 823—840. 3.9.2.
2008. *Reutter K.-J.* (1981) A trench-forearc model for the northern Apennines. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins* (Ed. by F. C. Wezel), pp. 433—443. C.N.R. Italian Project of Oceanography. 14.9.2.
2009. *Revelle R. R.* (1944) Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its seventh cruise. *Publ. Carnegie Instn.*, 556, 1—180. 11.1.1.
2010. *Rhoads D. C.* (1975) The paleoecological and environmental significance of trace fossils. In: *The Study of Trace Fossils* (Ed. by R. W. Frey), pp. 147—160. Springer-Verlag, Berlin. 9.12.1, Fig. 9.32.
2011. *Rhoads D. C. and Boyer L. E.* (1982) The effect of marine benthos on physical properties of sediments; a successional perspective. In: *Animal — Sediment Relations: The Biogenic Alteration of Sediments* (Ed. by P. L. McCall and M.J.S. Tevesz). *Topics in Geobiology*, 2, 3—52. 9.3.5, Fig. 9.31.
2012. *Rhodes E. E.* (1982) Depositional model for a chenier plan, Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentology*, 29, 201—221. 7.2.6.
2013. *Riba O.* (1967) Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta. geol. Hisp.*, 2, 3—8. 4.8, 4.9.3.
2014. *Ricci-Lucchi F.* (1975) Sediment dispersal in turbidite basins; examples from the Miocene of northern Apennines: 9th Int. Congr. Sedimentol., Nice 1975, Thème 5(2), 347—352. 12.5.4, 12.6.2.
2015. *Ricci Lucchi F. and Valmori E.* (1980) Basin-wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, 27, 241—270. 12.6.2, Fig. 12.43.
2016. *Ricci Lucchi F., Colella A., Gabbianelli G., Rossi S. and Normark W. R.* (1984) The Crati Submarine Fan, Ionian Sea. *GeoMar. Letts.*, 3, 71—78. 12.4.3.
2017. *Rice D. D.* (1984) Widespread, shallow marine, storm-generated sandstone units in the Upper Cretaceous Mosby Sandstone, Central Montana. In: *Siliciclastic Shelf Sediments* (Ed. by R. W. Tillman and C. T. Siemers), pp. 143—161. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 34, Tulsa. 9.13.4.
2018. *Richardson M. J., Wimbush M. and Mayer L.* (1981) Exceptionally strong near-bottom flows on the continental rise off Nova Scotia. *Science*, 213, 887—888. 12.2.4.
2019. *Richards F. A.* (1976) Dissolved gases other than carbon dioxide. In: *Chemical Oceanography* (Ed. by J. P. Riley and G. Skirrow), pp. 197—255, 1, Academic Press, London. Fig. 11.4.
2020. *Richter D. K. and Füchtbauer H.* (1978) Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. *Sedimentology*, 25, 843—860. 10.4.1.
2021. *Richter-Bernberg G.* (1955) Stratigraphische Gliederung des Deutschen Zechsteins. *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 105, 843—854. 8.10.3.
2022. *Richter-Bernberg G.* (1957) Isochrone Warven im Anhy-

- drite des Zechstein 2. Dtsch. Geol. Landesanst. Geol. Jb. Bd. 74, 601—610. 8.6.3.
2023. *Richter-Bernberg G.* (1974) Facies and paleogeography of the Messinian evaporites in Sicily. In: Messinian Events in the Mediterranean (Ed. by C. W. Grooger), pp. 124—141. North Holland Publishing Co., Amsterdam. 8.6.1.
2024. *Rickards R. B.* (1964) The graptolitic mudstone and associated facies in the Silurian strata of the Howgill Fells. Geol. Mag., 101, 435—451. 11.4.4.
2025. *Ridd M. F.* (1970) Mud volcanoes in New Zealand. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 54, 601—606. 14.7.1.
2026. *Rider M. H.* (1978) Growth faults in the Carboniferous of western Ireland. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 62, 2191—2213. 6.8.3.
2027. *Rider M. H. and Laurier D.* (1979) Sedimentology using a computer treatment of well logs. Trans. Soc. Professional Well Log Analysts, pp. 12. 6th European Symp., London, 2.3.3.
2028. *Riding R.* (1979) Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater. Upper Miocene, southern Germany. Sedimentology, 26, 645—680. 4.9.5, Fig. 4.21.
2029. *Riding R.* (1981) Composition, structure and environmental setting of Silurian bioherms and biostromes in northern Europe. In: European Fossil Reef Models (Ed. by D. F. Toomey), pp. 41—84. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, Tulsa. 10.5.
2030. *Risacher F. and Eugster H. P.* (1979) Holocene pisoliths and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. Sedimentology, 26, 253—270. 4.7.2.
2031. *Riviere A.* (1977) Methodes granulométriques: techniques et interprétation, 170 pp. Masson, Paris. 12.3.4.
2032. *Roberts D. G., Montadert L. and Searle R. C.* (1979) The western Rockall Plateau, stratigraphy and structural evolution. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48 (L. Montadert, D. G. Roberts et al.), pp. 1061—1088. U.S. Government Printing Office, Washington. 14.5.1.
2033. *Roberts H. H.* (1980) Sediment characteristics of Mississippi River delta-front mudflow deposits. Trans. Gulf-Cst Ass. geol. Socs., 30, 485—496. 6.8.2.
2034. *Roberts H. H., Cratsley D. W. and Whelan T.* (1976) Stability of Mississippi delta sediments as evaluated by analysis of structural features in sediment borings. Offshore Tech. Conf. Paper, No. OTC 2425, pp. 14, Fig. 6.41.
2035. *Robertson A. H. F.* (1975) Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge. J. geol. Soc., 131, 511—531. 11.4.2.
2036. *Robertson A. H. F.* (1976) Origin of ochres and umbers: evidence from Skouriotissa, Troodos Massif, Cyprus. Trans. Inst. Min. Metall., B, 85, 245—251. 11.4.2.
2037. *Robertson A. H. F.* (1978) Metallogenesis along a fossil fracture zone: Arakapas fault belt, Troodos Massif, Cyprus. Earth planet. Sci. Letts., 41, 317—329. 11.4.2.
2038. *Robertson A. H. F. and Flett A. J.* (1976) The origins of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos Massif, Cyprus. Earth planet. Sci. Letts., 28, 385—394. 11.4.2.
2039. *Robertson A. H. F. and Hudson J. D.* (1973) Cyprus umbers: chemical precipitates on a Tethyan ocean ridge. Earth planet. Sci. Letts., 18, 93—101. 11.4.2.
2040. *Robertson A. H. F. and Hudson J. D.* (1974) Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 403—436. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1. 11.4.2, 11.4.6, Fig. 11.25.
2041. *Robertson A. H. F. and Woodcock N. H.* (1980) Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. In: Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), pp. 127—145. Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 4. 14.8.2.
2042. *Robin G. de Q.* (1979) Formation, flow and disintegration of ice shelves. J. Glaciol., 24, 259—271. 13.3.7.
2043. *Robinson A. H. W.* (1966) Residual currents in relation to sandy shoreline evolution of the East Anglian coast. Mar. Geol., 4, 57—84. 9.10.3.
2044. *Robinson P.* (1973) Palaeoclimatology and Continental Drift. In: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Vol. 1. (Ed. by D. H. Tarling and S. K. Runcorn), pp. 451—476. Academic Press, London. 5.1.
2045. *Roche M. A.* (1970) Evaluation des pertes du Lac Tschad par abandon superficiel d et infiltrations marginales. Calv. ORSTOM Sér. Geol., 11, 67—80. 4.5.
2046. *Rochow K. A.* (1981) Seismic stratigraphy of the North Sea "Palaeocene" deposits. In: Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe (Ed. by L. V. Illing and G. D. Hobson), pp. 255—66. Heyden, London. 12. 6.1, Fig. 14.17.
2047. *Rodgers D. A.* (1980) Analysis of pull-apart basin development produced by an echelon strike-slip faults. In: Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), pp. 27—41. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4. 14.8, Fig. 14.42.
2048. *Rodgers J.* (1968) The eastern edge of the North American continent during the Cambrian and Early Ordovician. In: Studies of Appalachian Geology, Northern and Maritime (Ed. by E. Zen), pp. 141—149. Wiley-Interscience, New York. 11.4.4.
2049. *Rodolfo K. S.* (1969) Sediments of the Andaman Basin, northeastern Indian Ocean. Mar. Geol., 7, 371—402. 14.7.3, 14.7.4.
2050. *Roehl P. O.* (1967) Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of Recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 51, 1979—2032. 10.1.
2051. *Roep Th. B., Beets D. J., Dronkert H. and Pagnier H.* (1979) A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain, Sedim. Geol., 22, 135—163. 7.2.5.
2052. *Roeschmann G.* (1971) Problems concerning investigations of paleosols in older sedimentary rocks, demonstrated by the example of Wurzelböden of the Carboniferous system. In: Paleopedology; Origin, Nature and Dating of Paleosols (Ed. by D. H. Yaalon), pp. 311—320. Internat. Soc. of Soil Sci. and Israel Univ. Press, Jerusalem. 3.9.2.
2053. *Rognon P., Biju-Duval B. and de Charpal O.* (1972) Modèles glaciaires dans l'Ordovicien supérieure saharien: phases d'érosion et glaciotectonique sur la



- bordure nord des Eglab. Rev. Géogr. phys. géol. dyn., 14, 507—527. 13.4.1.
2054. *Rona P. A.* (1978) Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. *Econ. Geol.*, 73, 135—160. 14.6.2.
2055. *Rona P. A.* (1980) TAG Hydrothermal Field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26° N. *J. geol. Soc.*, 137, 385—402. 11.3.2.
2056. *Rona P. A., Boström K. and Epstein S.* (1980) Hydrothermal quartz vug from the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 8, 569—572. 11.3.2.
2057. *Ross D. A.* (1971) Sediments of the northern Middle America Trench. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 303—322. 12.4.4.
2058. *Ross D. A. and Gvirtzman G.* (Eds) (1979) New aspects of sedimentation in small ocean basins. *Sedim. Geol.*, 23, 1—299. 11.3.5.
2059. *Rowell A. J., Rees M. N. and Szczech C. A.* (1979) Margin of the North American continent in Nevada during late Cambrian times. *Am. J. Sci.*, 279, 1—18. 14.5.2.
2060. *Royden L. H., Horváth F. and Burchfiel B. C.* (1982) Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Bull. geol. Soc. Am.*, 93, 717—725. 14.9.4.
2061. *Ruhe R. V.* (1965) Quaternary Paleopedology, In: *The Quaternary of the United States* (Ed. by H. E. Wright and D. G. Frey), pp. 755—764. Princeton University Press, Princeton. 13.3.5.
2062. *Rupke N. A.* (1975) Deposition of fine-grained sediments in the abyssal environment of the Algéro-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 22, 95—109. 12.4.4.
2063. *Rupke N. A.* (1976) Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees. *J. geol. Soc. London*, 132, 121—130. 12.3.4.
2064. *Rupke N. A.* (1977) Growth of an ancient deep-sea fan. *J. Geol.*, 85, 725—44. 12.5.3, 12.5.4, 12.6.3, Fig. 12.44.
2065. *Rupke N. A. and Stanley D. J.* (1974) Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algéro-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. *Smithsonian Contributions to the Earth Science*, 13, 40 pp. 12.2.3, 12.3.4, 12.4.4.
2066. *Rusnak G. A.* (1960) Sediments of Laguna Madre, Texas. In: *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico* (Ed. by F. P. Shepard, F. B. Phleger and T. H. van Andel), pp. 153—196. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa. 7.2.4, 10.2.1.
2067. *Russell R. J.* (1936) Physiography of the lower Mississippi River delta. In: *Reports on the Geology of Plaquemines and St. Bernard Parishes*. Louisiana Dept. Conservation. *Geol. Bull.*, 8, 1—199. 6.2.
2068. *Russell R. J. and Howe H. V.* (1935) Cheniers of Southwestern Louisiana. *Geogr. Rev.*, 25, 449—461. 7.2.6.
2069. *Russell R. J. and Russell R. D.* (1939) Mississippi River delta sedimentation. In: *Recent Marine Sediments* (Ed. by P. D. Trask), pp. 153—177. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa. 6.2.
2070. *Rust B. R.* (1972a) Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18, 221—245. 3.2.1, Fig. 3.2, Fig. 3.5.
2071. *Rust B. R.* (1977b) Pebble orientation in fluvial sediments. *J. sedim. Petrol.*, 42, 384—388. 3.2.1.
2072. *Rust B. R.* (1978) Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 605—625. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, Calgary. Fig. 3.50.
2073. *Rust B. R.* (1981) Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system. *J. sedim. Petrol.*, 51, 745—755. 3.5.
2074. *Rust B. R. and Gostin V. A.* (1981) Fossil transverse ribs in Holocene alluvial fan deposits, Depot Creek, South Australia. *J. sedim. Petrol.* 51, 441—444. 3.2.1.
2075. *Rust B. R. and Legun* (1983) Modern anastomosing-fluvial deposits in arid Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin). *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6, 383—392. 3.5.
2076. *Rust B. R. and Romanelli R.* (1975) Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation* (Ed. by A. V. Jopling and B. C. McDonald), pp. 177—192. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 23, Tulsa. 13.3.6.
2077. *Rust I. C.* (1977) Evidence of shallow marine and tidal sedimentation in the Ordovician Graafwater Formation, Cape Province, South Africa. *Sedim. Geol.*, 18, 123—133. 7.5.3.
2078. *Rusyla K.* (1977) Stratigraphic analysis of the Navajo Sandstone: a discussion. *J. sedim. Petrol.*, 47, 489—491. 5.3.2.
2079. *Rutten L. M. R.* (1927) Voordrachten over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indie, pp. 839. Wolters, Groningen. 14.2.2.
2080. *Ruttner F.* (1952) *Fundamentals of Limnology*, 3rd edn., 307 pp. University of Toronto Press. 4.3.
2081. *Ryan W. B. F. and Hsü K. J. et al.* (1973) Initial Reports of Deep Sea Drilling Project 13, 1447 pp. U.S. Government Printing Office, Washington. 8.1.2, 8.10.2.
2082. *Ryer T. A.* (1977) Patterns of Cretaceous shallow-marine sedimentation, Coalville and Rockport areas, Utah. *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, 177—178. 7.4.2.
2083. *Ryer T. A.* (1981) Deltaic coals of Ferron Sandstone Member of Mancos Shale: predictive model for Cretaceous coal-bearing strata of Western Interior. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 2323—2340. 6.7.1.
2084. *Rzóska J.* (1974) The Upper Nile Swamps, a tropical wetland study. *Freshwat. Biol.*, 4, 1—130. 3.6.1.
2085. *Saltzman E. S. and Barron E. J.* (1982) Deep circulation in the Late Cretaceous: oxygen-isotope paleotemperatures from *Inoceramus* remains in D.S.D.P. cores. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 40, 167—181. 11.3.1.
2086. *Sandberg P. A.* (1975) New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22, 497—538. 10.2.1.
2087. *Sandberg P. A.* (1983) An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305, 19—22. 10.2.1, 10.4.1.
2088. *Sanders J. E.* (1968) Stratigraphy and primary sedimentary structures of fine-grained, well-bedded strata, inferred lake deposits, Upper Triassic, Central and Southern Connecticut. In: *Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern*

- North America, (Ed. by G. de V. Klein), pp. 265—305. Spec. Pap. geol. Soc. Am., 106. 4.8, 4.9.2.
2089. *Sanders J. E. and Kumar N.* (1975a) Evidence of shoeface retreat and in-place "drowning" during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York. Bull. geol. Soc. Am., 86, 65—76. 7.4.1, Fig. 7.33.
2090. *Sanders J. E. and Kumar N.* (1975b) Holocene shoestring sand on inner continental shelf off Long Island, New York. Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 59, 997—1009. 7.4.1.
2091. *Sangree J. B. and Widmier J. M.* (1977) Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration (Ed. by C. E. Payton). Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 26, 165—184. 12.4.1.
2092. *Santisteban C. and Taberner C.* (1983) Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna Basin, SE Spain. J. geol. Soc., 140, 401—411. 10.5.
2093. *Sartori R.* (1974) Modern deep-sea magnesian calcite in the central Tyrrhenian Sea. J. sedim. Petrol., 44, 1313—1322. 11.3.5.
2094. *Sato T.* (1977) Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. In: Volcanic Processes in Ore Genesis (Ed. by M. J. Jones), pp. 153—161. Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 7. 14.7.2.
2095. *Saunders J. B.* (1965) Field trip guide, Barbados. In: Trans. 4th Caribbean Geological Conference, Trinidad (Ed. by J. B. Saunders), pp. 433—449. 11.4.2.
2096. *Sawkins F. J.* (1974) Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. Geol. Assoc. Canada/Mineral. Assoc. Canada (abs), St. John's, Newfoundland, pp. 81, 14.4.2.
2097. *Sawkins F. J.* (1982) Metallogenesis in relation to rifting. In: Continental and Oceanic Rifts (Ed. by G. Palmason), pp. 259—270. Geodynamic Series, 8. Am. geophys. Un. and Geol. Soc. Am., Colorado. 14.4.2.
2098. *Sawyer D. S., Swift B. A., Sclater J. G. and Toksoz M. N.* (1982) Extensional model for the subsidence of the northern United States Atlantic continental margin. Geology, 10, 134—140. 14.5.1.
2099. *Saxov S. and Nieuwenhuis J. K., eds.* (1982) Marine Slides and other Mass Movements, 353 pp. Plenum Press, New York. 12.2.3.
2100. *Sayles F. L., Ku T.-L. and Bowles P. C.* (1975) Chemistry of ferromanganoan sediments of the Bauer Deep. Bull. geol. Soc. Am., 86, 1422—1431. 11.3.4.
2101. *Schäfer W.* (1972) Ecology and Palaeoecology of Marine Environments (Trans. by I. Oertel; Ed. by G. Y. Craig), 568 pp. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1.1, 9.1.2.
2102. *Schäfer A. and Stapf K. R. G.* (1978) Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. In: Modern and Ancient Lake Sediments (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 81—106. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 2, 4.6.2.
2103. *Schaller W. T. and Henderson E. P.* (1932) Mineralogy of drill cores from the Potash field of New Mexico and Texas. Bull. U.S. geol. Surv. 833, 124 pp. 8.2.2, 8.11.1.
2104. *Schenk P.* (1969) Carbonate-Sulfate redbed facies and cyclic sedimentation of the Windsorian Stage (M. Carboniferous) Maritime Provinces. Can. J. earth Sci., 6, 1019—1066. 8.9.
2105. *Schermerhorn L. J. G.* (1974) Late Precambrian mixtures: glacial and/or nonglacial? Am. J. Sci., 274, 673—824. 13.1, 13.4.4.
2106. *Schindler C.* (1976) Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung. Wasser. Energie, Luft, 68, 195—202. 4.6.1.
2107. *Schlager W.* (1969) Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. Geol. Rdsch., 59, 289—308. 11.4.4.
2108. *Schlager W.* (1974) Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors. In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 49—70. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1. 11.4.4, 11.4.5, Tab. 11.4.
2109. *Schlager W.* (1981) The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. Bull. geol. Soc. Am., 92, 197—211. 10.5.
2110. *Schlager W. and Bolz H.* (1977) Clastic accumulation of sulphate evaporites in deep water. J. sedim. Petrol., 47, 600—609. 8.6.3, 8.10.3.
2111. *Schlager W. and Chermak A.* (1979) Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. In: Geology of Continental Slopes. (Ed. by L. J. Doyle and O. H. Pilkey), pp. 193—207. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 27, Tulsa. 12.3.5.
2112. *Schlager W. and James N. P.* (1978) Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. Sedimentology, 25, 675—702. Fig. 10.1, 11.3.6, 11.4.6.
2113. *Schlager W. and Schlager M.* (1973) Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden — Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). Sedimentology, 20, 65—89. 11.4.4.
2114. *Schlanger S. O.* (1963) Subsurface geology of Eniwetok Atoll. Prpf. Pap. U.S. geol. Surv., 260-BB, 991—1066. 10.1, 10.3.2.
2115. *Schlanger S. O.* (1981) Shallow-water limestones in oceanic basins as tectonic and paleoceanographic indicators. In: The Deep Sea Drilling Project: a Decade of Progress (Ed. by J. E. Warme, R. G. Douglas and E. L. Winterer), pp. 209—226. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 32, Tulsa. 11.3.2.
2116. *Schlanger S. O., Arthur M. A., Jenkyns H. C. and Scholle P. A.* (1985) The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $\delta^{13}\text{C}$  excursion. In: Marine Petroleum Source Rocks (Ed. by J. Brooks and A. J. Fleet), Spec. Publ. geol. Soc. Lond., в печати. 11.4.5, 11.4.6.
2117. *Schlanger S. O. and Douglas R. G.* (1974) The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 117—148. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1. 11.3.3.
2118. *Schlanger S. O., Jackson E. D. et al.* (1976) Initial

- Reports of the Deep Sea Drilling Project, 33, 973 pp. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3, 11.4.2.
2119. *Schlanger S. O. and Jenkyns H. C.* (1976) Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geol. Mijnb.*, 55, 179—184. 11.4.6, Fig. 11.47.
2120. *Schlanger S. O., Jenkyns H. C. and Premoli-Silva I.* (1981) Volcanism and vertical tectonics in the Pacific basin related to global Cretaceous transgressions. *Earth planet. Sci. Letts.*, 52, 435—449. 2.4.5, 11.3.3.
2121. *Schlee J. S.* (1981) Seismic stratigraphy of Baltimore Canyon trough. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 26—53. Fig. 14.21.
2122. *Schmalz R. F.* (1969) Deep-water evaporite deposition: a genetic model. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 798—823. 8.1.2, 8.10.2, Fig. 8.2.
2123. *Schmalz R. F.* (1970) Environment of marine evaporite deposition. *Miner. Ind.*, 35, 1—7. Fig. 8.40.
2124. *Schneidermann N.* (1970) Genesis of some Cretaceous carbonates in Israel. *Israel. J. earth Sci.*, 19, 97—115. 11.4.5.
2125. *Scholl D. W., Huene R. von, Vallier T. L. and Howell D. G.* (1980) Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at under-thrust ocean margins. *Geology*, 8, 564—568. 14.7.1, Fig. 14.28, Fig. 14.33.
2126. *Scholl D. W. and Creager J. S.* (1973) Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results: far north Pacific and Aleutian Ridge, and Bering Sea. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 19, (J. S. Creager, D. W. Scholl et al.), pp. 897—913. U.S. Government Printing Office, Washington, 11.3.5.
2127. *Scholl D. W. and Marlow M. S.* (1974) Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed circum-Pacific eugeosyncline. In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation (Ed. by R. H. Dott Jr. and R. H. Shaver), pp. 193—211. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 19, Tulsa. 14.7.1.
2128. *Scholl D. W. and Taft W. H.* (1964) Algae, contributors to the formation of calcareous tufa, Mono Lake, California. *J. sedim. Petrol.*, 34, 309—319. 4.9.5.
2129. *Scholle P. A.* (1974) Diagenesis of Upper Cretaceous chalks from England, Northern Ireland, and the North Sea. In: *Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 177—210. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1. 11.4.5.
2130. *Scholle P. A.* (1978) A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 27, 241 pp. Tulsa. 10.1, 10.2.1.
2131. *Scholle P. A. and Arthur M. A.* (1980) Carbon-isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 64, 67—87. 11.4.6.
2132. *Scholle P. A., Arthur M. A. and Ekdale A. A.* (1983) Pelagic environment. In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed. by P. A. Scholle, D. G. Bebout and C. H. Moore). *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 33, 620—691. 11.4.1.
2133. *Scholle P. A., Bebout D. G. and Moore C. H. (Eds)* (1983) *Carbonate Depositional Environments*, 708 pp. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 33, Tulsa. 1.1, 10.1, 10.6.
2134. *Scholle P. A. and Kling S. A.* (1972) Southern British Honduras: lagoonal coccolith ooze. *J. sedim. Petrol.*, 42, 195—204. 10.2.1, 10.3.4.
2135. *Scholle P. A. and Spearing D. (Eds)* (1982) *Sandstone Depositional Environments*, 410 pp. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 31, Tulsa. 1.1.
2136. *Schoff T. J. M.* (1980) *Palaeoceanography*, 341 pp. Harvard Univ. Press. 8.2.1.
2137. *Schöttle M. and Müller G.* (1968) Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany. In: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe* (Ed. by G. Müller and G. M. Friedman), pp. 148—156. Springer-Verlag, New York. 4.6.2.
2138. *Schreiber B. C.* (1973) Survey of physical features of Messinian chemical sediments. In: *Messinian Events in the Mediterranean* (Ed. by C. W. Grooger), pp. 101—110. North Holland Publishing Company, Amsterdam. 8.1.2.
2139. *Schreiber B. C., Catalano R. and Schreiber E.* (1977) An evaporitic lithofacies continuum: latest Miocene (Messinian) deposits of Salemi Basin (Sicily and a modern analog. In: *Reefs and Evaporites—Concepts and Models* (Ed. by J. H. Fisher), pp. 169—180. *Am. Ass. petrol. Geol. Stud. Geol.*, 5. 8.39, 8.10.2.
2140. *Schreiber B. C. and Friedman G. M.* (1976) Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporites of Sicily as determined from analysis of intercalated carbonates. *Sedimentology*, 23, 255—270. 8.10.2.
2141. *Schreiber B. C., Friedman C. H., Decima A. and Schreiber E.* (1976) Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, 23, 729—760. 8.1.2, 8.6.1, 8.6.3, 8.10.2.
2142. *Schreiber B. C. and Hsü J. K.* (1980) Evaporites. In: *Developments in Petroleum Geology* (Ed. by G. D. Hobson), pp. 87—138. 8.1.1., 8.6.1, Table 8.4.
2143. *Schreiber B. C. and Kinsman D. J. J.* (1975) New observations on the Pleistocene evaporites of Montallegro, Sicily and a modern analog. *J. sedim. Petrol.*, 45, 459—479. 8.6.1.
2144. *Schreiber B. C., McKenzie J. and Decima A.* (1981) Evaporitive limestone: its genesis and diagenesis. *Abs., Am. Ass. petrol. Geol.* 65, 988. 8.6.1, 8.10.2.
2145. *Schreiber B. C., Roth M. S. and Helman M. L.* (1982) Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these forms from diagenetic overprints. In: *Depositional and diagenetic spectra of evaporites — a core workshop* (Ed. by C. R. Handford, R. D. Loucks and G. R. Davies), *SEPM Core Workshop 3*, pp. 1—32. 8.4, 8.4.5.
2146. *Schuchert C.* (1923) Sites and natures of the North-American geosynclines. *Bull. geol. Soc. Am.*, 34, 151—260. 14.2.2.
2147. *Schueback M. A. and Vail P. R.* (1980) Evolution of outer highs on divergent continental margins. In: *Continental Tectonics. Studies in Geophysics*, pp. 50—61. *Nat. Acad. Sci. Washington.* 14.5.1.
2148. *Schumm S. A.* (1971b) Fluvial geomorphology; channel adjustment and river metamorphosis. In: *River Mechanics*. (T. W. Shen, Editor and Publisher), chapter 5, pp. 22. Fort Collins, Colorado. Fig. 3.19.

2149. Schumm S. A. (1977) *The Fluvial System*, 338 pp. J. Wiley and Sons, New York. 3.6.2, 3.9.4.
2150. Schumm S. A. and Kahn H. R. (1972) Experimental study of channel patterns. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 1755—1770. 3.4.1.
2151. Schwartz D. E. (1978) Hydrology and current orientation analysis of a braided-to-meandering transition: The Red River in Oklahoma and Texas. U.S.A. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 231—255. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.2.2.
2152. Schwartz R. K. (1975) Nature and genesis of some storm washover deposits. U.S. Army Corps. Engin. Coastal Eng. Res. Centre Tech. Mem., 61, pp. 69. 7.2.4, Fig. 7.17.
2153. Schwartz R. K. (1982) Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*, 29, 835—849. 7.2.4; Fig. 7.17.
2154. Schwarzacher W. and Fischer A. G. (1982) Limestone-shale bedding and perturbations of the Earth's orbit. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 72—95. Springer-Verlag, Berlin. 11.4.6.
2155. Sclater J. G., Anderson R. N. and Bell M. L. (1971) Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. geophys. Res.*, 76, 7888—7915. 11.3.3, 12.5.1.
2156. Sclater J. G. and Christie P. A. F. (1980) Continental stretching: and explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *J. geophys. Res.*, 85, 3711—3739. 14.4.2.
2157. Sclater J. G., Royden L., Horváth F., Burchfiel B. C., Semken S. and Stegena L. (1980) The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. *Earth planet. Sci. Letts*, 51, 139—162. 14.9.4.
2158. Scoffin T. P., Alexandersson E. T., Bowes G. E., Clokie J. J., Farrow G. E. and Milliman J. D. (1980) Recent temperate sub-photic, carbonate sedimentation, Rockall Bank, Northeast Atlantic. *J. sedim. Petrol.*, 50, 331—356. 10.6, 10.6.2.
2159. Scoffin T. P., Stoddart D. R., McLean R. F. and Flood P. G. (1978) The recent development of the reefs in the Northern Province of the Great Barrier Reef. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, 284, 129—139. 10.3.4.
2160. Scott A. C. (1978) Sedimentological and ecological control of Westphalian B plant assemblages from West Yorkshire. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 42, 461—508. 3.9.2, 6.7.1.
2161. Scott J. T. and Csandy G. T. (1976) Nearshore currents off Long Island. *J. geophys. Res.*, 81, 5403—5409. 9.6.2.
2162. Scott K. M. (1967) Intra-bed palaeocurrent variations in a Silurian flysch sequence, Kirkcudbrightshire, Southern Uplands of Scotland. *Scott. J. Geol.*, 3, 268—281. 12.3.4.
2163. Scott M. R. (1975) Distribution of clay minerals on Belize Shelf. In: *Belize Shelf — carbonate sediments, clastic sediments, and ecology*, (Ed. by K. F. Wantland and W. C. Pusey). *Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geol.*, 2, 97—130, Tulsa. 10.3.4.
2164. Scott R. B., Malpas J., Rona P. A. and Udintsev G. (1976) Duration of hydrothermal activity at an oceanic spreading center, Mid-Atlantic Ridge (lat. 26° N). *Geology*, 4, 233—236. 11.3.2.
2165. Scott R. M. and Tillman R. W. (1981) Stevens Sandstone (Miocene), San Joaquin Basin, California. In: *Deep-Water Clastic Sediments: a Core Workshop*. (Ed. by C. T. Slemers, R. W. Tillman and C. R. Williamson), pp. 116—248. *Soc. econ. Paleont. Miner. Core Workshop No. 2*, San Francisco. 12.3.6, 12.4.3, 12.6.2, Fig. 12.40.
2166. Scott R. W. and West R. R. (1976) Structure and Classification of Palaeocommunities, 291 pp. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 9.1.2.
2167. Scruton P. C. (1956) Oceanography of Mississippi delta sedimentary Environments. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 40, 2864—2952. 6.5.2.
2168. Scruton P. C. (1960) Delta building and the deltaic sequence. In: *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico* (Ed. by F. P. Shepard, F. B. Phleger and T. J. H. van Andel), pp. 82—102. *Am. Ass. petrol. Geol.*, Tulsa. 6.4.
2169. Searle R. C. (1979) Side-scan sonar studies of North Atlantic fracture zones. *J. geol. Soc.*, 136, 283—291. 14.8.1.
2170. Sears S. O. and Lucia F. J. (1979) Reef-growth model for Silurian pinnacle reefs, northern Michigan and trend. *Geology*, 3, 299—302. 8.10.5, Fig. 8.50.
2171. Sears S. O. and Lucia F. J. (1980) Dolomitization of Northern Michigan Niagara reefs by brine refluxion and fresh water/sea water mixing. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Ed. by D. H. Zenger, J. B. Dunham and R. C. Ethingotn), pp. 215—235. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 28. 8.10.5, Fig. 8.50.
2172. Sedimentation Seminar (1978) *Sedimentology of the Kyrcock Sandstone (Pennsylvanian) in the Brownsville paleovalley, Edmonson and Hart Counties, Kentucky*. *Rept. Invest. Kentucky geol. Surv.*, 21, 24 pp. 3.9.4.
2173. Seeling A. (1978) The Shannon Sandstone, a further look at the environment of deposition at Heldt Draw field, Wyoming. *Mount. Geol.*, 15, 133—144. 9.13.4.
2174. Seely D. R., Vail P. R. and Walton G. G. (1974) Trench slope model. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C. A. Burk and C. L. Drake), pp. 249—260. Springer-Verlag, New York. 14.7.1.
2175. Seilacher A. (1967) Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5, 413—428. 9.9.1, Fig. 9.31, 12.3.4, 12.5.1, Fig. 12.30.
2176. Seilacher A. (1973) Biostratinomy: the sedimentology of biologically standardized particles. In: *Evolving Concepts in Sedimentology* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 159—177. Johns Hopkins University Press, Baltimore. 9.9.1.
2177. Seilacher A. (1978) Use of trace fossil assemblages for recognising depositional environments. In: *Trace Fossil Concepts* (Ed. by P. B. Basan) *SEPM Short Course No. 5*, Oklahoma. 12.5.1.
2178. Seilacher A. (1982) Destructive features of sandy tempestites. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 333—349. Springer-Verlag, Berlin. 9.12.1, Fig. 9.46, 10.4.4.

2179. *Selley R. C.* (1969) Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device. *J. geol. Soc.*, 125, 557—581. 1. 2.1.2, Fig. 2.3.
2180. *Selley R. C.* (1970) Ancient Sedimentary Environments, 237 pp. Chapman and Hall, London. 1.1.
2181. *Selley R. C.* (1976a) An Introduction to Sedimentology, 408 pp. Academic Press, London. 2.2.1, 8.9.
2182. *Selley R. C.* (1976b) Subsurface environmental analysis of North Sea sediments. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 60, 184—195. 9.9.1.
2183. *Sellwood B. W.* (1970) The relation of trace fossils to small scale sedimentary cycles in the British Lias. In: Trace Fossils (Ed. by T. P. Crimes and J. C. Harper), pp. 489—504. Seel House Press, Liverpool. 10.4.4.
2184. *Sellwood B. W.* (1972) Regional environmental changes across a Lower Jurassic stage — boundary in Britain. *Palaeontology*, 15, 127—157. 9.12, 9.12.1, 10.4.4, Fig. 10.19.
2185. *Sellwood B. W.* (1972) Tidal flat sedimentation in the Lower Jurassic of Bornholm, Denmark. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 11, 93—106. 7.5.3.
2186. *Sellwood B. W.* (1975) Lower Jurassic tidal flat deposits, Bornholm, Denmark. In: Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 93—101. Springer-Verlag, Berlin. 7.5.3.
2187. *Sellwood B. W.* (1978) Jurassic, In: The Ecology of Fossils (Ed. by W. S. McKerrow), pp. 204—279. Duckworth, London. 10.4.2, Fig. 10.35, Fig. 10.39.
2188. *Sellwood B. W.* and *Netherwood R. E.* (1984) Facies evolution in the Gulf of Suez area: sedimentation history as an indicator of rift initiation and development. *Mod. Geol.*, 9, 43—69. 10.3.4, Fig. 10.32.
2189. *Sellwood B. W.*, *Scott J.*, *Mikkelsen P.* and *Akroyd P.* (1985) Stratigraphy and sedimentology of the Great Oolite Group in the Humbly Grove oilfield, Hampshire, S. England. *Marine petrol. Geol.*, 2, 44—55. 10.4.2.
2190. *Sellwood B. W.* and *Sladen C. P.* (1981) Mesozoic and Tertiary argillaceous units: distribution and composition. *Q. J. eng. Geol.*, 14, 263—275. 10, Fig. 10.37.
2191. *Sengör A. M. C.* (1976) Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology*, 4, 779—782. 14.4.3.
2192. *Sengör A. M. C.*, *Burke K.* and *Dewey J. F.* (1978) Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the Upper Rhine Graben as an example. *Am. J. Sci.*, 278, 24—40. 14.4, 14.4.3.
2193. *Senin Y. M.* (1975) The climatic zonality of the recent sedimentation on the West African Shelf. *Oceanology*, 14, 102—110. 9.3.4.
2194. *Sepkoski J. J.* (1982) Flat pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna. In: Cyclic and Event Stratification (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 371—388. Fig. 9.30.
2195. *Serra O.* and *Sulpice L.* (1975) Sedimentological analysis of shale-sand series from well logs. *Trans. Soc. Prof. Well Log Analysts, W1—W23 16th Annual Log-gins Symp.*, New Orleans. Fig. 2.11.
2196. *Servant M.* and *Servant S.* (1970) Les formations lacustres et les diatomées du quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 13, 63—76. 4.2, 14.4.1.
2197. *Sestini G.* (1973) Sedimentology of a paleoplacer: The gold-bearing Tarkwaian of Ghana. In: Ores in Sediments (Ed. by G. C. Amstutz and A. J. Bernard), pp. 275—305. Springer Verlag, Berlin. 3.8.1.
2198. *Seyfried W. E., Jr.* and *Bischoff J. L.* (1979) Low-temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70° C and 150 °C. *Geochim. cosmochim. Acta*, 43, 1937—1947. 11.3.2.
2199. *Seyfried W. E., Jr.* and *Mottl M. J.* (1982) Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochim. cosmochim. Acta*, 46, 985—1002. 11.3.2.
2200. *Shanmugam G.* (1980) Rhythms in deep sea, fine-grained turbidite and debris-flow sequences, Middle Ordovician, eastern Tennessee. *Sedimentology*, 27, 419—432. 12.5.4.
2201. *Shanmugam G.* and *Benedict G. L.* (1978) Fine-grained carbonate debris flow, Ordovician basin margin, southern Appalachians. *J. sedim. Petrol.*, 48, 1233—1240. 12.3.5.
2202. *Shanmugam G.* and *Lash G. G.* (1982) Analogous tectonic evolution of the Ordovician foredeeps, southern and central Appalachians, *Geology*, 10, 562—566. 14.9.1.
2203. *Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М. 1951. Тр. ин-та геол. наук, вып. 135, геол. сер., № 55, с. 260—271.
2204. *Sharma G. D.* (1975) Contemporary epicontinental sedimentation and shelf grading in the southeast Bering Sea. *Spec. Pap. geol. Am.*, 151, 33—48. 9.6.3.
2205. *Sharma G. D.* (1979) The Alaskan shelf: hydrographic, sedimentary and geochemical environment, 498 pp. Springer-Verlag, New York, 9.6.3.
2206. *Sharma G. D.*, *Naidu A. S.* and *Hood D. W.* (1972) Bristol Bay: a model contemporary graded shelf. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 56, 2000—2012. 9.6.3, Fig. 9.3, Fig. 9.20.
2207. *Sharp R. P.* (1942) Studies of superglacial debris on valley glaciers. *Am. J. Sci.*, 247, 289—315. 13.3.5.
2208. *Sharp R. P.* (1963) Wind Ripples. *J. Geol.*, 71, 617—636. 5.2.4.
2209. *Sharp R. P.* (1966) Kelso dunes, Mojave Desert, California. *Bull. geol. Soc. Am.*, 77, 1045—1075. 5.2.4.
2210. *Sharp R. P.* and *Nobles L. H.* (1953) Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California. *Bull. geol. Soc. Am.*, 64, 547—560. 3.3.2, 3.8.2.
2211. *Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5, с. 37—56.
2212. *Shaver R. H.* (1974) Silurian reefs of northern Indiana: Reef and interreef macrofaunas. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 934—956. 10.5.
2213. *Shaw A. B.* (1964) Time in Stratigraphy, 365 pp. McGraw-Hill, New York. 9.13.1, 10.4.4.
2214. *Shaw J.* (1977) Tillis deposited in arid polar environments. *Can. J. earth Sci.*, 14, 1239—1245. 13.3.2, 13.4.1.
2215. *Shearman D. J.* (1963) Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf. *Proc. geol. Soc. Lond.*, 1607, 63—65. 8.1.2.

2216. *Shearman D. J.* (1966) Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Min. Metall. B.*, 75, 208—215. 2.2.1, 8.1.2, 8.9, 8.9.1, Fig. 8.36.
2217. *Shearman D. J.* (1970) Recent halite rock, Baja California, Mexico. *Trans. Inst. Min. Metall.*, B, 79, 155—162. 8.1.2, 8.5.1, 8.9.2, Fig. 8.16.
2218. *Shearman D. J.* (1971) Marine Evaporites: the calcium sulfate facies. *Am. Soc. Petrol. Seminar*, 65 pp. University of Calgary, Canada. 8.4.5, 8.11.1.
2219. *Shearman D. J.* (1978) Evaporites of coastal sabkhas. In: *Marine Evaporites* (Ed. by W. E. Dean and B. C. Schreiber), pp. 6—42. *SEPM Short Course 4*, Tulsa, Oklahoma. 8.4.5, Fig. 8.20, 8.11.1.
2220. *Shearman D. J.* (1981) Displacement of sandgrains in sandy gypsum crystals. *Geol. Mag.*, 18, 303—306. 8.4.5, 8.5.1.
2221. *Shearman D. J.* (1985) Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum. In: *Sixth Salt Symposium*. (Ed. by B. C. Schreiber). Northern Ohio Geological Society, Cleveland. 8.4.1.
2222. *Shearman D. J., Mossop G., Dunsmore H. and Martin H.* (1973) Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 82B, 66—67. 8.11.1.
2223. *Sheldon P.* (1980) Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation — a hypothesis. In: *Marine Phosphorites* (Ed. by Y. K. Bendor), pp. 239—247. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 29, Tulsa. 11.3.3.
2224. *Shepard F. P.* (1931) Glacial troughs of the continental shelves. *J. Geol.*, 39, 345—360. 13.3.7.
2225. *Shepard F. P.* (1932) Sediments on continental shelves. *Bull. geol. Soc. Am.*, 43, 1017—1034. 9.1.2.
2226. *Shepard F. P.* (1948) *Submarine Geology*, 348 pp. Harper and Row., New York. 11.1.1.
2227. *Shepard F. P.* (1955) Delta front valleys bordering Mississippi distributaries. *Bull. geol. Soc. Am.*, 66, 1489—1498. 6.8.2.
2228. *Shepard F. P.* (1960) Gulf Coast barriers. In: *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico* (Ed. by F. P. Shepard, F. B. Phleger and Tj. H. van Andel), pp. 197—220. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa. 7.3.1.
2229. *Shepard F. P.* (1973a) Sea floor off Magdalena delta and Santa Marta area, Colombia. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 1955—1972. 6.8.2.
2230. *Shepard F. P.* (1973b) *Submarine Geology*, 3rd edn. 551 pp. Harper and Row, New York. 12.2.4.
2231. *Shepard F. P. and Dill R. F.* (1966) *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*, pp. 381. Rand McNally, Chicago. 12.2.3.
2232. *Shepard F. P., Dill R. F. and Heezen B. C.* (1968) Diapiric intrusions in foreset slope sediments off Magdalena delta, Colombia. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 52, 2197—2207. 6.8.2.
2233. *Shepard F. P. and Inman D. L.* (1950) Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction. *Trans. Am. geophys. Union*, 31, 196—212. 7.2.1, Fig. 7.5.
2234. *Shepard F. P., Marshall N. F., McLoughlin P. A. and Sullivan G. G.* (1979) Currents in Submarine Canyons and other Seavalleys. *Stud. Geol. Am. Ass. petrol. Geol.*, 8, 179 pp. 12.2.3, 12.2.4, 12.4.3, Fig. 12.9.
2235. *Shepard F. P., McLoughlin P. A., Marshall N. F. and Sullivan G. G.* (1977) Current-meter recordings of low-speed turbidity currents. *Geology*, 5, 297—301. 12.2.3.
2236. *Shepps V. C.* (1953) Correlation of tills of northeastern Ohio by size analysis. *J. sedim. Petrol.*, 23, 34—48. 13.4.1.
2237. *Sheridan R. E.* (1974) Atlantic continental margin of North America. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C. A. Burk and C. L. Drake), pp. 391—407. Springer-Verlag, New York. 14.5.1, Fig. 14.20.
2238. *Sheridan R. E. and Enos P.* (1979) Stratigraphic evolution of the Blake Plateau after a decade of scientific drilling. In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment* (Ed. by M. Talwani, W. Hay and W. B. F. Ryan). Maurice Ewing Ser., 3, pp. 109—122. *Am. geophys. Union*, Washington. 11.3.6, Fig. 11.19.
2239. *Shideler G. L.* (1978) A sediment-dispersal model for the South Texas continental shelf, Northwest Gulf of Mexico. *Mar. Geol.*, 26, 289—313. 9.6.3, Fig. 9.19.
2240. *Shields A.* (1936) *Mitt. Preuss. Vers. Anst. Wasserb. u. Schiffb.*, Berlin, Heft 26. 12.2.1.
2241. *Shinn E. A.* (1968a) Selective dolomitization of recent sedimentary structures. *J. sedim. Petrol.*, 38, 612—616. 10.3.2.
2242. *Shinn E. A.* (1968b) Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. sedim. Petrol.*, 38, 215—223. 8.9.1, 10.3.2.
2243. *Shinn E. A.* (1969) Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12, 109—144. 10.1, 10.3.4, 11.4.5.
2244. *Shinn E. A.* (1983) Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *J. sedim. Petrol.*, 53, 619—629. 10.3.2.
2245. *Shinn E. A., Halley R. A. and Hudson J. H.* (1977) Limestone compaction: an enigma. *Geology*, 5, 21—24. 10.2.1.
2246. *Shinn E. A., Lloyd R. M. and Ginsburg R. N.* (1969) Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. *J. sedim. Petrol.*, 39, 1202—1228. 10.3.4, Fig. 10.5A, B, Fig. 10.6A—C.
2247. *Shor A. N., Kent D. V. and Flood R. D.* (1984) Contourite or turbidite? Anisotropy of magnetic susceptibility of fine-grained Quaternary sediments from the Nova Scotia continental rise. In: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 257—274. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 15. 12.2.4, 12.4.2.
2248. *Shor A. N., Lonsdale P., Hollister C. D. and Spencer D.* (1980) Charlie-Gibbs fracture zone: Bottom-water transport and its geologic effects. *Deep-Sea Res.*, 27A, 325—345. 12.2.4.
2249. *Shotton F. W.* (1937) The lower Bunter Sandstone of north Worcestershire and East Shropshire. *Geol. Mag.*, 74, 534—553. 5.1, 5.3.3.
2250. *Shreve R. L.* (1972) Movement of water in glaciers. *J. Glaciol.*, 11, 205—214. 13.3.1.
2251. *Shurr G. W.* (1984) Geometry of shelf-sandstone bodies in the Shannon Sandstone of southeastern Montana. In: *Siliciclastic Shelf Sediments* (Ed. by R. W. Tillman and C. T. Siemers), pp. 63—83. *Spec.*

- Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 34, Tulsa. 9.13.4.
2252. *Siesser W. G.* (1972) Limestone lithofacies from the South African continental margin. *Sedim. Geol.*, 8, 83—112. 11.3.6.
2253. *Sigurdsson H., Sparks R. S. J., Carey S. N. and Huang T. C.* (1980) Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles arc. *J. Geol.*, 88, 523—540. 14.7.2, Fig. 14.3.6.
2254. *Silver C.* (1973) Entrapment of petroleum in isolated porous bodies. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 57, 726—740. Fig. 9.55.
2255. *Simons T. J. and Jordan D. E.* (1972) Computed water circulation of Lake Ontario for observed winds 20 April — 14 May 1971. Canada Centre Inland Waters Publ., Burlington. 17 pp. 4.4.
2256. *Simpson F.* (1975) Marine lithofacies and biofacies of the Colorado Group (middle Albian to Santonian) in Saskatchewan. *Spec. Pap. geol. Ass. Can.*, 13, 553—587. 9.12.
2257. *Simson E. S. W. and Heydorn A. E. F.* (1965) Vøma Sea-mount. *Nature*, 207, 249—251. 11.3.3.
2258. *Singh I. B.* (1972) On the bedding in the natural-levee and point bar deposits of the Gomti River, Uttar Pradesh, India. *Sedim. Geol.*, 7, 309—317. 3.6.1.
2259. *Singh I. B. and Wunderlich F.* (1978) On the terms wrinkle marks (Runzelmarken), millimetre ripples and miniripples. *Senckenberg. Mar.*, 10, 31—37. 4.9.3.
2260. *Sitter L. U. de* (1956) *Structural Geology*, 552 pp. McGraw-Hill, New York. 14.2.2.
2261. *Skelton P. W.* (1976) Functional morphology of the Hippuritidae. *Lethaia*, 9, 83—100. 10.5.
2262. *Sliter W. V., Bé A. H. H. and Berger W. H.* (1975) Dissolution of deep-sea carbonates. *Spec. Publ. Cushman Fndn Foram. Res.*, 13, 159 pp. Washington. 11. 3.1.
2263. *Sloss L. L.* (1953) The significance of evaporites. *J. sedim. Petrol.*, 23, 143—161. 8.1.2.
2264. *Sloss L. L.* (1969) Evaporite deposition from layered solutions. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 53, 776—789. 8.1.2.
2265. *Sly P. G.* (1973) The significance of sediment deposits in large lakes and their energy relationships. In: *Proc. Symp. Hydrology of Lakes*, pp. 383—396. LASH-AISH Publ. 109, Helsinki. 4.4.
2266. *Sly P. G.* (1978) Sedimentary processes in lakes. In: *Lakes: Chemistry, Geology, Physics* (Ed. by A. Lerman), pp. 65—89. Springer-Verlag, Berlin. Fig. 4.6.
2267. *Sly P. G. and Lewis C. F. M.* (1972) The Great Lakes of Canada — Quaternary geology and limnology. Guide Book Trip A43: 24th Internat. Geol. Congress, Montreal, 92 pp. 4.2.
2268. *Smale D.* (1973) Silcretes and associated silica diagenesis in Southern Africa and Australia. *J. sedim. Petrol.*, 43, 1077—1089. 3.6.2.
2269. *Smalley I. J.* (1976) Loess Lithology and Genesis, 429 pp. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 13.3.4.
2270. *Smalley I. J. and Vita-Finzi C.* (1968) The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of "desert" loess. *J. sedim. Petrol.*, 38, 766—774. 5.2.8.
2271. *Smirnov V. I.* (1968) The sources of ore-forming fluids. *Econ. Geol.*, 63, 380—389. 14.2.4.
2272. *Smith D. B.* (1974a) Permian. In: *The Geology and Mineral Resources of Yorkshire* (Ed. by D. H. Rayner and J. E. Hemingway), pp. 115—144. 8.10.3, Fig. 8.46.
2273. *Smith D. B.* (1974b) Sedimentation of Upper Artesia (Guadalupian) cyclic shelf deposits of northern Guadalupe Mountains, New Mexico. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 1699—1730. 11.4.5.
2274. *Smith D. B.* (1980) (a) The shelf-edge reef of the middle Magnesian Limestone (English Zechstein Cycle 1) of northeastern England — a summary. (b) The evolution of the English Zechstein basin. In: *The Zechstein Basin* (Ed. by H. Füchtbauer and T. Peryt.), pp. 3—5; pp. 7—34. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 8.10.3, Fig. 8.44, Fig. 8.45, Fig. 8.46.
2275. *Smith D. B.* (1981a) The evolution of the English Zechstein Basin. In: *International Symposium Central European Permian*, pp. 9—47. Yorkshire Geological Society, Leeds. 8.10.3.
2276. *Smith D. B.* (1981b) Bryozoa-algal patch reefs in the Upper Permian Magnesian Limestone of Yorkshire, Northeast England. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D. F. Toomey), pp. 187—202. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 30, Tulsa. 10.5.
2277. *Smith D. B. and Francis E. A.* (1967) The Geology of the Country between Durham and West Hartlepool. *Mem. Geol. Surv. G.B.*, 354 pp. H.M.S.O. London. 5.3.1, 5.3.3, 5.3.4, Fig. 5.11
2278. *Smith D. B. and Pattison J.* (1970) Permian and Trias. In: *Geology of Durham Country* (Ed. by G. A. L. Johnson and G. Hickling). *Trans. Nat. Hist. Soc. Northumberland, Durham and Newcastle upon Tyne*, 41. 5.3.3.
2279. *Smith D. G.* (1983) Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 155—168. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6. 3.5.
2280. *Smith D. G. and Smith N. D.* (1980) Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valleys near Baniff, Alberta. *J. sedim. Petrol.*, 50, 157—164. 3.2.2, 3.5, Fig. 3.29.
2281. *Smith D. J. and Hopkins T. S.* (1972) Sediment transport on the continental shelf of Washington and Oregon in light of recent current measurements. In: *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern* (Ed. by D. J. P. Swift, D. B. Duane and O. H. Pilkey), pp. 143—180. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg. 9.4.3, 9.6.1.
2282. *Smith G. D.* (1942) Illinois loess — Variations in its properties and distribution: a pedologic interpretation. *Bull. Univ. Illinois Agric. Expt. Sta.*, 490, 139—184. 13.3.4.
2283. *Smith G. W., Howell D. G. and Ingersoll R. V.* (1979) Late Cretaceous trench-slope basins of central California. *Geology*, 7, 303—306. 14.7.1.
2284. *Smith J. W.* (1974) Geochemistry of oil-shale genesis of Colorado's Piceance Creek Basin. In: *Energy Resources of the Piceance Creek Basin, Colorado* (Ed. by D. K. Murray), pp. 71—79. Rocky Mt. Assoc. of Geologists, Denver. 4.10.1.
2285. *Smith N. D.* (1970) The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte River with

- some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 3407—3420. 3.2.2.
2286. *Smith N. D.* (1971) Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 3407—3420. 3.2.2.
2287. *Smith D. B.* (1972) Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *J. sedim. Petrol.*, 43, 624—634. 3.9.4.
2288. *Smith N. D.* (1974) Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.*, 82, 205—224. 3.2.1, 3.8.2.
2289. *Smith N. D.* (1978) Some comments on terminology for bars in shallow rivers. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall). pp. 85—88. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.2.1, 3.2.2.
2290. *Smith R. L.* (1974) A description of currents, winds, and sea level variations during coastal upwelling of the Oregon coast, July — August 1972. *J. geophys. Res.*, 79, 435—443. 9.6.1.
2291. *Smoot J. P.* (1983) Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming. *U.S.A. Sedimentology*, 30, 801—828. 4.10.1.
2292. *Sonu C. J. and Van Beek J. L.* (1971) Systematic beach changes in the Outer Banks, North Carolina. *J. Geol.*, 74, 416—425. 7.2.1.
2293. *Sorbini L. and Tirapelle Rancan R.* (1979) Messinian fossil fish of the Mediterranean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 29, 143—154. 11.4.3.
2294. *Sorby H. C.* (1851) On the microscopical structure of the calcareous grit of the Yorkshire Coast. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, 7, 1—6. 10.1.
2295. *Sorby H. C.* (1859) On the structures produced by the currents present during the deposition of stratified rocks. *Geologist*, 2, 137—147. 1.1.
2296. *Sorby H. C.* (1879) Anniversary address of the President: structure and origin of limestones. *Proc. geol. Soc. Lond.*, 35, 56—95. 1.1, 10.1.
2297. *Sorem R. K. and Cunn D. W.* (1967) Mineralogy of manganese deposits. Olympic Peninsula, Washington. *Econ. Geol.*, 62, 22—56. 11.4.2.
2298. *Southgate P. N.* (1982) Cambrian skeletal halite crystals and experimental analogues. *Sedimentology*, 29, 391—408. 8.5.1, 8.6.1.
2299. *Spearing D. R.* (1975) Shallow marine sands. In: *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*, pp. 103—132. *SEPM Short Course 2*. 9.10, 9.11.3, Fig. 9.57.
2300. *Spearing D. R.* (1976) Upper Cretaceous Shannon Sandstone: an offshore, shallow marine sand body. *Wyoming Geol. Ass. Guidebook*, 28th Field Conf., pp. 65—72. 9.9.1, 9.13.4, Fig. 9.57.
2301. *Specht R. W. and Brenner R. L.* (1979) Storm wave genesis of bioclastic carbonate in Upper Jurassic epicontinental mudstones, east-central Wyoming. *J. sedim. Petrol.*, 49, 1307—1322. 9.12.2.
2302. *Speed R. C. and Larue D. K.* (1982) Barbados: architecture and implications for accretion. *J. geophys. Res.*, 87, 3633—3643. 11.4.2, Fig. 11.30.
2303. *Speight J. G.* (1965) Flow and channel characteristics of the Angabunga River, Papua. *J. Hydrol.*, 3, 16—36. 3.4.
2304. *Spencer A. M.* (1971) Late Pre-Cambrian glaciation in Scotland, pp. 100. *Mem. geol. Soc. Lond.*, 6. 10.6.4.
2305. *Spencer R. C., Eugster H. P., Jones B. F., Baedeker M. J., Retting S. L., Goldhaber M. B. and Bowser C. J.* (1981) Late Pleistocene and Holocene sedimentary history of Great Salt Lake, Utah. *Abs. Am. Ass. petrol. Geol. meeting*, San Fransisco. 4.2.
2306. *Spencer-Davies P., Stoddart D. R. and Sigeo D. C.* (1971) Reef forms of Addu Atoll, Maldive Islands. In: *Regional Variation in Indian Ocean Coral Reefs* (Ed. by D. R. Stoddart and M. Yonge), pp. 217—259. *Symp. Zool. Soc. Lond.*, 28. 10.3.2, Fig. 10.15.
2307. *Spiess F. N., Lowenstein C. D., Boegeman D. E. and Middle J. D.* (1976) Fine-scale mapping near the deep-sea floor. *Proc. Oceans 76. MTS-IEEE Annual Mtg.*, 1976, 8A1—8A9. 12.4.1.
2308. *Spooner E. T. C. and Fyfe W. S.* (1973) Sub-sea-floor metamorphism, heat, and mass transfer. *Contr. Miner. Petrol.*, 42, 287—304. 11.4.2.
2309. *Spörrli K. B.* (1980) New Zealand and oblique-slip margins: tectonic development up to and during the Cainozoic. In: *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones* (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), pp. 147—70. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 4. 12.4.4.
2310. *Stahl L., Koczan J. and Swift D. J. P.* (1974) Anatomy of a shoreface-connected ridge system on the New Jersey shelf: implications for the genesis of the shelf surficial sand sheet. *Geology*, 2, 117—120. 7.4.1.
2311. *Stanley D. J.* (1970) Flyschoid sedimentation on the outer Atlantic margin off northeast North America. In: *Flysch Sedimentology in North America* (Ed. by J. Lajoie), pp. 179—120. *Spec. Pap. geol. Ass. Can.*, 7. 14.2.5.
2312. *Stanley D. J., Krinitzsky E. L. and Compton J. R.* (1966) Mississippi River bank failure, Fort Jackson, Louisiana. *Bull. geol. Soc. Am.*, 77, 859—866. 6.5.1.
2313. *Stanley D. J., Swift D. J. P., Silverberg N., James N. P. and Sutton R. G.* (1972) Late Quaternary progradation and sand "spillover" on the outer continental margin off Nova Scotia, southeast Canada. *Smithson. Contr. Earth Sci.* 8, 88 pp. 12.4.2.
2314. *Stanley D. J. and Wear C. M.* (1978) The "mud-line": an erosion-deposition boundary on the upper continental slope. *Mar. Geol.*, 28, M19—M29. 12.4.2.
2315. *Stanton R. L.* (1972) *Ore Petrology*, pp. 713. McGraw-Hill, New York. 14.2.4.
2316. *Steel R. J.* (1974) New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province. *J. sedim. Petrol.*, 44, 336—357. 3.8, 3.8.1, 3.8.2, 3.8.3, Fig. 3.35, 5.3.5.
2317. *Steel R. J.* (1976) Devonian basins of Western Norway — Sedimentary repsons to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics*, 36, 207—224. 3.8, 3.8.3.
2318. *Steel R. and Aasheim S. M.* (1978) Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 385—412. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.9.2, Fig. 3.3.6, Fig. 14.54.
2319. *Steel R. and Gloppen T. G.* (1980) Late Caledonian



- (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling. In: Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones (Ed. by R. F. Balance and H. G. Reading), pp. 79—103. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4, 3.8, 14.8.2, Fig. 14.54.
2320. *Steel R. J., Nicholson R. and Kalander L.* (1975) Triassic sedimentation and palaeogeography in Central Skye. *Scott. J. Geol.*, 11, 1—13. 3.8.2.
2321. *Steel R. J. and Thomson D. B.* (1983) Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, 30, 341—367. 3.8.1, Fig. 3.33.
2322. *Steel R. J. and Wilson A. C.* (1975) Sedimentation and tectonism (?Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis. *J. geol. Soc.*, 131, 183—202. 3.8, Fig. 3.31.
2323. *Steele R. P.* (1983) Longitudinal dunes in the Permian Yellow Sand of north-east England. In: *Eolian Sediments and Processes* (Ed. by M. E. Brookfield and T. S. Ahlbrandt), pp. 543—550. *Developments in Sedimentology*, 38, Elsevier, Amsterdam. 5.3.3, 5.3.4, Fig. 5.11.
2324. *Steidtmann J. R.* (1977) Stratigraphic analysis of the Navajo Sandstone: a discussion. *J. sedim. Petrol.*, 47, 484—489. 5.3.2.
2325. *Steinen R. P.* (1978) On the diagenesis of lime mud: scanning electron microscopic observations of subsurface material from Barbados, W.I. *J. sedim. Petrol.*, 48, 1139—1147. 10.2.1.
2326. *Steinhorn I. and Gat J. R.* (1983) The Dead Sea. *Scient. Am.*, 249, 102—109. 8.7.
2327. *Steinmann G.* (1905) Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtische Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabstände und der ophiolithischen Massengesteine. *Ber. naturf. Ges. Freiburg*, 16, 18—67. 11.1.2, 14.2.5.
2328. *Steinmann G.* (1925) Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? *Geol. Rdsch.*, 16, 435—468. 11.1.2.
2329. *Steinmann G.* (1927) Die Ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. pp. 637—667. *C. R. Intern. geol. Congr.*, 14, Madrid. 14.2.5.
2330. *Sternberg R. W. and Larsen L. H.* (1976) Frequency of sediment movement on the Washington Continental Shelf: A note. *Mar. Geol.*, 12, M37—M47. 9.6.1.
2331. *Stevens R. K.* (1970) Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic Ocean. In: *Flysch Sedimentology in North America*. (Ed. by J. Lajoie), pp. 165—179. *Spec. Pap. geol. Ass. Canada*, 7, 11.4.2.
2332. *Stewart D. J.* (1983) Possible suspended-load channel deposits from the Wealden Group (Lower Cretaceous) of Southern England. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collison and J. Lewin), pp. 369—384. *Spec. Publ. int. Assoc. Sediment.*, 6, 3.9.3, 3.9.4.
2333. *Stewart H. J. and Poole F. G.* (1974) Lower Paleozoic and uppermost Pre-Cambrian Cordilleran miogeocline, Great Basin, western United States. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W. R. Dickinson), pp. 28—57. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 22, Tulsa. 11.4.2, 14.5.2.
2334. *Stille H.* (1913) *Evolution Revolutionen in der Erdgeschichte*, pp. 32. Borntraeger, Berlin. 14.2.1.
2335. *Stille H.* (1936) *Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung*, pp. 77—97. 25 Jarh, Kaiser Wilhelm Ges., 2, 14.2.2.
2336. *Stille H.* (1940) *Einführung in den Bau Nordamerikas*, 717 pp. Borntraeger, Berlin, 14.2.2.
2337. *Stockman K. W., Ginsburg R. N. and Shinn E. A.* (1967) The production of lime mud by algae in south Florida. *J. sedim. Petrol.*, 37, 633—648. 10.2.1, 10.3.2.
2338. *Stoddart D. R.* (1969) Ecology and morphology of Recent coral reefs. *Biol. Rev.*, 44, 433—498. 10.3.2.
2339. *Stoddart D. R.* (1978) The Great Barrier Reef and the Great Barrier Reef Expedition, 1973. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 291, 5—22. 10.3.4.
2340. *Stoddart D. R. and Yonge C. M.* (1978) The Northern Great Barrier Reef. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 291A, 1—197 and *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 284B, 1—164. 10.3.2.
2341. *Stoffers P. and Hecky R. E.* (1978) Late Pleistocene — Holocene evolution of the Kivu-Tanganyika Basin. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 43—54. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2, 4.1.
2342. *Stoffers P. and Ross D. A.* (1974) Sedimentary history of the Red Sea. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 23 (R. B. Whitmarsh, O. E. Weser, D. A. Ross et al.), pp. 849—865. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.5.
2343. *Stokes W. L.* (1961) Fluvial and eolian sandstone bodies in Colorado Plateau. In: *Geometry of Sandstone Bodies* (Ed. by J. A. Peterson and J. C. Osmond), pp. 151—178. *Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa*. 3.9.4.
2344. *Stokes W. L.* (1968) Multiple parallel-truncation bedding planes — a features of wind deposited sandstone. *J. sedim. Petrol.*, 38, 510—515. 5.3.3, 5.3.4.
2345. *Stow D. A. V.* (1979) Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology*, 26, 371—387. 12.3.4, 12.4.2.
2346. *Stow D. A. V.* (1981) Laurentian Fan: morphology sediments processes, and growth pattern. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 375—393. 12.4.3, 12.5.2, Fig. 12.23.
2347. *Stow D. A. V.* (1982) Bottom currents and contourites in the North Atlantic. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 151—166. 12.3.6, Fig. 12.10.
2348. *Stow D. A. V.* (1983) Sedimentology of the Brae Oilfield area, North Sea: A reply. *J. petrol. Geol.*, 6, 103—104. 12.6.2.
2349. *Stow D. A. V.* (1984) Turbidite facies, associations and sequences in the southeastern Angola Basin. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (W. W. Hay, J. C. Sibuet et al.), 75, U.S. Government Printing Office, Washington. 12.2.3, 12.3.4.
2350. *Stow D. A. V.* (1985) Deep-sea clastics: where are we and where are we going? In: *Sedimentology: Recent developments and applied aspects* (Ed. by P. J. Brenchley and B. J. P. Williams), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 18, pp. 67—93. Fig. 12.1, Fig. 12.12, Fig. 12.14, Fig. 12.22, Fig. 12.25, Fig. 12.27, Fig. 12.32.
2351. *Stow D. A. V., Bishop C. D. and Mills S. J.* (1982) Sedimentology of the Brae oilfield, North Sea: Fan

- models and controls. *J. petrol. Geol.*, 5, 129—148. 3.7, 12.3.2, 12.5.4, 12.6.2.
2352. *Stow D. A. V. and Bowen A. J.* (1980) A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidity currents. *Sedimentology*, 27, 31—46. 12.2.3.
2353. *Stow D. A. V. and Holbrook J. A.* (1984) North Atlantic contourites: an overview. In: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 245—256. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond. Sci.* 15. 12.3.6.
2354. *Stow D. A. V., Howell D. G. and Nelson C. H.* (1984) Sedimentary, tectonic and sea-level controls on submarine fans and slope-apron turbidite systems. *GeoMar. Letts*, 3, 57—64. 12.1.2, 12.4.3.
2355. *Stow D. A. V. and Lovell J. P. B.* (1979) Contourites; their recognition in modern and ancient sediments. *Earth-Sci. Rev.*, 14, 251—291. 12.1.1, 12.2.2, 12.2.4, 12.3.6, 12.5.3.
2356. *Stow D. A. V. and Piper D. J. W.* (1984) Deep-water fine-grained sediments: facies models. In: *Fine-grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 611—645. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 15. 12.3.2, 12.5.2.
2357. *Stow D. A. V. and Shanmugam G.* (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites; comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedim. Geol.*, 25, 23—42. 12.1.1, 12.3.4.
2358. *Stow D. A. V., Wezel F. C., Savelli D., Rainey S. C. R. and Angell G.* (1984) Depositional model for calcilutites: Scaglia Rossa Limestones, Umbro-Marchean Apennines. In: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 223—243. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 15, 12.3.5.
2359. *Straaten L. M. J. U. van* (1951) Texture and genesis of Dutch Wadden Sea sediments. *Proc. 3rd Internat. Congress Sedimentology, Netherlands*, 225—255. 3.9.3.
2360. *Straaten L. M. J. U. van* (1954) Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands. *Leidse. geol. Meded.*, 19, 1—110. 7.5.2.
2361. *Straaten L. M. J. U. van* (1955) Littoral and submarine morphology of the Rhône delta. In: *Proc. 2nd Coastal Geogr. Conf.: Baton Rouge, Louisiana State Univ., Natl. Acad. Sci. Nat. Research Council* (Ed. by R. J. Russell), pp. 233—264. 6.5.2.
2362. *Straaten L. M. J. U. van* (1960) Some recent advances in the study of deltaic sedimentation. *Liverpool Manchester geol.*, J. 2, 411—442. 6.5.2.
2363. *Straaten L. M. J. U. van* (1961) Sedimentation in tidal flat areas. *J. Alberta Soc. petrol. Geol.*, 9, 203—226. 7.5.2.
2364. *Straaten L. M. J. U. van* (1965) Coastal barrier deposits in south and north Holland — in particular in the area around Scheveningen and IJmuiden. *Meded. Geol. Sticht. NS17*, 41—75. 7.2.3.
2365. *Straaten P. Van and Tucker M. E.* (1972) The Upper Devonian Saltern Cove goniatite bed is an intraformational slump. *Palaeontology*, 15, 430—438. 11.4.4.
2366. *Street F. A. and Grove A. T.* (1979) Global maps of lake level fluctuations since 30,000 yr. *B. P. Quat. Res.*, 12, 83—118. 4.7.
2367. *Stride A. H.* (1963) Current swept floors near the southern half of Great Britain. *Q.J. geol. Soc. Lond.*, 119, 175—199. 9.1.2, 9.5.1.
2368. *Stride A. H.* (1965) Periodic and occasional sand transport in the North Sea. *La Revue Pétrolière, Int. Cong. "Le Pétrole et la Mer."* Sect. 1 no. 3, pp. 4. *Fig. 9.10.*
2369. *Stride A. H.* (1970) Shape and size trends for sand waves in a depositional zone of the North Sea. *Geol. Mag.*, 107, 469—477. 9.5.1.
2370. *Stride A. H.* (1974) Indications of long term tidal control of net sand loss or gain by European coasts. *Estuarine and Coastal Mar. Sci.*, 2, 27—36. 9.5.2.
2371. *Stride A. H.* (1982) *Offshore Tidal Sands: Process and Deposits*, pp. 213. Chapman and Hall, London. 9.1.2, 9.5.1, *Fig. 9.10.*
2372. *Stride A. H., Belderson R. H., Kenyon N. H. and Johnson M. A.* (1982) Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies. In: *Offshore Tidal Sands, Process and Deposits*. (Ed. by A. H. Stride), pp. 95—125. Chapman and Hall. *Fig. 9.12, Fig. 9.14.*
2373. *Sturani C. and Sampò M.* (1973) Il Messiniano inferiore in facies diatomitica nel bacino terziario piemontese. *Memoire Soc. geol. ital.*, 12, 335—357. 11.4.3.
2374. *Sturm M. and Matter A.* (1978) Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 145—166. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2. 4.4, 4.6.1, *Fig. 4.7.*
2375. *Suess E.* (1975) *Die Entstehung der Alpen*, pp. 168. W. Braumüller, Vienna. 14.2.1.
2376. *Sugden D. E.* (1977) Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. *Arctic Alp. Res.*, 9, 21—47. 13.5.1.
2377. *Sugden D. E.* (1978) Glacial erosion by the Laurentide ice sheet. *J. Glaciol.*, 20, 367—379. 13.3.1.
2378. *Sugden D. E. and John B. S.* (1976) *Glaciers and Landscape — a Geomorphological Approach*, pp. 376. Wiley, New York. 13.5.1, *Fig. 13.11.*
2379. *Sunyady J. N. and Prior D. B.* (1978) Exploration of submarine landslide morphology by stability analysis and rheological models. *Offshore Tech. Conf. Paper, No. OTC 3171*, pp. 1075—1082. *Fig. 6.44.*
2380. *Sundborg Å.* (1956) The River Klarälven: A study of fluvial processes. *Geogr. Annlr.*, 38, 127—316. 3.1, 3.4.2, *Fig. 3.21, Fig. 12.2.*
2381. *Surdam R. C. and Eugster H. P.* (1976) Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi region, Kenya. *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, 1739—1752. 4.5.
2382. *Surdam R. C. and Wolfbauer C. A.* (1975) Green River Formation, Wyoming: A playa-lake complex. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 335—345. 4.10.1, *Fig. 4.22, Fig. 4.25, Fig. 4.26.*
2383. *Surlyk F.* (1978) Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic — Cretaceous boundary. East Greenland). *Bull. Grønlands geol. Unders.*, 128, pp. 108. 12.6.2, *Fig. 12.41.*
2384. *Surlyk F. and Christianson W. K.* (1974) Epifaunal zonation on an Upper Cretaceous rocky coast. *Geology*, 2, 529—534. 10.6.3.

2385. *Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H.* (1942) *The Oceans. Their Physics, Chemistry and Biology*, pp. 1087. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 11.3.1.
2386. *Swarbrick E. E.* (1967) Turbidite cherts from northeast Devon. *Sedim. Geol.*, 1, 145—158. 11.4.4.
2378. *Swett K. and Smit D. E.* (1972) Paleogeography and depositional environments of the Cambro-Ordovician shallow marine facies of the North Atlantic. *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, 3223—3248. 9.10.
2388. *Swift D. J. P.* (1968) Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *J. Geol.*, 76, 444—456. 7.4.1.
2389. *Swift D. J. P.* (1969a) Inner shelf sedimentation: process and products. In: *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application to the Geological Record* (Ed. by D. J. Stanley), pp. DS-5-1-DS-5-26. American Geological Institute, Washington. 9.1.2, 9.2, Fig. 9.3.
2390. *Swift D. J. P.* (1969b) Outer shelf sedimentation: processes and products. In: *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application to the Geological Record* (Ed. by D. J. Stanley), pp. DS-4-1-DS-4-46. American Geological Institute, Washington. 9.1.2, 9.4.1.
2391. *Swift D. J. P.* (1970) Quaternary shelves and the return to grade. *Mar. Geol.*, 8, 5—30. 9.2, Fig. 9.3.
2392. *Swift D. J. P.* (1972) Implications of sediment dispersal from bottom current measurements; some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf: A discussion of two papers. In: *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern* (Ed. by D. J. P. Swift, D. B. Duane and O. H. Pilkey), pp. 363—371. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsboung. 9.6.2.
2393. *Swift D. J. P.* (1974) Continental shelf sedimentation. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C. A. Burk and C. L. Drake), pp. 117—135. Springer-Verlag, Berlin. Fig. 7.35, 9.2, 9.5.3, Fig. 9.3.
2394. *Swift D. J. P.* (1975a) Barrier island genesis: evidence from the Middle Atlantic Shelf of North America. *Sedim. Geol.*, 14, 1—43. 7.4.1, Fig. 7.33.
2395. *Swift D. J. P.* (1975b) Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. *Mar. Geol.*, 18, 105—134. 9.5.3.
2396. *Swift D. J. P.* (1976a) Coastal sedimentation. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. by D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 255—310. John Wiley, New York. 9.6.2.
2397. *Swift D. J. P., Duane D. B. and McKinney T. F.* (1973) Ridge and swale topography of the Middle Atlantic Bight, North America: secular response to the Holocene hydraulic regime. *Mar. Geol.*, 15, 227—247. 9.6.2, Fig. 9.17.
2398. *Swift D. J. P. and Field M. E.* (1981) Evolution of a classic sand ridge field; Maryland sector, North American inner shelf. *Sedimentology*, 28, 461—482. 9.6.2.
2399. *Swift D. J. P. and Field M. E.* (1982) Storm-built sand ridges on the Maryland inner shelf; a preliminary report. *GeoMar. Letts.*, 1, 33—27, 9.6.2.
2400. *Swift D. J. P., Figueiredo A. G., Jr., Freeland G. L. and Oertel G. F.* (1983) Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standart? *J. sedim. Petrol.*, 53, 1295—1317. 7.2.1, Fig. 7.6.
2401. *Swift D. J. P., Holliday B., Avignone N. and Shideler G.* (1972) Anatomy of a shoreface ridge system, False Cape, Virginia. *Mar. Geol.*, 12, 59—84. 9.1.2.
2402. *Swift D. J. P., Kofoed J. W., Saulsbury F. P. and Sears P.* (1972) Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America. In: *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern* (Ed. by D. J. P. Swift, D. B. Duane and O. H. Pilkey), pp. 499—574. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsboung, 9.6.2.
2403. *Swift D. J. P., Sears P. C., Bohlke B. and Hunt R.* (1978) Evolution of a shoal retreat massif, North Carolina shelf: inferences from area geology. *Mar. Geol.*, 27, 19—42. 9.6.2.
2404. *Swift D. J. P. and Rice D. D.* (1984) Sand bodies on muddy shelves: a model for sedimentation in the Western Interior Seaway, North America. In: *Siliciclastic Shelf Sediments* (Ed. by R. W. Tillman and C. T. Siemers), pp. 43—62. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 34, Tulsa. 9.13.4.
2405. *Swift D. J. P., Stanley D. J. and Curray J. R.* (1971) Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. *J. Geol.*, 79, 322—346. 9.1.2, 9.2, Fig. 9.6.
2406. *Swinchatt J. P.* (1965) Significance of constituent composition, texture, and skeletal breakdown in some Recent carbonate sediments. *J. sedim. Petrol.*, 35, 71—90. 10.3.4, Fig. 10.24.
2407. *Swirydczuk K., Wilkinson B. H. and Smith G. R.* (1979) The Pliocene Glenns Ferry Oolite: lake margin carbonate deposition in the southwestern Snake River Plain. *J. sedim. Petrol.*, 49, 995—1004. 4.9.5, Fig. 4.20.
2408. *Swirydczuk K., Wilkinson B. H. and Smith G. R.* (1980) The Pliocene Glenns Ferry Oolite-II: Sedimentology of oolite lacustrine terrace deposits. *J. sedim. Petrol.*, 50, 1237—1248. 4.9.5.
2409. *Syvitski J. P. M. and Murray J. W.* (1981) Particle interaction in fjord suspended sediment. *Mar. Geol.*, 39, 215—242. 13.3.7.
2410. *Szulcowski M.* (1968) Slump structures and turbidites in the Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 18, 303—324. 11.4.4.
2411. *Szulcowski M.* (1971) Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 21, 1—129. 11.4.4.
2412. *Szulcowski M.* (1973) Famennian — Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dálnia Hill. *Acta Geol. Pol.*, 23, 15—59. 11.4.4.
2413. *Tahirkenli R. A. K., Mattauer M., Proust F. and Tapponnier P.* (1979) The India-Eurasia suture zone in Northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In: *Geodynamics of Pakistan* (Ed. by A. Farah and K. A. de Jong), pp. 125—130. *Geol. Surv. Pakistan, Quetta*. 14.7.2.
2414. *Tan F. C. and Hudson J. D.* (1974) Isotopic studies of the palaeoecology and diagenesis of the Great Estuarine Series (Jurassic) of Scotland. *Scott. J. Geol.*, 10, 91—128. 10.4.1.
2415. *Tandon S. K. and Narayan D.* (1981) Calcrete conglomerate, case-hardened conglomerate and concretion — a comparative account of pedogenic and non-pedogenic carbonates from the continental Siwalik Group, Punjab, India. *Sedimentology*, 28, 353—367. 3.9.2.
2416. *Tankard A. J. and Hobday D. K.* (1977) Tide-dominated

- back-barrier sedimentation, early Ordovician Cape Basin, Cape Peninsula, South Africa. *Sedim. Geol.*, 18, 135—159. 7.5.3, 9.13.2.
2417. *Tanner P. W. G. and Macdonald D. I. M.* (1982) Models for the deposition and simple shear deformation of a turbidite sequence in the South Georgia portion of the southern Andes back-arc basin. *J. geol. Soc.*, 139, 739—754. 14.7.4.
2418. *Tanner W. F.* (1965) Upper Jurassic paleogeography of the Four Corners Region. *J. sedim. Petrol.*, 35, 564—574. 5.3.3.
2419. *Tapponnier P. and Molnar P.* (1975) Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319—324. *Fig. 14.62*
2420. *Taylor D.* (1977) Proceedings Third International coral reef symposium. Vols 1 and 2, 656 pp. and 627 pp. Roseniel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami. 10.3.2. —
2421. *Taylor D. E. and Hayes D. E.* (1980) The tectonic evolution of the South China basin. In: *The tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands* (Ed. by D. E. Hayes), pp. 89—104. *Geophys. Mon. Am. geophys. Un.*, 23. 14.7.4.
2422. *Taylor G. and Woodyer K. D.* (1978) Bank deposition in suspended load streams. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), pp. 257—275. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary. 3.4.2.
2423. *Taylor J.* (1978) Present day. In: *The Ecology of Fossils* (Ed. by W. S. McKerrow), pp. 352—365. Duckworth, London. 10.3.2.
2424. *Taylor J. C. M.* (1980) Origin of the Werraanhydrit in the U. K. Southern North Sea — a reappraisal. In: *The Zechstein Basin* (Ed. by H. Füchtbauer and T. Peryt). *Contr. Sediment.*, 9, 91—113. 8.10.3.
2425. *Taylor J. C. M.* (1984) Late Permian-Zechstein. In: *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea* (Ed. by K. W. Glennie), pp. 61—83. Blackwell Scientific Publications, Oxford. *Fig. 8.45*.
2426. *Taylor J. C. M. and Colter V. S.* (1975) Zechstein of the English sector of the southern North Sea Basin. In: *Petroleum and the Continental Shelf of Northwest Europe*. 1, Geology, pp. 249—263. Applied Science Publishers, Barking. 8.10.3.
2427. *Taylor J. C. M. and Illing L. V.* (1969) Holocene intertidal calcium carbonate cementation Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12, 69—107. 10.1.
2428. *Teichert C.* (1958a) Cold and deep-water coral banks. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 43, 1064—1082. 10.3.2.
2429. *Teichert C.* (1958b) Concept of Facies. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 42, 2718—2744. 2.1.1.
2430. *Teisseyre A. K.* (1975) Pebble fabric in braided stream deposits with examples from Recent and “frozen” Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes). *Geologica Sudetica*, 10, 7—56. 3.8.1.
2431. *Termier P.* (1902) Quatar, coupes à travers les Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France*, 2, 411—432. 14.2.2.
2432. *Teruggi M. E. and Andreis R. R.* (1971) Micromorphological recognition of paleosolic features in sediments and sedimentary rocks. In: *Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols* (Ed. by D. H. Yaalon), pp. 161—172. *Internat. Soc. of Soil Sci. and Israel Univ. Press, Jerusalem*. 3.9.2.
2433. *Terwindt J. H. J.* (1971a) Sand waves in the Southern Bight of the North Sea. *Mar. Geol.*, 10, 51—67. 9.5.1.
2434. *Terwindt J. H. J.* (1971b) Lithofacies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. *Geol. Mijnb.*, 50, 515—526. 6.5.1, 7.5.1.
2435. *Terwindt J. H. J.* (1981) Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* (Ed. by S—D Nio, R. J. E. Shüttenhelm and Tj. C. E. van Weering), pp. 4—26. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 5. 7.5.1.
2436. *Tewalt S. J., Bauer M. A. and Mathew D.* (1981) Detailed evaluation of two Texas lignite deposits of deltaic and fluvial origins. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 1680—1681. 6.7.1.
2437. *Textoris D. A. and Carozzi A. V.* (1964) Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) reefs, Indiana. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 48, 397—426. 10.5.
2438. *Thickpenny A.* (1984) The sedimentology of the Swedish Alum Shales. In: *Fine-grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 511—525. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 15. 11.4.5.
2439. *Thiede J., Dean W. E. and Claypool G. E.* (1982) Oxygen-deficient depositional paleoenvironments in the Mid-Cretaceous tropical and subtropical central Pacific Ocean. In: *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies* (Ed. by S. O. Schlanger and M. B. Cita), pp. 79—100. Academic Press, London. 11.3.3.
2440. *Thiede J., Strand J.-E. and Agdestein T.* (1981) The distribution of major pelagic sediment components in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. In: *The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress* (Ed. by J. E. Qarrie, R. G. Douglas and E. L. Winterer), pp. 67—90. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 32, Tulsa. 12.3.6.
2441. *Thierstein H. R. and Berger W. H.* (1978) Injection events in ocean history. *Nature*, 276, 461—466. 11.3.1.
2442. *Thom B. G., Orme G. R. and Polach H. A.* (1978) Drilling investigation of Bewick and Stapleton islands. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A, 291, 37—54. 10.3.2, 10.3.4, *Fig. 10.39, Fig. 10.30*.
2443. *Thomas R. L., Kemp A. L. W. and Lewis C. F. M.* (1972) Distribution, composition, and characteristics of the surficial sediments of Lake Ontario. *J. sedim. Petrol.*, 42, 66—84. 4.6.1.
2444. *Thompson D. B.* (1969) Dome-shaped aeolian dunes in the Frodsham Member of the so-called “Keuper” Sandstone Formation (Scythian? Anisian: Triassic) at Frodsham, Cheshire (England). *Sedim. Geol.*, 3, 263—289. 5.3.3, *Fig. 5.15*.
2445. *Thompson D. B.* (1970) Sedimentation of the Triassic (Scythian) Red Pebbly Sandstone in the Cheshire Basin and its margins. *Geol. J.*, 7, 183—216. 3.9.2, 3.9.4, 5.3.5.
2446. *Thompson R. W.* (1968) Tidal flat sedimentation on the Colorado River delta, northwestern Gulf of California. *Mem. geol. Soc. Am.*, 107, 1—133. 7.5.2, 8.5.1.

2447. *Thompson R. W.* (1975) Tidal flat sediments of the Colorado River delta, northwestern Gulf of California. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 57—65. Springer-Verlag, Berlin. 7.5.2.
2448. *Thompson W. O.* (1937) Original structures of beaches, bars and dunes. *Bull. geol. Soc. Am.*, 48, 723—752. 7.2.2.
2449. *Thomsen E.* (1976) Depositional environment and development of Danian bryozoan biomicrite mounds (Karlby Klint, Denmark). *Sedimentology*, 23, 485—509. 11.4.5.
2450. *Thomsen E.* (1983) Relation between currents and the growth of Palaeocene reef-mounds. *Lethaia*, 16, 165—184. 10.5.
2451. *Thornton S. E.* (1984) Basin model for hemipelagic sedimentation in a tectonically active continental margin: Santa Barbara Basin, California continental borderland. In: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 377—394. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 15. 12.3.4.
2452. *Tillman R. W. and Martinson R. S.* (1984) The Shannon shelf-ridge sandstone complex, Salt Greek Anticline area, Powder River Basin, Wyoming. In: *Siliciclastic Shelf Sediments* (Ed. by R. W. Tillman and C. T. Siemers), pp. 85—142. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 34, Tulsa. 9.13.4.
2453. *Todd T. W.* (1968) Dynamic diversion: influence of long-shore current — tidal flow interaction on chenier and barrier island plains. *J. sedim. Petrol.*, 38, 734—746. 7.2.6.
2454. *Toomey D. F.* (Ed.) (1981a) European Fossil Reef Models. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* 30, 546 pp. 10.5.
2455. *Toomey D. F.* (1981b) Organic-buildings constructional capability in Lower Ordovician and Late Palaeozoic mounds. In: *Communities of the past* (Ed. by J. Gray, A. J. Boucot, W. B. N. Berry), pp. 35—68. Hutchinson Ross Publishing Co. Stroudsburg, Penn. 10.5.
2456. *Trechmann C. T.* (1945) On some new Permian fossils from the Magnesian Limestone near Sunderland. *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 100, 333—354. 8.10.3.
2457. *Triat J. M. and Trauth N.* (1974) Evolution des minéraux argileux dans les sédiments paléogènes du bassin de Mormoiron. *Bull. Soc. fr. Miner. Crystallogr.*, 95, 482—494. 4.10.3.
2458. *Triat J. M. and Truc G.* Évaporites paléogènes du domaine rhodanien. *Revue Geogr. phys. Géol. dyn.*, 16, 235—262. 4.10.3.
2459. *Trowbridge A. C.* (1930) Building of Mississippi delta. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 14, 867—901. 6.2.
2460. *Truc G.* (1978) Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludian (Palaeogene) of the Mormoiron Basin, southwestern France. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 189—203. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2. 4.10.3, Fig. 4.28.
2461. *Trudell L. G., Beard T. N. and Smith J. W.* (1974) Stratigraphic framework of Green River Formation oil shales in the Piceance Creek Basin, Colorado. In: *Energy Resources of the Piceance Creek Basin, Colorado* (Ed. by D. K. Murray), pp. 65—69. *Rocky Mountain Ass. Geol.*, Denver. 4.10.7.
2462. *Trueman A. E.* (1946) Stratigraphical problems in the Coal Measures of Europe and North America. *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 102, xlix—xciii. 2.2.2.
2463. *Trümpy R.* (1960) Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. geol. Soc. Am.*, 71, 843—908. 11.1.2, 14.2.2, 14.2.5.
2464. *Tucholke B. and Yagt P. et al.* (1979) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 43, pp. 1115. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
2465. *Tucker M. E.* (1969) Crinoidal turbidites from the Devonian of Cornwall and their palaeogeographical significance. *Sedimentology*, 13, 281—290. 11.4.4.
2466. *Tucker M. E.* (1973a) Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. *Neues Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 142, 320—350. 11.4.4.
2467. *Tucker M. E.* (1973b) Ferromanganese nodules from the Devonian of the Montagne Noire (S. France) and West Germany. *Geol. Rdsch.*, 62, 137—153. 11.4.4.
2468. *Tucker M. E.* (1974) Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns), pp. 71—92. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 1. 11.4.4.
2469. *Tucker M. E.* (1978) Triassic lacustrine sediments from South Wales: shore-zone clastics, evaporites and carbonates. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 205—224. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2. 4.10.4, Fig. 4.31.
2470. *Tucker M. E. and Kendall A. C.* (1973) The diagenesis and low-grade metamorphism of Devonian styliolinitrich pelagic carbonates from West Germany: possible analogues of Recent pteropod oozes. *J. sedim. Petrol.*, 43, 672—687. 11.4.4.
2471. *Turnbridge I. P.* (1981) Sandy high-energy flood sedimentation — some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S. W. England. *Sedim. Geol.*, 28, 79—95. 3.9.2, 3.9.4.
2472. *Turmel R. J. and Swanson R. G.* (1969) Evolution of Rodriguez Bank, a modern carbonate mound. Cited in: *Field Guide to Some Carbonate Rock Environments* (Comp. by G. Multer (1971)). pp. 82—86. Fairleigh Dickinson University, Madison, New Jersey. 10.3.2.
2473. *Turmel R. J. and Swanson R. G.* (1976) The development of Rodriguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida reef tract. *J. sedim. Petrol.*, 46, 497—518. 10.3.2, 10.3.4.
2474. *Turnbull W. J., Krinitzky E. L. and Weaver F. S.* (1966) Bank erosion in soils of the Lower Mississippi valley. *Soil. Mech. and Foundat. Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, 92, 121—136. 3.4.2, Fig. 3.20, 6.5.1.
2475. *Turner P.* (1980) Continental Red Beds. *Developments in Sedimentology* No. 29, pp. 562, Elsevier, Amsterdam. 3.6.2.
2476. *Turner-Peterson C. E.* (1979) Lacustrine-humate model

- sedimentologic and geochemical model for tabular uranium deposits. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 63, 843. 4.11.
2477. *Turnšek D., Burser S. and Ogorelec B.* (1981) An Upper Jurassic reef complex from Slovenia, Yugoslavia. In: *European Fossil Reef Models* (Ed. by D. F. Toomey), pp. 361—370. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 30, Tulsa. 10.5.
2478. *Twenhofel W. H.* (1926) *Treatise on Sedimentation*, 661 pp. Williams and Wilkins Co., Baltimore. 11.1.2, 11.2, 11.5.
2479. *Twidale C. R.* (1983) Australian laterites and silcrete; age and significance. *Rev. Géol. dynam. Géogr. Phys.*, 24, 35—45. 3.6.2.
2480. *Twonbley B. N. and Scott J.* (1975) Application of geological studies in the development of the Bu Hasa Field, Abu Dhabi. *Arab Petrol. Cong.*, 9, 133(B-1), 32 pp. 10.5.
2481. *Uchupi E. and Austin J. A.* (1979) The stratigraphy and structure of the Laurentian Cone Region. *Can. J. Earth Sci.* 16, 1726—1752. 12.4.3.
2482. *Ueno H.* (1975) Duration of the Kuroko mineralisation episode. *Nature*, 253, 428—429. 14.7.2.
2483. *Uffenorde H.* (1976) Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 152, 75—111. 11.4.4.
2484. *Umbgrove J. H. F.* (1938) Geological history of East Indies. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 22, 1—70. 14.2.2
2485. *Umbgrove J. H. F.* (1949) *Structural History of the East Indies*. 76 pp. Cambridge University Press, London. 14.2.2.
2486. *Underwood M. B. and Bachman S. B.* (1982) Sedimentary facies associations within subduction complexes. In: *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins* (Ed. by J. K. Leggett), pp. 537—550. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 10. 12.4, 14.7.1, Fig. 14.29, Fig. 14.32.
2487. *Usiglio J.* (1849) Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les cotes de France. *Annalen Chemie*, 27, 92—107; 172—191. 8.1.2.
2488. *Uyeda S.* (1981) Subduction zones and back arc basins — a review. *Geol. Rund.*, 70, 552—569. 14.7.4.
2489. *Vai G. B.* (1980) Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. *Lethaia*, 13, 79—91. 11.4.4.
2490. *Vai G. B. and Ricci-Lucchi F.* (1977) Algal crusts autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of the Northern Apennines. *Sedimentology*, 24, 211—244. 8.6.1, 8.10.2, Fig. 8.42, Fig. 8.43.
2491. *Vail A. R. and Mitchum R. M.* (1979) Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy. In: *Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C. E. Payton), pp. 459—472. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.* 29. Tulsa. 12.4.1, 12.4.2.
2492. *Vail A. R., Mitchum R. M. et al.* (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C. E. Payton), pp. 49—211. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 26, Tulsa. 12.1.2.
2493. *Vail P. R., Mitchum R. M. and Thompson III S.* (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C. E. Payton), pp. 83—97. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 26, Tulsa. 2.4.5, Fig. 11.52, Fig. 2.12, Fig. 2.13.
2494. *Vail P. R. and Todd R. G.* (1981) Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. In: *Petroleum Geology of the continental Shelf of North-West Europe; Proceedings of the second Conference*. (Ed. by L. V. Illing and G. D. Hobson), pp. 216—235. Heyden, London. 9.12.
2495. *Valdiya K. S.* (1976) Himalayan transverse faults and folds and their parallelism with subsurface structure of North Indian plains. *Tectonophysics*, 32, 353—386. 14.9.2.
2496. *Van Dijk D. E., Hobday D. K. and Tankard A. J.* (1978) Permo-Triassic lacustrine deposits in the Eastern Karoo Basin, Natal, South Africa. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker), pp. 225—239. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2. 4.9.2, Fig. 4.18.
2497. *Van Houten F. B.* (1964) Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. In: *Symposium on Cyclic Sedimentation* (Ed. by D. F. Merriam), pp. 495—531. *Bull. geol. Surv. Kansas*, 169. 4.8, 4.9.2, 4.10.4, Fig. 4.17.
2498. *Van't Hoff J. H.* (1905) Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. 1. 85 pp. Vieweg und Sohn, Braunschweig. 8.1.2.
2499. *Van't Hoff J. H.* (1909) Zur Bildung der ozeanischen Salzlagerstätten 2, 90 pp. Vieweg und Sohn, Braunschweig. 8.1.2.
2500. *Vann J. H.* (1959) The geomorphology of the Guiana coast. *Proc. 2nd Coast, Geomorph. Conf.*, 153—187. 7.2.6.
2501. *Вассоевич Н. Б.* Условия образования флиша. Л—М. Гостоптехиздат, 1951.
2502. *Vaughan T. W.* (1910) A contribution to the geologic history of the Floridian plateau. *Papers Tortugas Lab. Carnegie Inst. Wash. Publ.*, 133, 99—185. 10.1.
2503. *Vaughan and Wells* (1943) Revision of the suborders, families and genera of the Scieractinia. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, 44, 1—363. 10.5.
2504. *Venn F. R. van* (1975) Geology of the Leman Gas-field. In: *Petroleum and the Continental Shelf of North West Europe*. Vol. 1. Geology (Ed. by A. W. Woodland), pp. 322—331. Applied Science Publishers, Barking. 5.1, 5.3.5.
2505. *Veen J. van* (1935) Sand waves in the southern North Sea. *Int. Hydrograph. Rev.*, 12, 21—29. 9.1.2.
2506. *Veen J. van* (1936) *Onderzoekingen in de Hoofden*, 252 pp. Algemene Landsrukkerij, The Hague. 9.1.2.
2507. *Vernon J. E. N. and Hudson R. C. L.* (1978) Ribbon reefs of the Northern region. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B, 284, 3—21. 10.3.4.
2508. *Virkkala K.* (1952) On the bed structure of till in Eastern Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 157, 97—109. 13.4.1.

2509. *Visher G. S.* (1965) Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. In: Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation (Ed. by G. V. Middleton), pp. 116—132. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 12, Tulsa. 2.2.1, 3.9.4.
2510. *Visser J. N. J.* (1983) Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. *Sedimentology*, 30, 511—523. 13.4.3.
2511. *Visser M. J.* (1980) Neap-spring cycles relected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543—456. 7.5.1, Fig. 7.39, 9.1.2, Fig. 9.36.
2512. *Voigt E.* (1962) Frühlagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Grossgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoids-Problems. *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 31, 146—275. 11.4.5.
2513. *Voo R. Van der and French R. B.* (1974) Apparent polar wandering for the Atlantic-bordering continents: late Carboniferous to Eocene. *Earth Sci. Rev.*, 10, 99—119. 10.6.3.
2514. *Wachs D. and Hein J. R.* (1974) Petrography and diagenesis of Franciscan limestones. *J. sedim. Petrol.*, 44, 1217—1231. 11.4.2.
2515. *Wachs D. and Hein J. R.* (1975) Franciscan limestones and their environments of deposition. *Geology*, 3, 29—33. 11.4.2.
2516. *Wagner P. D. and Matthews R. K.* (1982) Porosity preservation in the Upper Smackover (Jurassic) carbonate grainstone, Walker Creek Field, Arkansas: response of palaeophreatic lenses to burial processes. *J. sedim. Petrol.* 52, 3—18. 10.4.4.
2517. *Wagner and Van der Togt* (1973) Holocene sediment types and their distribution in the Southern Persian Gulf. In: The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea (Ed. by B. H. Purser), pp. 123—56. Springer-Verlag, Berlin. Fig. 10.21.
2518. *Wakeel S. K. El* (1964) Chemical and mineralogical studies of siliceous earth from Barbados. *J. sedim. Petrol.*, 34, 687—690. 11.1.2, 11.4.2.
2519. *Wakeel S. K. El and Riley J. P.* (1961) Chemical and mineralogical studies of fossil red clays from Timor. *Geochim. cosmochim. Acta*, 24, 260—265. 11.1.2, 11.4.2.
2520. *Walker K. and Laporte L. F.* (1970) Congruent fossil communities from Ordovician and Devonian carbonates of New York. *J. Paleont.*, 44, 928—944. 10.4.3.
2521. *Walker K. R. and Alberstadt L. P.* (1975) Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. *Palaobiology*, 1, 238—257. 10.5.
2522. *Walker R. G.* (1965) The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 35, 1—32. 2.2.1, 12.3.4.
2523. *Walker R. G.* (1966) Shale Grit and Grindslow Shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. *J. sedim. Petrol.*, 36, 90—114. 6.7.1, Fig. 6.38, 12.6.1.
2524. *Walker R. G.* (1967) Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. sedim. Petrol.*, 37, 25—43. 12.5.2.
2525. *Walker R. G.* (1973) Mopping-up the turbidite mess. In: *Evolving Concepts in Sedimentology* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 1—37. Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore. 12.1.1.
2526. *Walker R. G.* (1975) Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 737—748. 12.1.1, 12.3.2, 12.3.4.
2527. *Walker R. G.* (1976) Facies models: 1. General introduction. *Geosci. Can.*, 3, 21—24. 2.2.1.
2528. *Walker R. G.* (1978) Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. Assoc. petrol. Geol.*, 62, 932—966. 12.3.2, 12.3.4, 12.4.3, 12.5.2, 12.5.4, Fig. 12.4.
2529. *Walker R. G.* (Ed.) (1979) *Facies Models*, Geoscience Canada Reprint Series, 1. Geol. Soc. Canada. Waterloo. 1.1, 3.9.4, 7.2.1, Fig. 7.6.
2530. *Walker R. G.* (1980) Modern and ancient submarine fans: reply. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 64, 1101—1108. 12.4.3.
2531. *Walker R. G. and Harms J. C.* (1971) The "Catskill delta": a prograding muddy shoreline in central Pennsylvania. *J. Geol.*, 79, 381—399. 7.2.6, 7.4.2.
2532. *Walker R. G. and Mutti E.* (1973) Turbidite facies and facies associations. In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*, pp. 119—157. Soc. econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, Short Course, Anaheim. 12.3.2, 12.5.4.
2533. *Walker T. R.* (1967) Formation of red beds in ancient and modern deserts. *Bull. geol. Soc. Am.*, 78, 353—368. 3.6.2.
2534. *Walker T. R. and Harms J. C.* (1972) Eolian origin of flagstone beds, Lyons Sandstone (Permian), Type area, Boulder County, Colorado. *Mount. Geol.*, 9, 279—288. 5.3.2, 5.3.3.
2535. *Walker T. R., Waugh B. and Crone A. J.* (1978) Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, 19—32. 3.3.2, 3.6.2.
2536. *Walters J. E.* (1959) Effect of structural movement on sedimentation in the Pheasant — Francitas area, Matogorda and Jackson counties, Texas. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs*, 9, 51—58. 6.8.2.
2537. *Walther J.* (1894) *Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft*, Bd. 3. Lithogenesis der Gegenwart, pp. 535—1055. Fisher Verlag, Jena. 2.1.2.
2538. *Walther J.* (1897) Ueber Lebensweise fossiler Meeresthiere. *Z. dt. geol. Ges.*, 49, 209—273. 11.1.2.
2539. *Walther J.* (1911) The origin and peopling of the deep sea. *Am J. Sci.*, 31, 55—64. 11.1.2.
2540. *Walther J.* (1924) *Das Gesetz der Wustenbildung in gegenwart und vorzeit*, 421 pp. Von Quelle und Meyer, Leipzig, 5.1.
2541. *Wanless H. R.* (1981) Finig-upwards sedimentary sequences generated in sea grass beds. *J. sedim. Petrol.*, 51, 445—454. 10.3.2.
2542. *Wanner J.* (1931) *De Stratigraphie van Nederlandsch Oost-Indie: Mesozoicum*. Leidse. Geol. Meded., 5, 567—610. 11.4.4.
2543. *Wantland K. F. and Pusey W. C.* (1975) Belize Shelf —

- carbonate sediments, clastic sediments, and ecology, 599 pp. Studies in Geology No. 2, Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa. 10.3.4.
2544. *Wasson R. J.* (1974) Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example. *Geogr. Annlr.*, 56A, 83—92. 3.3.2.
2545. *Ward W. C.* (1975) Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of Northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. In: Belize Shelf — carbonate sediments, clastic sediments, and ecology (Ed. by K. F. Wantland and W. C. Pusey), pp. 500—571. Studies in Geology, No. 2. Am. Ass. petrol. Geol., Tulsa. 10.3.3, 10.4.4.
2546. *Warren J. K.* (1982) The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, 29, 609—638. 8.6.1, 8.6.2, Fig. 8.28, Fig. 8.29.
2547. *Warren J. K.* (1983) On pedogenic calcrete as it occurs in the vadose zone of Quaternary calcareous dunes in Coastal South Australia. *J. sedim. Petrol.*, 53, 787—796. 8.10.2.
2548. *Warren J. K.* (1985) On the significance of evaporite lamination. In: Sixth Salt Symposium (Ed. by B. C. Schreiber). Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio, 8.6.2.
2549. *Warren J. K. and Kendall C.* (1985) On the recognition of marine sabkhas (subaerial) and salina (subaqueous) evaporites. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 69, 1013—1023. 8.4, 8.4.2, 8.5.3, Fig. 8.30.
2550. *Wass R. E., Conolly J. R. and Macintyre R. J.* (1970) Bryozoan carbonate sand continuous along southern Australia. *Mar. Geol.*, 9, 63—73. 10.2, 10.6.
2551. *Waterhouse J. B.* (1964) Permian stratigraphy and faunas of New Zealand. *Bull. geol. Surv. N.Z.*, 72, 101. 11.4.2.
2552. *Waters R. A.* (1970) The Variscan structure of eastern Dartmoor. *Proc. Ussher Soc.*, 2, 191—197. 11.4.4.
2553. *Watkins D. J. and Kraft L. M.* (1978) Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas: geotechnical aspects. In: Framework, Facies and Oil-Trapping Characteristics of the Upper Continental Margin (Ed. by A. H. Bouma, G. T. Moore and J. M. Coleman), pp. 267—286. *Stud. Geol. Am. Ass. petrol. Geol.*, 7, Tulsa. 12.2.1, 12.2.3, Fig. 12.2, Fig. 12.7.
2554. *Watkins J. S. and Drake C. L.* (1982) Studies in Continental Margin Geology, 801 pp. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.*, 34. Tulsa. 1.1.
2555. *Watson M. P.* (1981) Submarine fan deposits of the Upper Ordovician-Lower Silurian Milliners Arm Formation, New World Island, Newfoundland. Unpubl. D. Phil. Thesis, Oxford Univ., England. 12.3.2.
2556. *Watson W. N. B.* (1967/68) Sir John Murray — a chronic student. *Univ. Edinburgh Jl.*, 23, 123—137. 11.1.1.
2557. *Watts A. B.* (1982) Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. *Nature*, 297, 469—474. 2.4.5.
2558. *Watts A. B. and Steckler M. S.* (1981) Subsidence and tectonics of Atlantic-type continental margins. In: Geology of Continental Margins (Ed. by R. Blanchet and L. Montadert), pp. 143—153. *Oceanol. Acta, Proc. 26th Int. geol. Congr. C3.* 14.5.1.
2559. *Watts N. L.* (1976) Paleopedogenic palygorskite from the basal Permo-Triassic of northwest Scotland. *Am. Miner.*, 61, 299—302. 3.9.2.
2560. *Watts N. L.* (1980) Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661—686. 3.9.2.
2561. *Watts N. L., Lapré J. F., Schjindel-Goester F. S. van and Ford A.* (1980) Upper Cretaceous and Lower Tertiary chalks of the Albuskjell area, North Sea: deposition in a slope and base-of-slope environment. *Geology*, 8, 217—221. 11.4.5.
2562. *Waugh B.* (1970) Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England. *J. sedim. Petrol.*, 40, 1226—1240. 3.9.2.
2563. *Webb G. W.* (1969) Paleozoic wrench faults in the Canadian Appalachians. In: North Atlantic Geology and Continental Drift (Ed. by M. Kay), pp. 754—786. *Mem. Am. Ass. petrol. Geol.* 12. 14.8.2.
2564. *Webb J. E., Dorjes D. J., Gray J. S., Hessler R. R., van Andel T. H., Rhoads D. D., Werner F., Wolff T. and Zijlstra J. J.* (1976) Organism sediment relationships. In: The Benthic Boundary Layer (Ed. by I. N. McCave), pp. 273—295. Plenum Press, New York. 9.3.5.
2565. *Weber H. P.* (1981) Sedimentologische und Geochemische Untersuchungen in Greifensee (Kanton ZH/Schweiz). Unpublished PhD dissertation. ETH-Zürich, Nr. 6811. 4.6.2.
2566. *Weber K. J.* (1971) Sedimentological aspects of oilfields of the Niger delta. *Geol. Mijnb.*, 50, 559—576. 6.2, 6.3.1, 6.5.1, 6.5.2, 6.7.3, 6.8.2, Fig. 14.11.
2567. *Weber K. J. and Daukofu E.* (1975) Petroleum geology of the Niger delta. *Proc. 9th World Petrol. Conf.*, 209—221. 6.3.1, 6.8.2, Fig. 6.46.
2568. *Weering van T. C. E. and Iperen van J.* (1984) Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. In: Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 95—114. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 15. 12.4.3.
2569. *Weertman J.* (1961) Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *J. Glaciol.*, 3, 965—978. 13.3.1.
2570. *Weertman J.* (1968) Diffusion law for the dispersion of hard particles in an ice matrix that undergoes simple shear deformation. *J. Glaciol.*, 50, 161—165. 13.3.1.
2571. *Weertman J.* (1974) Stability of the junction of an sheet and an ice shelf. *J. Glaciol.*, 67, 3—11. 13.3.7.
2572. *Weigel R. L.* (1964) Oceanographical Engineering, pp. 532. Prentice-Hall, New Jersey. 9.6.2.
2573. *Weiler Y., Sass E. and Zak I.* (1974) Halite oolites and ripples in the Dead Sea, Israel. *Sedimentology*, 21, 623—632. 4.7.2, 8.6.1, 8.7.
2574. *Weimer R. J.* (1973) A guide to Uppermost Cretaceous stratigraphy, Central Front Range, Colorado; deltaic sedimentation, growth faulting and early Laramide crustal movement. *Mount. Geol.*, 10, 53—97. 6.8.3.
2575. *Weimer R. J.* (1983) Relation of unconformities, tectonics and sea level changes, Cretaceous of the Denver basin and adjacent areas. In: Mesozoic Paleoge-



- graphy of the west-central United States (Ed. by M. W. Reynolds and E. D. Dolly), pp. 359—376. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. Rocky Mtn. Section. 14.9.2.
2576. *Weise B. R.* (1980) Wave-dominated delta systems of the Upper Cretaceous San Miguel Formation, Maverick Basin, South Texas. Report of Investigations, 107, 33 pp. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin. 6.7.2, Fig. 6.39, Fig. 6.40.
2577. *Weissert H., McKenzie J. and Hochull P.* (1979) Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. *Geology*, 7, 147—151. 11.4.4.
2578. *Wells J. T. and Coleman J. M.* (1981) Physical processes and fine-grained sediment dynamics, coast of Surinam, South America. *J. sedim. Petrol.*, 51, 1053—1068. 7.2.6.
2579. *Wells J. T., Prior D. B. and Coleman J. M.* (1980) Flowslides in muds on extremely low angle tidal flats, north-eastern South America. *Geology*, 8, 272—275. 7.5.2.
2580. *Wells N. A.* (1983) Transient streams in sand-poor redbeds: Early-Middle Eocene Kuldana Formation of northern Pakistan. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. by J. D. Collinson and J. Lewin), pp. 393—403. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 6. 3.9.4.
2581. *Wendt J.* (1969) Foraminiferen "Riffe" im Karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steinmark, Österreich). *Paläont. Z.*, 43, 177—193. 11.4.4, Fig. 11.37.
2582. *Wendt J.* (1970) Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkaiken der Tethys. *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1970, pp. 433—448. 11.4.4, Fig. 11.36.
2583. *Wendt J.* (1971) Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. *Palaeontographica, A*, 136, 122—192. 11.4.4, Fig. 11.38.
2584. *Wendt J.* (1973) Cephalopod accumulations in the Middle Triassic Hallstatt-Limestone of Yugoslavia and Greece. *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1973, pp. 624—640. 11.4.4.
2585. *Wendt J.* (1974) Encrusting organisms in deep-sea manganese nodules. In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkins), pp. 437—447. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1. 11.3.3, 11.3.6.
2586. *Werner F. and Wetzel A.* (1982) Interpretation of biogenic structures in oceanic sediments. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 275—288. 12.3.4.
2587. *Wescott W. A. and Ethridge F. G.* (1980) Fan-delta sedimentology and tectonic setting — Yallahs fan-delta southeast Jamaica. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 64, 374—399. 3.3, 12.4.3, 14.8.1.
2588. *Wescott W. A. and Ethridge F. G.* (1983) Eocene fan delta/submarine fan deposition in the Wagwater Trough, east-central Jamaica. *Sedimentology*, 30, 235—248. 12.6.1, Fig. 12.36.
2589. *West I. M.* (1964) Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck Beds of Dorset. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 34, 315—326. 8.9.1, 8.11.1.
2590. *West I. M.* (1965) Macrocell structure and enterolithic veins in British Purbeck gypsum and anhydrite. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 35, 47—58. 8.9.1, 8.11.1.
2591. *West I. M.* (1975) Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck formation (upper Jurassic) of Dorset. *Proc. geol. Ass.*, 86, 205—253. 8.4.6, 8.9.1, Fig. 8.35, Fig. 8.37.
2592. *West I. M.* (1979) Review of evaporite diagenesis in the Purbeck Formation of Southern England. *Symposium Sedimentation Jurassique W. Européen. A.S.F. Publication special No. 1, Mars, 1979*, pp. 407—416. 8.9.1, Fig. 8.34, 8.11.1.
2593. *West I. M., All Y. A. and Hilmy M. E.* (1979) Primary gypsum nodules in a modern sabhka on the Mediterranean coast of Egypt. *Geology*, 7, 354—358. 8.4.5, 8.4.6, Fig. 8.13.
2594. *West I. M., Brandon A. and Smith M.* (1968) A tidal flat evaporitic facies in the Visean of Ireland. *J. sedim. Petrol.*, 38, 1079—1093. 8.9.
2595. *Wetzel R. G.* (1975) *Limnology*, 743 pp. W. B. Saunders, Philadelphia. 4.1, 4.4, Fig. 4.3.
2596. *Wetzel A.* (1984) Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments: influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental change. In: *Fine-Grained Sediments: Deep-water Processes and Facies* (Ed. by D. A. V. Stow and D. J. W. Piper), pp. 595—609. Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 15. 12.5.1.
2597. *Wezel F. C. (Ed.)* (1981) *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. 520 pp. C. N. R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna. 14.9.4.
2598. *Wezel F. C., Savelli D., Bellagamba M., Tramontana M. and Bartole R.* (1981) Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins* (Ed. by F. C. Wezel), pp. 239—269. CNR Italian Project of Oceanography. 12.4.2, 12.4.4, Fig. 12.24, 14.9.4.
2599. *Whelan T. III, Coleman J. M., Roberts H. H. and Suhayda J. N.* (1976) Occurrence of methane in Recent deltaic sediments and its effect on soil stability. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 14, 55—64. 6.8.1.
2600. *Whitaker McD. J. H.* (1965) Primary sedimentary structures from the Silurian and lower Devonian of the Oslo region, Norway. *Nature*, 207, 709—711. 9.11.2, 9.11.3.
2601. *Whitaker McD. J. H.* (1973) "Cutter casts", a new name for scour-and-fill structures with examples from Llan-doverian of Ringerike and Malmoya, Southern Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 53, 403—407. 9.11.3.
2602. *Whitaker McD. J. H.* (1974) Ancient submarine canyons and fan valleys. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R. H. Dott and R. H. Shaver), pp. 106—125. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 19. 12.6.1.
2603. *Whitbread T. and Kelling G.* (1982) Mrar Formation of western Libya — evolution of an early Carboniferous delta system. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 66, 1091—1107. 6.3.
2604. *White A. H. and Youngs B. C.* (1980) Cambrian alkali playa-lacustrine sequence in the northeastern Officer Basin, South Australia. *J. sedim. Petrol.*, 50, 1279—1286. 4.10.4, Fig. 4.30.
2605. *White G. W., Totton S. M. and Gross D. L.* (1969) Pleistocene stratigraphy of north-western Pennsylvania. *Bull. Pennsylvania geol. Surv.*, G55, 88 pp., 13.4.1, 13.5.1.

2606. *Whiteman A.* (1982) Nigeria: its petroleum geology, resources and potential. Graham and Trotman, London. 12.4.2.
2607. *Whiteman A., Naylor D., Pegrum R. and Rees G.* (1975) North Sea troughs and plate tectonics. *Tectonophysics*, 26, 39—54. 14.4.2.
2608. *Wickham J.* (1978) The Southern Oklahoma Aulacogen. In: *Structural Style of the Arbuckle Region* (Ed. by J. Wickman and R. Denison), pp. 8—41. *Field Trip Guide 3*, geol. Soc. Am. South central Section. 14.4.2.
2609. *Wilcox R. E., Harding T. P. and Seely D. R.* (1973) Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 57, 74—96. 14.8, *Fig. 14.48*.
2610. *Wilkinson* (1979) Biomineralization, palaeoceanography and the evolution of calcareous marine organisms. *Geology*, 7, 524—7. 10.5.
2611. *Wilkinson B. H., Owen R. M. and Carroll A. R.* (1985) Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *J. sedim. Petrol.*, 55, 171—183. 10.2.1.
2612. *Wilkinson B. H., Pope B. N. and Owen R. M.* (1980) Nearshore ooid formation in a modern temperate region marl lake. *J. Geol.*, 88, 697—704. 4.6.2.
2613. *Williams D. L., Green K., Andel Tj. H. van, Herzen R. P. von, Dymond J. R. and Crane K. C.* (1979) The hydrothermal mounds of the Galapagos Rift: observations with DSRV Alvin and detailed heat-flow studies. *J. geophys. Res.*, 84, 7467—7484. 11.3.2.
2614. *Williams G. D. and Stelck C. R.* (1975) Speculations on the Cretaceous palaeogeography of North America. *Spec. Pap. geol. Ass. Canada*, 13, 1—20. *Fig. 9.54*.
2615. *Williams G. E.* (1969) Characteristics and origin of a pre-Cambrian pediment. *J. Geol.*, 17, 183—207. 3.8.4.
2616. *Williams G. E.* (1971) Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of Central Australia. *Sedimentology*, 17, 1—40. 3.2.3.
2617. *Williams J. J., Connor D. C. and Peterson K. E.* (1975) Piper oil filed, North Sea: Fault-block structure with Upper Jurassic beach/bar reservoir sands. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 59, 1585—1601. 7.2.5.
2618. *Williams P. F. and Rust B. R.* (1969) Sedimentology of a braided river. *J. sedim. Petrol.*, 39, 649—679. 3.2.1.
2619. *Williamson C. R.* (1977) Deep-sea channels of the Bell Canyon Formation (Guadalupian) Delaware Basin, Texas-New Mexico. In: *Upper Guadalupian Facies Permian Reef Complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas, Permian Basin Section*. *Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 77/6, 409—432. 8.10.4, *Fig. 8.48*.
2620. *Williamson C. R.* (1979) Deep-sea sedimentation and stratigraphic traps, Bell Canyon Formation (Permian), Delaware Basin. In: *Guadalupian Delaware Mountain Group* (Ed. by N. M. Sullivan), Permian Basin Section, Publication 79—18, 39—74. 8.10.4, *Fig. 8.47*.
2621. *Willman H. B., Glass H. D. and Frye J. C.* (1966) Mineralogy of glacial tills and their weathering profiles in Illinois: Part II. Weathering profiles. III. *State geol. Surv. Circ.*, 400, 76 pp. 13.3.5.
2622. *Wills L. J.* (1929) *Physiographical Evolution of Britain*, 376 pp. Arnold, London, 5.1.
2623. *Wilson I. G.* (1971) Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geogr. J.*, 137, 180—199. 5.2.5.
2624. *Wilson I. G.* (1972) Aeolian bedforms — their development and origins. *Sedimentology*, 19, 173—210. 5.2.5, *Fig. 5.3*.
2625. *Wilson I. G.* (1973) *Ergs. Sedim. Geol.*, 10, 77—106. 5.2.3, 5.2.5, *Fig. 5.2*.
2626. *Wilson J. L.* (1969) Microfacies and sedimentary structures in "deeperwater" lime mudstones. In: *Depositional Environments in Carbonate Rocks* (Ed. by G. M. Friedman), pp. 4—19. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 14, Tulsa. 11.4.6.
2627. *Wilson J. L.* (1970) Depositional facies across carbonate shelf margins. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Soc.*, 20, 229—233. *Fig. 10.18*.
2628. *Wilson J. L.* (1974) Characteristics of carbonate platform margins. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 58, 810—824. *Fig. 10.18*.
2629. *Wilson J. L.* (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*, 471 pp. Springer-Verlag, Berlin, New York. 1.1, 10.1, 10.3, 10.3.2, 10.4.4, 10.5, *Fig. 10.18, Fig. 10.19, Fig. 10.48, Fig. 10.59, Fig. 10.62, Fig. 10.64, Fig. 10.65, Fig. 10.67, 11.4.4*.
2630. *Wilson J. L., Ward W. C. and Brady M. J.* (1970) North-east Yucatan, Mexico — a new area opens for study of carbonate-evaporite sediments. *J. sedim. Petrol.*, 40, 745—749. 10.3.3.
2631. *Wilson J. T.* (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343—347. 14.8.
2632. *Wilson J. T.* (1966) Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676—681. 14.2.6, 14.10.1.
2633. *Wilson M. J.* (1965) The origin and geological significance of the South Wales underclays. *J. sedim. Petrol.*, 35, 91—99. 3.9.2.
2634. *Wilson R. C. L. and Williams C. A.* (1979) Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental sedimentary basins — a review. *J. geol. Soc.*, 136, 311—320. 14.5.1.
2635. *Windom H. L.* (1975) Eolian contributions to marine sediments. *J. sedim. Petrol.*, 45, 520—529. 11.3.4.
2636. *Winker C. D.* (1928) Cenozoic shelf margins, north-western Gulf of Mexico. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.*, 32, 427—448. 6.3.1, 6.7.1, 6.8.2.
2637. *Winker C. D. and Edwards M. B.* (1983) Unstable progradational clastic shelf margins. In: *The Shelf-break: critical interface on continental margins* (Ed. by D. J. Stanley and G. T. Moore), pp. 139—158. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 33, Tulsa, 6.8.2, *Fig. 6.47*.
2638. *Winn R. D., Jr. and Dott R. H., Jr.* (1977) Large-scale traction-produced structures in deep-water fan-channel conglomerates in southern Chile. *Geology*, 5, 41—44. 12.3.6.
2639. *Winn R. D. and Dott R. H., Jr.* (1978) Submarine-fan turbidites and resedimented conglomerates in a Mesozoic arc-rear marginal basin in southern South America. In: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches* (Ed. by D. J. Stanley and G. Kelling), pp. 362—373. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa. 14.7.4, *Fig. 14.39*.
2640. *Winn R. D., Jr. and Dott R. H., Jr.* (1979) Deep water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, 26, 203—228. 12.6.1, *Fig. 12.38, 14.7.4*.

2641. *Winslow M. A.* (1981) Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (Ed. by K. R. McClay and N. J. Price), pp. 513—528. Spec. Publ. geol. Soc. Lond. 9. 14.7.4.
2642. *Winterer E. L. and Bosellini A.* (1981) Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 65, 394—421. 11.4.6.
2643. *Winterer E. L., Ewing J. I. et al.* (1973) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 17, pp. 930. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.3.
2644. *Winterer E. L., Lonsdale P. F., Matthews J. L. and Rosendahl B. R.* (1974) Structure and acoustic stratigraphy of the Manihiki Plateau. *Deep-Sea Res.*, 21, 793—814. 11.3.3.
2645. *Woldstedt P.* (1970) International Quaternary Map of Europe, Sheet 6, København. Bundesanstalt fr. Bodenforschung, Hannover, 13.5.1.
2664. *Woldstedt P.* (1971) International Quaternary Map of Europe, Sheet 7, København. Bundesanstalt fr. Bodenforschung, Hannover. 13.5.1.
2647. *Wolman M. G. and Leopold L. B.* (1957) River flood plains; some observations on their formation. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 282—C, 87—107. 3.6.1.
2648. *Wood G. V. and Wolfe M. J.* (1969) Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation off the Trucial Coast of Arabia. *Sedimentology* 12, 165—191. 8.9.
2694. *Woodcock N. H.* (1976a) Structural style in slump sheets: Ludlow series, Powys, Wales. *J. geol. Soc.*, 132, 399—415. 12.3.4, 12.5.3, Fig. 12.6.
2650. *Woodcock N. H.* (1976b) Ludlow series slumps and turbidites and the form of the Montgomery Trough, Powys, Wales. *Proc. geol. Ass.*, 87, 169—182. 12.3.4, 12.5.3.
2651. *Woodcock N. H.* (1979) The use of slump structures as palaeoslope orientation estimators. *Sedimentology*, 26, 83—99. 12.5.3.
2652. *Woodcock N. H.* (1984) Early Palaeozoic sedimentation and tectonics in Wales. *Proc. geol. Ass.*, 95, 323—347. 14.7.4.
2653. *Woodland A. W.* (1970) The buried tunnel-valleys of East Anglia. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 37, 521—578. 13.5.1.
2654. *Woodyer K. D., Taylor G. and Crook K. A. W.* (1979) Depositional processes along a very low-gradient, suspended-load stream: the Barwon River, New South Wales. *Sedim. Geol.*, 22, 97—120. 3.4.2.
2655. *Wray J. L.* (1971) Algae in reefs through time. In: *Reef organisms through time*, pp. 1358—1373. *Proc. J. North Am. Paleont. Convention*, Chicago, 1969. 10.5.
2656. *Wray J. L.* (1977) *Calcareous Algae*, 186 pp. Elsevier, Amsterdam. 4.6.2, 10.5.
2657. *Wright H. E.* (1973) Tunnel valleys, glacial surges, and subglacial hydrology of the Superior Lobe, Minnesota. *Mem. geol. Soc. Am.*, 136, 251—276. 13.5.1.
2658. *Wright L. D.* (1977) Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, 857—868. 6.5.2, Fig. 6.13, Fig. 6.14, Fig. 6.15.
2659. *Wright L. D. and Coleman J. M.* (1973) Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 57, 370—393, 6.2, 6.3, 6.3.1, 6.5.1, 6.5.2.
2660. *Wright L. D. and Coleman J. M.* (1974) Mississippi River mouth processes: effluent dynamics and morphologic development. *J. Geol.*, 82, 751—778. 6.5.1, 6.5.2, Fig. 6.11.
2661. *Wright L. D., Coleman J. M. and Thom B. G.* (1973) Processes of channel development in a high tide range environment: Cambridge Gulf — Ord River delta, western Australia. *J. Geol.*, 81, 15—41. 6.5.1, 7.5.1.
2662. *Wright L. D., Coleman J. M. and Thom B. G.* (1975) Sediment transport and deposition in a macrotidal river channel: Ord River, Western Australia. In: *Estuarine Research, Vol. II Geology and Engineering* (Ed. by L. E. Cronin), pp. 309—322. Academic Press, New York. 7.5.1.
2663. *Wright L. D., Thom B. G. and Higgins R. J.* (1980) Wave influences on river mouth depositional processes: examples from Australia and Papua New Guinea. *Est. Coast. Mar. Sci.*, 11, 263—277. 6.5.2.
2664. *Wright M. E. and Walker R. G.* (1981) Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta; storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair weather wave base. *Can. J. Earth Sci.*, 18, 795—809. 9.11.3, 9.13.3, 9.13.4.
2665. *Wright R. and Anderson J. B.* (1982) The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: Eastern Weddell Sea, Antarctica. *Bull. geol. Soc. Am.*, 93, 951—963. 13.3.7.
2666. *Wright R. F., Matter A., Schweingruber M. and Siegenthaler U.* (1980) Sedimentation in Lake Biel, an eutrophic, hard-water lake in northwestern Switzerland. *Schweiz. Z. Hydrol.*, 42, 101—126. 4.6.2.
2667. *Wright R. F. and Nydegger P.* (1980) Sedimentation of detrital particulate matter in lakes: influence of currents produced by inflowing rivers. *Water Resources Res.*, 16, 597—601. 4.4, 4.6.1.
2668. *Wunderlich F.* (1972) Beach dynamics and beach development. *Senckenberg. Mar.*, 4, 47—79. 7.2.2.
2669. *Yaalon D. H.* (1969) Origin of desert loess. (Abstract) *Etude quaternaire monde: Proc. 8th INQUA Congr. Paris.* (Ed. by M. Tors) 2, 755 p. 5.2.8.
2670. *Yaalon D. H. (Ed.)* (1971) *Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols.* *Int. Soc. Soil Sci.*, 350 pp. Israel Univ. Press. 3.9.2.
2671. *Yaalon D. H. and Dan J.* (1974) Accumulation and distribution of loess derived deposits in the semi-desert and desert fringe areas of Israel. *Z. Geomorph., N. F. Suppl. Bd.*, 20, 91—105. 3.6.2, 5.2.8.
2672. *Yaalon D. H. and Ginsburg D.* (1966) Sedimentary characteristics and climatic analysis of easterly dust storms in the Negev (Israel). *Sedimentology*, 6, 315—332. 5.2.8.
2673. *Yeats R. S. and Hart S. R. et al.* (1976) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 34, pp. 814. U.S. Government Printing Office, Washington. 11.3.4.
2674. *Young R.* (1976) *Sedimentological Studies in the Upper Carboniferous of north-west Spain and Pembrokeshire.* Unpub. D. Phil. Thesis, Univ. of Oxford. 3.9.3.

2675. *Yuretich R. F.* (1979) Modern sediments and sedimentary processes in Lake Rudolf (lake Turkana), eastern Rift Valley, Kenya. *Sedimentology*, 26, 313—332. 4.4.
2676. *Zak I. and Freund R.* (1981) Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 80, 27—38. 4.10.4, 14.8.1, Fig. 14.46, Fig. 14.47.
2677. *Zakowa H.* (1970) The present state of the stratigraphy and paleogeography of the Carboniferous of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 20, 4—31. 11.4.4.
2678. *Zankl H.* (1971) Upper Triassic carbonate facies in the northern Limestone Alps. In: *Sedimentology of Parts of Central Europe* (Ed. by G. Müller), pp. 147—185. Guidebook VIII Int. sedim. Congr., Kramer, Frankfurt. 10.5, Fig. 10.60, 11.4.4.
2679. *Zharkov M. A.* (1981) History of Paleozoic Salt Accumulation, 308 pp. Springer-Verlag, Berlin. 8.1.1.
2680. *Ziegler A. M. and McKerrow W. S.* (1975) Silurian marine red beds. *Am. J. Sci.*, 275, 31—56. 11.4.4.
2681. *Ziegler P. A.* (1982) Geological Atlas of Western and Central Europe. 130 pp. Shell International Petrol. Maatschappij B. V. 9.12.

# Предметный указатель

- Абиссальные равнины 174—176, 245  
— — первичные 174  
— — вторичные 175  
Абляция 198, 204  
Авлагены 240  
Автогеосинклинали 231  
Автосuspензия 150  
Аквадиллиты 217  
Аккумуляция 198  
Аллохемы 7  
Апвеллинг сгонноветровой 80  
Арагонитовые ламеллы 7  
Асейсмичные хребты 87—88  
Атоллы 20, 23—24
- Базальная субгляциальная зона, определение 198, 199  
Бассейны бордерленда 176  
— малые океанические 94—97  
— остаточные 276  
— рифтогенные 245  
— сдвиговые 245  
— — древние 270—275  
— — современные 266—270  
— склоновые 177  
— форланда 277—279  
«Батиальное затишье» 233  
Батиметрия основных типов осадков 29, 30  
«Белые курильщики» 84  
Бескислородные события 134—136  
Биогенные фации 161—162  
Биокласты 8  
Биологическая продуктивность 7  
Биофациальная реконструкция обстановок 51  
Большой Барьерный риф 36
- Валунные глины 199  
Варвиты 207  
Варвы 204  
Вертикальная последовательность фаций 181—183  
«Вигвамы» 126  
«Витальные факторы» 43  
Внутренние волны 152  
Внутриледниковая зона, определение 198  
Внутриледниковые обстановки 199  
Вулканические подводные горы 88—91  
Вымирание в позднем девоне 65  
— кораллов 41
- ГАК 78  
Гемипелагические обстановки 100—101  
Генерализованный поперечный разрез через Западную Атлантику 245  
Гидротермальная деятельность на дне океана 83—87, 252, 253
- Гипса интерстициальные кристаллы 14  
ГКК 76—78, 80, 81, 92, 93, 123, 133, 142  
Глена закон 196  
Глинистые минералы в шельфовых осадках 41  
Глинистый поток 146  
Глубоководные океанические котловины 92—94  
Гляциомаринная обстановка 198  
Гравитационные потоки осадка 144, 258  
Грейпстон 7  
Гриотт 116, 133
- Дебриты 158—159  
Диagenетические обстановки 9  
Диамиктиты 217, 225  
Диамиктон 195, 201, 207, 225  
— ледового разноса 217  
— течения 202  
Диамикты 207, 218  
Диатомиты 135—137  
Динамическое вытаивание 200  
Дистальные турбидиты 181  
— фации 178—180, 225  
Доорогенные фации 232, 233  
Дофлиш 234  
Дофлишевые фации 232, 233  
Дропстоны 204
- Железо-марганцевые конкреции 86, 93, 118—119
- Запруженные впадины 245  
Зевгеосинклинали 231  
Зернистый поток 146, 147
- Известковый ил 9  
Изостатическая ледниково-морская фациальная зона 224  
Изотопный состав карбонатов 43  
Изотопы стабильные в исследовании карбонатных фаций 43—45  
Иловая граница 167  
Иловые холмы 62  
Интракласты 7
- Калькаренит 6  
Калькреты 10  
Кальцилотит 6  
Кальцирудит 6  
Камнепады 161  
Карбонатного осадконакопления зоны обстановок 12  
Карбонатные пески 17  
— постройки в идеализированной стратиграфической колонке фанерозоя 57  
Карбонатных илов типы 11
- Карбонаты шельфовые 7, 247  
Классификация геосинклиналей в Европе 228—230  
— — Северной Америке 230—232  
— известняков *Даньма* 6  
— — *Фолка* 6  
— морских глубоководных фаций 155—156  
— осадочных процессов в глубоководном море 144, 146  
Кокколитовые илы 40  
Компенсационные циклы 171  
Континентальные ледниковые фациальные зоны 219—221  
Контролирующие факторы морского глубоководного осадконакопления 142  
Контуриты 154, 162—163  
— биогенные 164  
Контурное течение 144, 147  
Конусы выноса дельтовые 173—174  
— — подводные 170—174, 184—186  
— — радиальные 171—173  
Космические сферулы 110  
Краевая ледниково-морская фациальная зона 222  
Красные глины, меловые 92, 107  
Криотурбация 203  
Крипп осадков 145—146  
Критический диаметр 8
- Ламиниты 207, 215  
Ледниковая стена 199  
— фаза 218  
Ледниково-морские фациальные зоны 222—224  
Ледниковые котлы 199  
— морские 215—218  
Ледниковый дебрис 199  
Ледяные потоки 206  
Леписферы 93, 108  
Лизоклин 77, 89, 133  
Линия налегания 199, 204  
— обламывания 199, 204  
— равновесия 198  
Литогермы 32  
Литофации Большой Багамской банки и Флориды 33—34  
Лофериты 52—53
- Мальтийский известняк 75  
Марганцевая мостовая 108  
Межподушечные известняки 109  
Металлоносные осадки 83, 94, 252  
Микрит 7, 9  
Микстоны 195  
*Миланковича* циклы 132—133, 136  
Минералогия несkeletalного карбонатного осадка 8

- Миогеосинклиналь 231, 232  
 Модель ограничения 171, 190  
 — прилегания 171, 190  
 Моласса 234  
 Молассовые фации 232  
 Моллюсковые пески 30  
 Морена вытаивания 201, 210  
 — — подледниковая 201  
 — деформационная 210  
 — надледниковая 201, 202  
 — подледникового накопления 207—210, 220, 225  
 — подтаивания 210  
 — статического вытаивания 201  
 — сублимационная 201, 210  
 — флюидальная 202  
 Морская фреатическая обстановка 10  
 Мутьевой поток 144
- Надледниковая обстановка 199  
 — (супрагляциальная) зона, определение 198  
 Надледниковые фации 212—213  
 Надледниковых фаций зона 220  
 Неопределимый карбонат 137—139  
 Непосредственное намерзание 200  
 Нефелюидные слои 153, 154
- Обломочный поток 144  
 Обычные ассоциации ископаемых 179  
 Океанические плато 91—92  
 Окраинные моря 176  
 Олистолиты 145  
 Онколитовые фации 120  
 Опал-СТ 93  
 Орогенный коллапс 232  
 Осадки глубоководных желобов 254  
 Осадочные бассейны на континентальной окраине Северной Америки 246  
 Отступление фронта ледника 202  
 Офикальциты 103, 104, 105
- Палеобатиметрия 178  
 Палеогеографическая эволюция континентальной окраины Тетиса 122, 124  
 Палеосклоны 179—181  
 Палеотечения 179—181  
 Паралиагеосинклинали 231  
 Парамуадра 127  
 Паратиллиты 217  
 Пелагические обстановки 97—100  
 — фации океана Тетис 117—123  
 — — — Япетус 102  
 Пеллеты 7  
 Пеллоиды 7  
 Перигляциальная обстановка, определение 198  
 Песчаные волны 20  
 Платформа, определение 11  
 «Пляжевые известковые песчаники» 70  
 Погребенный мертвый лед 201  
 Подводно-морская фациальная зона отступающего ледника 223  
 Подводные зандровые отложения 199  
 Подледникового накопления зона 219  
 Подледниковое накопление 200  
 Подледниковые деформации 210—212, 211  
 Полуграбены 240  
 Пористость — проницаемость 6  
 «Послеобломовый» возраст 8
- Последниковая изостатическая фаза 218  
 — эвстатическая фаза 218  
 Предельная граница моря 218  
 Предледниковая (прогляциальная) зона 198, 221, 222  
 Предледниковые зандровые фации 213—215  
 Пресноводная вадозная обстановка 10  
 — фреатическая обстановка 10  
 Придонные течения 152—154  
 Признаки приливно-отливной равнины в карбонатном разрезе 50  
 Примерские контакты 198  
 Проксимальные турбидиты 181  
 — фации 178—180, 225  
 «Птичий глаз» 13, 14, 49, 52, 97
- Равнины бассейнов 174—177, 186  
 Радиолариевое «событие» 137  
 Радиолариевые глины 75  
 Радиолариты 104, 105, 109, 135—137  
 Разжиженный поток 146, 149  
 Рампа 11  
 Распределение основных типов карбонатных осадков 29, 30  
 — — — пелагических осадков на дне Мирового океана 79  
 Реактивации поверхность 20  
 Реаквационное несогласие 19  
 Рейнольдса число 144  
 Реконструкция бентосного сообщества карбонатных фаций средней юры 49  
 — обстановок накопления шельфовых карбонатов 42  
 Ризокреты 10  
 Ритмзиты 216  
 «Риф» Калитан 63  
 Рифовая платформа 21  
 Рифтогенные бассейны 245  
 Рифты несостоявшиеся 240  
 — симметричные 237  
 Рифы 20—24  
 Русловые осадки 162
- Свал 21, 27  
 Свала лопасти 17, 20  
 Сдвиги 264  
 Сдвиговый цикл 282  
 Себхи 6, 13  
 Скорость аккумуляции пелагических фаций 78, 123  
 — накопления осадков 95, 125, 128, 136, 137, 260, 266, 268  
 — осаднения частиц 154  
 — придонных течений 153  
 «Снежные комья» 85  
 «События впрыскивания» 81  
 Совокупности фаций 183—186  
 Сообщества Большой Багамской банки и Флориды 33, 34  
 Субдукционная тектоническая эрозия 255  
 Сульфидные руды типа Куроко 259  
 Сухие контакты 198  
 «Стратиграфия плит» 79  
 Строматокоидные пустоты 32
- Тафрогеосинклинали 231  
 Твердое дно 19  
 Тектонических обстановок типы 235  
 Теплы 13
- Теплые контакты 198  
 «Теплый» лед 196  
 Теплый ледник 197  
 Термогалинная циркуляция 144  
 Тиксотропия осадка 143  
 Тиллиты 195, 209  
 Тилль 199  
 Трансформные разломы 264  
 Турбидитов вертикальные разрезы 182  
 Турбидиты 159—161  
 — вулканокластические 98  
 Турбидные течения 146, 150  
 — — гидравлическая характеристика 150  
 — — определение 141  
 Турбидных течений концепция 284
- Уилсона* стандартные фациальные пояса 24—28  
 — цикл 281—282  
 Умбры 105—106, 107  
 Устойчивость плоского бесконечного склона 143
- Фенестра 14  
 Флиш 156, 233, 234  
 Флишевые фации 232  
 Флюидизированный поток 144, 146, 147, 149  
 Формол, ассоциация 9, 11, 40, 71  
 Формы роста рифостроящих метазоа 22  
 Фосфаты 98, 112, 126  
 Фосфориты 89—90, 100, 113, 114
- Хардграунд 17, 19, 32, 44—45, 118, 125, 126, 129  
 Хлоралгальная ассоциация 11  
 Хлорозойная ассоциация 9  
 — — скелетного материала 11  
 «Холодный» лед 196
- Цементы карбонатов типы 10  
 Циклопели 217, 225
- «Черные курильщики» 84
- «Шамаль», ветер 29, 30  
 Шельфовые известняки 247  
 Шлейф карбонатный 166, 169  
 — нарушенных склонов 168  
 — нормальный обломочный 166  
 — связанный с разломом 166  
 Шлейфы склона 164, 166—170
- Эвапориты окраинные морские 247  
 Эвгеосинклиналь 232  
 Эвксинные фации 233  
 Экзогеосинклиналь 231  
 Экологическое распределение организмов во времени 56  
 Золовые глины 92
- Юльстрёма* диаграмма 143, 144
- Эрратические валуны 204
- Япетус, океан 102, 241

# Указатель географических названий

- Абу-Даби 29  
Авес, вал 83, 89  
Австрийские Альпы, горы 123  
Агульяс, банка 83, 100, 124, 126  
Аденский залив 249  
Аднет 117  
Адриатическое море 191, 193, 278  
Аир 236  
Акаба, залив 41  
Аклинс, остров 18  
Алабама, штат 54, 62  
Алес, бассейн 271  
Аллигейтор-Ривер 237  
Алтын-Таг, хребет 276  
Альпийско-Апуанская зона 278  
Альпийско-Гималайский пояс 280  
Альпийско-Карпатский пояс 177, 278  
Альпийско-Средиземноморский регион 123, 240, 278  
Альпы, горы 75, 76, 103, 128, 228, 229, 233, 240, 243, 275, 278, 281, 282  
Аляска, залив 204, 225, 287  
Аляска, штат 174, 197, 205, 217, 222  
Амазонка, река 165, 173  
Амора, бассейн 268  
Андаманские острова 259, 276  
Андаманское море, 229, 262, 266, 281  
Андаманско-Никобарский хребет 229  
Андрос, остров 13, 15, 18, 32—34  
Анды, горы 257, 259, 278  
Аннан, гора 83, 89  
Анталья, залив 271  
Антарктика 74, 76, 137, 204—206, 217, 222  
Апеннинско-Калабрийский пояс 280  
Апеннины, горы 124, 159, 229, 278  
Апи, дуга 230  
Аппалачи, горы 115, 227, 230, 232, 276  
Арава, долина 268  
Аравалли, бассейн 236  
Аравийский полуостров 249, 250, 276  
Ардиллаун 70  
Ардмор 273  
Арецо 193  
Арканзас, штат 54, 55, 67, 115  
Арран 273  
Ару, впадина 230  
Атабаска, озеро 236  
Атлантический океан 44, 59, 74, 78—81, 83, 85, 88—90, 92, 93, 97, 100, 110, 117, 132—134, 136, 154, 174, 176, 234, 235, 242, 244—246, 258, 266  
Ахаггар, массив 236, 237  
Баба, равнина 42  
Багамские банки 5, 12, 14—17, 31, 35, 44, 47, 97—99, 115, 117, 122, 138  
Багамские острова 5—7, 12, 13, 15, 18, 19, 47, 51, 61, 65, 97, 169, 285  
Байкал, озеро 244  
Балеарские острова 59, 278  
Баллантрей 102  
Балмаха 273  
Балтийское море 122, 216  
Балтимор, каньон 246, 247  
Банда, море 230, 280  
Банда, островная дуга 228, 230, 259, 280  
Барбадос, остров 75, 76, 110, 111  
Барисан, поднятие 255  
Бароние, хребет 169  
Бассейн хребтов 265—267, 269, 270, 272  
Батабано, залив 12, 20  
Бауэр, впадина 82, 93, 94  
Баффин, залив 8  
Баффинова Земля, остров 224, 226  
Бевик, остров 38, 39  
Белиз, река 41  
Бенгальский залив 276, 279, 282  
Бенуэ, река 237  
Бервуд, банка 263  
Бердекин, река 37  
Береговой хребет 109  
Берил-Эмбаймент 187  
Берингово море 96, 137, 260  
Бермудские острова 83  
Берри, острова 18  
Бетиды 278  
Биденте, река 193  
Бирманско-Индонезийская система дуг 229  
Бискайский залив 165, 193, 255, 278  
Блэйк, плато 31, 97—99, 117, 119, 121, 122, 124, 246  
Блэйк-Багама 99, 117, 175, 249  
Ближний Восток 5, 132  
Бови, бассейн 271  
Болонья 193  
Большая Багамская банка 18, 20, 31—34, 43, 99  
Большая Ньюфаундлендская банка 151, 167  
Большие Антильские острова 169  
Большое Невольничье озеро 241  
Большой Абако, остров 17, 18, 20  
Большой Багама, остров 17, 18, 20  
Большой Барьерный риф 12, 36—39  
Большой Бассейн 281  
Большой Хинган, хребет 274  
Бонин, бассейн 259, 261  
Борну, впадина 236, 240  
Бофорта, море 148  
Бохай, регион 239  
Брае, месторождение 190  
Брахмапутра, река 277  
Брент, месторождение 242  
Британская Колумбия, провинция 242  
Британские острова 245  
Брокен, хребет 83, 91  
Бургос 193  
Бургундия, область 49  
Буру 230  
Бутунг 230  
Бучанс-Майн, месторождение 259  
Бьют 273  
Бьянконе 120, 121, 123  
Валбредо, конус 189  
Вальдепрадо 193  
Вашингтон, штат 62, 109, 110, 253  
Вебер, впадина 230  
Вена 52  
Венецианские Альпы, горы 103, 123  
Венская впадина 278, 280  
Вермонт, штат 115, 231  
Верхнее озеро 173, 214  
Вестертана 225  
Вестланд, хребет 242, 243  
Виго, горы 83, 100  
Виктория, озеро 238  
Вима, гора 83, 90, 91  
Вима, проход 175  
Висконсин, штат 67  
Витватерсранд, возвышенность 236, 237  
Восточно-Алеутский желоб 253  
Восточное Средиземноморье 253  
Восточно-Индийский хребет 83, 87, 276  
Восточно-Карпатский бассейн 278  
Восточно-Китайское море 262  
Восточно-Техасский бассейн 62  
Восточно-Тихоокеанское поднятие 78, 82—87, 93, 94, 106, 107, 250—252, 266, 281  
Восточные Альпы, горы 117, 120  
Восточный Ляонин, поднятие 239  
Вудс-Хол 74  
Высокие Гималаи, горы 278  
Галапагосское поднятие 82, 85, 91, 252  
Галисия, банка 83, 100  
Ган 23  
Ганг, река 234, 277, 278  
Ган-Пойнт, пролив 18  
Гвинейский залив 240  
Гейс-Ков 111  
Герат 276  
Гималаи, горы 232, 236, 259, 275—278, 280  
Гладстон 37, 38  
Глазенах 117, 120, 121  
Голден-Лайн, банка 62, 63

- Голубой хребет 232  
 Гольфстрим, течение 18, 98, 153, 167  
 Гондурасский залив 39  
 Готланд, остров 66, 67  
 Грампианские горы 242  
 Грейт-Валли, область 109, 260  
 Грейт-Метеор, гора 83, 89  
 Гренландия, остров 66, 68, 190, 191, 197, 200, 209  
 Гренландское море 153  
 Губбио 193  
 Гудзон, каньон 175  
 Гудзонов залив 216, 236  
 Гэмпшир, графство 128
- Дальний Восток** 59, 60, 111  
 Далянь 239  
 Дан, гора 103, 138  
 Дахштейн, банка 52  
 Девон, графство 271  
 Делавэр, бассейн 63  
 Джос 237  
 Динариды, горы 228  
 Дубай 29
- Евфрат, река** 30
- Желтое море** 239
- Загрос, горы 275, 276, 278  
 Закинто, желоб 177  
 Зальцбург 117  
 Замбук, хребет 236, 240  
 Западная Австралия, штат 12, 249, 260  
 Западная Атлантика 245, 281  
 Западное Внутреннее море 131  
 Западное Пограничное противотечение 153, 168  
 Западное Средиземноморье 278  
 Западно-Флоридский шельф 36  
 Западные Альпы, горы 103, 105, 229, 274, 275  
 Западный Внутренний бассейн 126, 130, 132, 139, 278  
 Зондская островная дуга 228, 229, 259, 276, 281, 282
- Ивё-Клак 72  
 Иллинойс, штат 66, 67  
 Императорские горы 88, 89  
 Инд, река 173, 234, 276—278  
 Индиана, штат 66, 67  
 Индийский океан 23, 74, 78, 81, 83, 85, 87, 89, 91—93, 107, 132, 133, 174, 228, 252, 253, 276, 282  
 Индобирманские хребты 259, 276  
 Иорданская долина 268  
 Иравади, река 229, 260, 262  
 Ириан-Джая, провинция 230  
 Ирландия, остров 7, 64, 69, 70, 72, 243, 249  
 Исландия, остров 91, 203  
 Итальянские Альпы, горы 51, 141  
 Итальянские Апеннины, горы 123  
 Иуллемеден, бассейн 236
- Йоркшир, графство** 114
- Кадис, залив 163  
 Кайман, желоб 266
- Калимантан, остров 75, 230  
 Калифорнийский залив 94—96, 105, 108, 112, 113, 133, 136, 137, 161, 249, 250, 266, 267, 274, 281—283  
 Калифорния, штат 100, 107—109, 111, 126, 133, 137, 152, 156, 163, 171, 172, 177, 189, 190, 192, 254, 260, 264, 267, 269, 270, 272  
 Кампече, шельф 175  
 Канадская Арктика 249  
 Канадское приморье 274  
 Кантабрийские горы 192, 193, 274, 275  
 Капигамаранги, атолл 24  
 Капитан, риф 63  
 Каприкорн, пролив 38  
 Кап-Энраже, русло 189  
 Каракорум, пустыня 276  
 Карибский бассейн 12, 17, 75  
 Карибское море 31, 45, 74, 78, 92, 168, 258  
 Карлсберг, хребет 83, 86  
 Карнеги, хребет 82, 88  
 Каролинские острова 24  
 Карпаты, горы 229, 278, 280  
 Кару, бассейн 222  
 Карун, река 30  
 Карьяко, бассейн 266  
 Каскадия, бассейн 137  
 Касл-Битем 44  
 Каутик 44  
 Кванза, бассейн 247  
 Квебек, провинция 181, 188, 189, 249  
 Квинсленд, штат 36, 242  
 Кентукки, штат 67  
 Кергелен, острова 83  
 Ки-Бискейн, остров 16  
 Киву, озеро 238  
 Кингстон 268, 270  
 Кипарисиакос, залив 177  
 Кипр, остров 105-107, 252, 259  
 Ки-Сал, банка 18  
 Китира, хребет 177  
 Китовый хребет 83, 87, 88  
 Кобб, гора 82, 90, 91  
 Кокос, хребет 82, 88  
 Колорадо, река 96, 267  
 Колумбус, бассейн 97, 99  
 Конго, река 151, 173  
 Коннемара, округ 69  
 Консепсьон, река 86  
 Коралловое море 261  
 Кордильеры, горы 102, 227, 234, 275  
 Корнбраш 44  
 Корнубия 46  
 Корсика, остров 278  
 Кохистан, дуга 259  
 Красное море 41, 59, 74, 94, 95, 138, 168, 240, 246, 249, 250, 252, 281  
 Крит, остров 95  
 Куба, остров 18, 20  
 Куньлунь, хребет 276  
 Куроко, месторождение 259, 261  
 Куроисио, течение 153  
 Кьюга, озеро 238  
 Кэт, остров 18  
 Кэт, проход 175
- Лабрадор, море 153  
 Лабрадор, полуостров 214  
 Лайн, острова 82, 88  
 Лаконикос, залив 177  
 Ламоне, река 193
- Ламонт-Доэрти 75  
 Ланарк, впадина 272  
 Ла-Пас 96  
 Лау — Хавр, бассейн 260  
 Ла-Холья 156, 172  
 Лейтонвилл 108  
 Леон 193  
 Лигурийские Апеннины, горы 103, 104, 107, 120, 136  
 Лигурия, область 132, 136, 278  
 Лиденхем 44  
 Лили, банка 19, 20  
 Линкольншир, графство 43  
 Лисан, полуостров 268  
 Лонг-Айлэнд, остров 18  
 Лондон 6  
 Лондонско-Брабантский массив 46, 47  
 Лос-Анджелес 268, 269  
 Лоффер 52  
 Луизиана, штат 54, 60  
 Лусон, остров 279  
 Ляхэ, впадина 239, 274
- Магади, озеро** 238  
 Магдалена, река 151  
 Магеллана, возвышенность 82, 91  
 Майами 18, 35  
 Майо, река 96  
 Майолика 120, 121  
 Майя, горы 40  
 Маккай 37, 38  
 Макки, банка 19  
 Макнайт, бассейн 62  
 Малая Багамская банка 18—20, 32, 99  
 Мальорка, остров 60  
 Мальта, остров 75, 113  
 Малые Антильские острова 253, 258  
 Манильский желоб 262  
 Манихики, плато 82, 91, 92  
 Маннин, залив 69—72  
 Мареччия, долина 193  
 Мари-Ферт, впадина 187, 242—244  
 Марке, область 51, 52  
 Марнозо, бассейн 193  
 Мартинсберг, впадина 276  
 Масатлан 96  
 Маскеварри 225  
 Матапан (Тенарон), мыс 177  
 Маунт-Айза, месторождение 242  
 Мверу, озеро 238  
 Мегачад, озеро 237  
 Мегума 183  
 Мексиканский залив 12, 28, 30, 36, 48, 54, 61, 62, 74, 168, 175, 176, 231, 278  
 Ментавай, острова 254, 259  
 Мертвое море 264—270, 273  
 Месиниакос, залив 177  
 Мессинский риф 60  
 Мидленд, бассейн 192, 194, 242, 256, 260, 272, 273  
 Мид-Пасифик, горы 82, 88  
 Минахаса, полуостров 230  
 Миссисипи, река 173, 249  
 Миссисипи, штат 54, 55  
 Миссури, штат 67  
 Митилус, гора 83, 89  
 Мичиган, штат 66, 67, 236  
 Мобуту-Сесе-Секо, озеро 238  
 Мон-Пейру 116  
 Монтань-Нуар, горы 116



- Монте-Каподарсо 113  
 Монтерей, впадина 112, 152  
 Мохаве, пустыня 267  
 Муир, гора 83, 90  
 Мурингспорт 62  
 Мьюр, бухта 217  
 Мэн, штат 231
- Нака, вади 42  
 Нарес, равнина 175  
 Натрон, озеро 238  
 Невада, штат 115, 188  
 Нерс, пролив 18  
 Нигер, река 236, 237, 240, 241  
 Низкие Гималаи, горы 278  
 Никобарские острова 259  
 Нил, река 173  
 Новая Англия, область 83, 90, 231  
 Новая Гвинея, остров 228  
 Новая Зеландия, острова 71, 100, 102, 103, 176, 255, 256, 259, 262, 264, 283  
 Новая Шотландия, полуостров 222  
 Новая Шотландия, провинция 158, 160, 167, 168, 173, 222, 246  
 Новобританский желоб 151  
 Новые Гебриды, острова 257  
 Норвежско-Датский бассейн 242  
 Норвежское море 153  
 Нормандия, область 128  
 Норт-Ист-Провиденс, пролив 18, 99  
 Норт-Ист-Фригг 187  
 Норт-Уэст-Провиденс, пролив 18, 97, 99  
 Нунатак 199  
 Нью-Гэмпшир, графство 231  
 Нью-Йорк, штат 68, 231  
 Нью-Мексико, штат 63, 64, 66  
 Нью-Провиденс, остров 18  
 Ньюфаундленд, провинция 102, 158, 188, 249, 252, 259, 274  
 Ньяса, озеро 238
- Огайо, штат 67  
 Оглиястрак, бассейн 169  
 Озерный округ 272  
 Оклахома, штат 68, 115, 241  
 Олимпик, полуостров 109, 110  
 Онтонг-Джава, плато 82, 91, 92  
 Оранжевая, река 246  
 Орегон, штат 253, 254  
 Осло 114, 242  
 Ост-Индия 229  
 Охотское море 96, 261
- Паннонский бассейн 278, 280  
 Паресе-Вела, бассейн 261  
 Парижский бассейн 46, 48, 49  
 Пекин 274  
 Пелопоннес, область 177  
 Пеннинское поднятие 242  
 Пенсильвания, штат 115  
 Периадриатическая область 191  
 Персидский залив 5, 6, 12—17, 28—30, 126, 276, 278, 285  
 Перуанские Анды, горы 259  
 Перуанско-Чилийский желоб 253  
 Перуджа 193  
 Пидмонт 232  
 Пиренеи, горы 278  
 Пиренейский полуостров 100, 121
- Плантадженет, банка 83, 90, 91  
 По, река 278  
 Пойнт-Роял, горы 270  
 Понтиды 259  
 Портенкросс 273  
 Порту, гора 83, 100  
 Поса-Рика, месторождение 62  
 Потес 193  
 Пьетралата 156
- Ракхайн, область 256  
 Рейнский массив 46, 282  
 Римини 193  
 Рингкёбинг-Фин, поднятие 242  
 Рио-Фуэрте, река 96  
 Риу-Гранди, возвышенность 83, 87  
 Робертс, гора 248  
 Родесса 62  
 Родригес-Ки, отмель 35  
 Рождества, остров 75  
 Роколл, банка 70, 71, 245  
 Рона, река 173  
 Росса, море 206, 217, 222, 224  
 Роти, остров 75, 107  
 Рувензори, вулкан 237  
 Рудольф, озеро 238  
 Руква, озеро 238
- Савио, река 193  
 Саву, море 230  
 Салливан, месторождение 242  
 Сангихе, острова 230  
 Сан-Лукас, мыс 96, 172  
 Сан-Пабло, гора 83, 90  
 Сан-Педро 270  
 Сан-Сальвадор, остров 18  
 Санта-Барбара, бассейн 101, 133, 269  
 Санта-Инес, горы 190, 192  
 Сантандер 193  
 Сантарен, пролив 18  
 Сантерно, река 193  
 Сан-Фелипе 96  
 Сан-Франциско 107  
 Сан-Хоакин, бассейн 189  
 Саныэян, бассейн 274  
 Сардиния, остров 169, 278  
 Саут-Понд 251  
 Саут-Ферриби 128  
 Сахара, пустыня 92  
 Свентокшиские горы 71  
 Свердруп, бассейн 249  
 Святого Лаврентия, залив 167, 173  
 Святого Лаврентия, река 167, 168, 173  
 Северная Атлантика 12, 74, 78, 81, 153, 217, 246  
 Северная Каролина, штат 67  
 Северное море 27, 71, 127, 128, 130, 187, 189, 190, 216, 223, 237, 241—243, 246, 281  
 Северные Апеннины, горы 278  
 Северные Известняковые Альпы, горы 51, 52, 63, 137  
 Северный остров 255, 262  
 Северный Ледовитый океан 217  
 Северо-Восточная Атлантика 153  
 Северо-Западные территории 66  
 Северо-Западный пролив 18  
 Северо-Каспийская депрессия 277  
 Северо-Матапанский желоб 177  
 Северо-Шотландское нагорье 242, 272, 273
- Севир 276  
 Седом, гора 268  
 Сейбл, остров 168  
 Селе 243  
 Сенио, река 193  
 Серам, остров 107  
 Сервера-де-Писуэро 193  
 Сиамский залив 229  
 Сибирь 68, 232  
 Сивалик, бассейн 277, 278, 282  
 Сигоби, равнина 175, 176  
 Сидри, вади 42  
 Силвер, равнина 175  
 Сицилия, остров 59, 103, 112, 113, 118, 121, 124, 137  
 Скалистые горы 65, 237, 277, 278  
 Скандинавия 61, 128, 219  
 Скрипс, каньон 172  
 Солуэй-Фёрт, залив 256, 272  
 Сом, равнина 151, 167, 173, 177  
 Средиземное море 6, 59, 60, 74, 94, 95, 112—114, 133, 138, 153, 173, 176, 234, 249, 254, 255, 260, 279, 280, 283  
 Средиземноморский хребет 83, 95, 177  
 Срединно-Атлантический хребет 82, 83, 85—87, 105, 170, 250—252, 281  
 Средний Восток 61, 124, 126, 139  
 Стаппугида 225  
 Старый Багамский пролив 18, 97  
 Сторд, впадина 243  
 Стратмор, впадина 272  
 Строфадес, хребет 177  
 Субгималаи 278, 279  
 Сула, остров 230  
 Сулавеси, море 230, 261  
 Сулу, море 230, 261  
 Суматра, остров 228, 254, 255, 257, 259, 260, 271  
 Сунляо, бассейн 274  
 Суэцкий залив 41, 42, 60  
 Сьерра-Невада, горы 189, 260
- Тавернье-Ки, отмель 35  
 Тайвань, остров 260, 262, 279, 280, 282  
 Танганьика, озеро 238  
 Тасмания, остров 72, 102  
 Тасманово море 107  
 Теннесси, штат 67, 68  
 Техас, штат 8, 48, 54, 55, 63, 64, 66, 68, 115, 192, 193  
 Тибести, горы 236, 237  
 Тибет, нагорье 276, 278, 280  
 Тибетские Гималаи, горы 123  
 Тигр, река 30  
 Тимор, остров 75, 76, 107, 108, 123, 230, 259  
 Тироль, земля 120  
 Тирренское море 168, 169, 177, 278, 282  
 Тихий океан 6, 23, 74, 77—82, 85, 88—96, 108, 111, 113, 132—134, 136—138, 176, 234, 236, 252—254, 260, 261, 266  
 Томини, залив 230  
 Тонг-оф-те-Ошен, залив 18, 31, 97, 99, 117  
 Тонга, дуга 258, 260  
 Тоскана, область 51, 278  
 Тразименское озеро 193  
 Трансильванская впадина 278  
 Транскарпатская впадина 280  
 Три-Кингс, плато 71

- Тринидад, остров 256  
 Тринити 62  
 Троодос, массив 105—107, 136  
 Тяньцзинь 239
- Уайт-Банк 35**  
 Умбрийские Апеннины, горы 124  
 Умбрия, область 51, 52, 278  
 Уолсортские холмы 64, 65  
 Уош, залив 44  
 Урал, горы 102, 232, 277  
 Утсира 243  
 Уэдделла, море 206  
 Уэльс, область 114  
 Уэстморленд 114
- Ферри, озеро 62  
 Фиджи, острова 259  
 Филиппинское море 261  
 Филиппины, острова 59, 262  
 Фиренце 193  
 Фицрой, река 38  
 Флорес, остров 228  
 Флорида, штат 5, 6, 12, 16, 18, 27, 28, 31, 33—35, 65, 74, 97, 100  
 Флорида-Кис, острова 16, 35, 36, 99  
 Флоридский залив 27, 35, 36, 47  
 Флоридский пролив 18, 32  
 Флоридское течение 100  
 Фолиньо 193  
 Форли 193  
 Фортис, впадина 242  
 Фред 62  
 Фригт 242  
 Фунафути, атолл 5
- Хазева, бассейн 268  
 Халляйн 117  
 Хамберсайд 128  
 Хаттерас, равнина 174—176  
 Хесса, возвышенность 82, 91, 92
- Хольмхеллар 67  
 Хонгха, река 276  
 Хонсю, остров 257  
 Хорайзн, гайот 82, 90  
 Хорнелен, бассейн 272  
 Хосстон 62  
 Хуан-де-Фука, хребет 252  
 Хуанхуа, впадина 239  
 Хументос, острова 18  
 Хьюстон 62
- Центральная Атлантика 97, 105  
 Центральноамериканский желоб 176, 281  
 Центральные Аппалачи, горы 50, 279  
 Центральный Бохай, впадина 237, 239, 261  
 Центральный Индийский хребет 83  
 Цехштейновый бассейн 64  
 Цзиян, впадина 239
- Чад, озеро 236, 237  
 Чатем, возвышенность 82, 100  
 Челтнем 48  
 Черное море 94, 134, 176, 233  
 Чесена 193  
 Четумаль, залив 41  
 Чилийские Анды, горы 281  
 Чиндуин 260  
 Читта-ди-Кастелло 193  
 Чок-Блафф 64
- Шамплейн, озеро 216  
 Шаньдун, поднятие 239  
 Шари, река 237  
 Шарк, залив 12, 65  
 Шатского, возвышенность 82, 91  
 Шетландские острова 242  
 Шотландия, область 7, 70, 74, 75, 102, 114, 214, 224, 243, 244, 272, 273  
 Шпицберген, острова 200, 204, 217, 224, 226
- Эбро, бассейн 278  
 Эверглейдс, болота 33—36  
 Эгейское море 177, 280  
 Эдуард, озеро 238  
 Эйлат, риф 22  
 Эйр, озеро 236  
 Экофиск 242  
 Эксума, залив 18, 97  
 Эксума, остров 17, 18, 44, 99  
 Эллиниды 229  
 Эльютера, банка 43, 44  
 Эльютера, остров 17, 18  
 Эннеди, плато 237
- Юго-Восточный Индийский хребет 83  
 Юго-Западный Индийский хребет 83  
 Южная Австралия, штат 7  
 Южная Атлантика 81, 87, 240  
 Южная Георгия, остров 262, 263  
 Южно-Китайское море 261, 262  
 Южно-Матапанский желоб 177  
 Южно-Шотландская возвышенность 102, 242, 254, 256, 260, 272  
 Южные Альпы, горы 120  
 Южные Гималаи, горы 275  
 Южные Известняковые Апеннины, горы 103  
 Южный остров 71, 100, 283  
 Южный Сан-Клементс, котловина 172  
 Юкатан, полуостров 12, 27, 28, 30, 31, 56  
 Юкатанское течение 30  
 Юра, горы 243
- Ява, остров 228, 230, 257, 259  
 Яллакс, впадина 268, 270  
 Ямайка, остров 21, 174, 187, 188, 268, 270  
 Яньшань, поднятие 239  
 Японский желоб 257, 262  
 Японское море 96, 111, 261, 262

# Именной указатель

Агассис А. (Agassiz A.) 5, 74  
Агассис Л. (Agassiz L.) 5, 75  
Аддикотт (Addicott) 225  
Аллен (Allen) 280  
Ампферер (Ampferer) 275  
Андерсон (Anderson) 43  
Аррениус (Arrhenius) 74, 81  
Артур (Arthur) 43, 81, 102, 162

Бартлетт (Bartlett) 89  
Батерст (Bathurst) 6, 34  
Бэйли (Bailey) 233  
Бекманн (Beckmann) 110  
Беньюфф (Benioff) 235, 252, 261, 275  
Бергер (Berger) 76—78, 81, 94  
Берк (Burke) 241  
Берсье (Bersier) 234  
Бертран (Bertrand) 232—234  
Бёрд (Bird) 235  
Билибин 232  
Блак (Bluck) 273  
Блифник (Bliefnick) 47  
Блэк (Black) 76  
Бозеллини (Bosellini) 136  
Болли (Bally) 275, 280  
Бомон (Beaumont) 277  
Бонатти (Bonatti) 85  
Боума (Bouma) 141, 157, 160, 161, 171, 172, 179—181  
Брамлетт (Bramlette) 112  
Брасьер (Brasier) 68

Вадати (Wadati) 235, 252  
Вай (Vai) 117  
Вальтер (Walther) 75, 139, 284  
Ван Беммелен (Van Bemmelen) 228, 229  
Ван дер Грахт ван Ватерсхут (Van der Gracht van Waterschoot) 232  
Вант-Гофф (Van't Hoff) 284  
Везель (Wezel) 162  
Вейл (Vail) 139  
Вернон (Vernon) 55, 62  
Воган (Vaughan) 5

Ганссер (Gansser) 280  
Гаррисон (Garrison) 110  
Гарсон (Garson) 235  
Гебелейн (Gebelein) 36  
Гейл (Gale) 128  
Гиббс (Gibbs) 170  
Гинзбург (Ginsburg) 5, 6, 12  
Глассли (Glassley) 109  
Горслийн (Gorsline) 78  
Грабау (Grabau) 6, 75

Греггс (Greggs) 89  
Грэхем (Graham) 276, 279

Даймонд (Dymond) 85  
Данем (Dunham) 6, 51, 64  
Данкан (Duncan) 110  
Дарвин (Darwin) 5  
Дэвис (Davis) 75, 78  
Дейли (Daly) 141  
Де Раф (De Raaf) 233  
Де Ситтер (De Sitter) 228  
Джеймисон (Jamieson) 65  
Джеймс (James) 12, 59  
Дженкинс (Jenkyns) 74  
Джонсон (Johnson) 78, 99, 141  
Джюкс-Браун (Jukes-Browne) 75, 110  
Диккинсон (Dickinson) 235, 260, 261, 276, 277, 279

Дистер-Хаасс (Diester-Haass) 78  
Дитц (Dietz) 231, 234  
Древис (Dravis) 43  
Дрейк (Drake) 231  
Дьюи (Dewey) 235, 241  
Дэна (Dana) 227, 228

Зюсс (Suess) 227, 228

Иллинг (Illing) 5, 6  
Ингерсолл (Ingersoll) 276, 279  
Ингл (Ingle) 137

Кайё (Cayoux) 5  
Кариг (Karig) 260  
Кэй (Kay) 230—233, 277  
Кейди (Cady) 110  
Келтс (Kelts) 162  
Кеннеди (Kennedy) 130  
Кент (Cant) 248  
Кестон (Caston) 17  
Клован (Klovan) 6  
Корлисс (Corliss) 85, 86  
Корренс (Correns) 74  
Крамбейн (Krumbein) 227  
Кристи (Christie) 243  
Кроунан (Cronan) 78  
Крынин 6, 233  
Куган (Coogan) 32—34  
Кук (Cook) 102  
Куллис (Cullis) 5, 6  
Кюндиг (Kuendig) 229  
Кюнен (Kuenen) 141, 228

Лайель (Lyell) 5  
Лайтон (Leighton) 6

Лапорт (Laporte) 59  
Ларю (Larue) 110  
Ловелл (Lovell) 153  
Лови (Lowe) 157, 171, 180  
Логан (Logan) 30  
Лонсдейл (Lonsdale) 94  
Лоу (Low) 149

Майалл (Miall) 235  
Маккальен (McCallien) 233  
Маккензи (McKenzie) 243, 248  
Маллинз (Mullins) 102  
Манн (Mann) 265  
Марр (Marr) 76  
Мацуда (Matsuda) 260  
Менард (Menard) 260  
Меррей (Murray) 74—76, 92, 114, 141  
Мидлтон (Middleton) 181, 247  
Миланкович (Milankovitch) 132, 133, 136  
Мильиорини (Migliorini) 141  
Митчелл (Mitchell) 227, 235  
Митчум (Mitchum) 139  
Моленграаф (Molengraaf) 75  
Мурдмаа 114  
Мутти (Mutti) 171

Натланд (Natland) 81  
Неймайр (Neumayr) 75, 227  
Нейф (Nafe) 78  
Нормарк (Normark) 172, 173  
Нур (Nur) 265  
Ньюэлл (Newell) 5

Обуэн (Aubouin) 229, 231, 233, 282  
Ог (Haug) 228

Пайпер (Piper) 114, 157, 160, 172, 180  
Пакем (Packham) 260  
Парди (Purdy) 6, 37  
Паркаш (Parkash) 181  
Пейве 232  
Пейдж (Page) 279  
Пендекстер (Pendexter) 6  
Петтиджон (Pettijohn) 6, 233  
Плафкер (Plafker) 225

Растолл (Rastall) 76  
Рединг (Reading) 227, 235, 284  
Ренар (Renard) 74—76, 92, 141  
Ригби (Rigby) 5  
Рид (Reid) 130  
Рикардз (Rickards) 114  
Рупке (Rupke) 141  
Руттен (Rutten) 228

Сандборг (Sundborg) 143  
 Сапп (Suppe) 279  
 Саттон (Sutton) 231  
 Свёрдруп (Sverdrup) 78  
 Свифт (Swift) 248  
 Селлвуд (Sellwood) 5  
 Сигурдссон (Sigurdsson) 258  
 Синицын 232  
 Скотт (Scott) 171, 189  
 Слэйтер (Sclater) 243  
 Слосс (Sloss) 227  
 Сойер (Sawyer) 248  
 Соллас (Sollas) 5  
 Соннини (Sonnini) 171  
 Сорби (Sorby) 5, 6, 284  
 Спид (Speed) 110  
 Стёйнек (Steineck) 110  
 Стил (Steele) 272  
 Стоу (Stow) 141, 153, 157, 160, 162, 172, 180  
 Стэнли (Stanley) 233

Такер (Tucker) 116, 117  
 Твенхофел (Twenhofel) 75  
 Термье (Termier) 228  
 Тиллман (Tillman) 171, 189  
 Тирстёйн (Thierstein) 81  
 Томпсон (Thompson) 139  
 Трейси (Tracey) 5  
 Трюмпи (Trümpy) 233  
 Туми (Toomey) 59

Уддён (Udden) 284  
 Уеда (Uyeda) 260  
 Уилсон (Wilson) 24, 26, 27, 59, 67, 68, 234, 279, 281, 283  
 Уинтерер (Winterer) 77, 81, 136  
 Умбгроуе (Umbgrove) 228  
 Уокер (Walker) 145, 178, 179  
 Уэнтворт (Wentworth) 284  
 Уэсткотт (Westcott) 174

Филд (Field) 5  
 Фишер (Fischer) 53  
 Флеминг (Fleming) 78  
 Фолви (Falvey) 247, 248, 260  
 Фолк (Folk) 6, 9  
 Фрей (Freÿ) 132

Хадсон (Hudson) 43  
 Ханкок (Hancock) 130  
 Хансен (Hansen) 158  
 Хардинг (Harding) 30  
 Харманн (Haarmann) 228  
 Харрис (Harris) 56, 59  
 Харрисон (Harrison) 75  
 Хемптон (Hempton) 265  
 Хенсон (Henson) 5  
 Хеттин (Hattin) 132  
 Хизен (Hæezen) 78  
 Хилл (Hill) 68, 148

Холдён (Holden) 231  
 Холл (Hall) 227, 230, 232  
 Холлистер (Hollister) 78  
 Хоссак (Hossack) 272  
 Хоффман (Hoffman) 68, 241  
 Хьёрт (Hjört) 74  
 Хэм (Ham) 6  
 Хэтч (Hatch) 76

Циглер (Ziegler) 89

Шатский 241  
 Шейвер (Shaver) 66  
 Шерман (Schearman) 6  
 Шилдс (Shields) 144  
 Шолле (Scholle) 8, 102  
 Штёйнманн (Steinmann) 75, 233  
 Штилле (Stille) 228—232  
 Шухерт (Schuchert) 228

Эдуардз (Edwards) 195  
 Эйдин (Aydin) 265  
 Эйхер (Eicher) 132  
 Экдейл (Ekdale) 78, 102  
 Эмбри (Embry) 6  
 Этридж (Etridge) 174

Юинг (Ewing) 231  
 Юльстрём (Hjulström) 143, 144

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Глава 10.</b> Мелководные морские карбонатные обстановки. <i>Б.У. Селлвуд</i> .....	5	<b>Глава 13.</b> Гляциальные обстановки осадконакопления. <i>М. Эдуардз</i> .....	195
10.1. Введение .....	5	13.1. Исторический фон .....	195
10.2. Ингредиенты карбоната и факторы, контролирующие их образование и распределение .....	7	13.2. Современные ледники .....	195
10.3. Современные субтропические карбонатные шельфы .....	11	13.3. Современные ледниковые обстановки осадконакопления и фации .....	198
10.4. Фациальные модели накопления древних тепловодных шельфовых карбонатов .....	42	13.4. Ледниковые осадочные фации .....	207
10.5. Карбонатные постройки во времени .....	56	13.5. Ассоциации и последовательность ледниковых фаций .....	218
10.6. Карбонаты умеренных вод .....	69	13.6. Заключение .....	226
Дополнительная литература .....	73	Дополнительная литература .....	226
<b>Глава 11.</b> Пелагические фациальные обстановки. <i>Х.К. Дженкинс</i> .....	74	<b>Глава 14.</b> Осадконакопление и тектоника. <i>А.Х.Г. Митчелл и Х.Г. Рединг</i> .....	227
11.1. Исторический обзор .....	74	14.1. Введение .....	227
11.2. Определения и классификации .....	76	14.2. Геосинклинальная теория .....	227
11.3. Пелагические осадки в океанах .....	76	14.3. Глобальные тектонические структуры и осадконакопление .....	235
11.4. Пелагические осадки на суше .....	101	14.4. Внутренние бассейны, рифты и авлакогены .....	236
11.5. Заключение .....	139	14.5. Пассивные континентальные окраины .....	244
Дополнительная литература .....	140	14.6. Океанические котловины и поднятия .....	249
<b>Глава 12.</b> Морские глубоководные терригенные отложения. <i>Д.А.В. Стоу</i> .....	141	14.7. Обстановки, связанные с субдукцией .....	252
12.1. Введение .....	141	14.8. Обстановки, связанные с трансформными разломами (сдвиговые) .....	263
12.2. Процессы .....	142	14.9. Тектонические обстановки, связанные со столкновением плит .....	275
12.3. Современные и древние фации .....	154	14.10. Эволюция геосинклиналей и глобальная тектоника .....	281
12.4. Современные морские глубоководные обстановки .....	164	Дополнительная литература .....	283
12.5. Распознавание древних глубоководных систем .....	177	<b>Глава 15.</b> Проблемы и перспективы. <i>Х.Г. Рединг</i> .....	284
12.6. Древние морские глубоководные системы: их примеры и контролирующие факторы .....	186	Дополнительная литература .....	289
Дополнительная литература .....	194	Литература .....	290
		Предметный указатель .....	373
		Указатель географических названий .....	375
		Именной указатель .....	379

**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».

Научное издание

Харолд Г. Реддинг, Джон Д. Коллинсон, Филип А. Аллен и др.

**ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ**

Под редакцией Харолда Г. Реддинга

В двух томах

Том 2

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский  
Старший научный редактор В. С. Краснова  
Младший научный редактор Т. С. Егорова  
Художник А. Д. Захаров  
Художественные редакторы А. Я. Мусин, А. В. Страхова  
Технический редактор Т. К. Такташова  
Корректор Т. Б. Куликова

ИБ № 6783

Подписано к печати 28.04.90. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 1. Гарнитура гелиос.  
Печать офсетная (фотоофсет). Объем 12,00 бум. л. Усл. печ. л. 40,32. Усл. кр.-отт. 80,85.  
Уч.-изд. л. 48,67. Изд. № 5/5963. Тираж 1760 экз. Зак. 74 . Цена 9 р. 30 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

В/О «Совэкспорткнига» Государственного комитета СССР по печати.  
Набрано в Межиздательском фотонаборном центре издательства «Мир».  
129820, ГСП, Москва И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат В/О «Совэкспорткнига»  
Государственного комитета СССР по печати.  
143200, г. Можайск, ул. Мира, 93.

Издательство «Мир»  
готовит к выпуску в 1990 г.

**Конди К. ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ:**  
Пер. с англ. — 44 л., ил. В пер. 8 р. 30 к.

Книга известного американского геолога представляет собой систематизированную сводку новейших материалов по строению и эволюции нашей планеты. В ней рассматриваются темы: происхождение системы Земля — Луна, строение ядра, мантии и коры, тектоника плит, геодинамические обстановки, магматические ассоциации складчатых поясов, строение и происхождение ранней докембрийской земной коры. Рассматриваются разные модели образования неистощенных резервуаров — источников для близповерхностных магматических проявлений. Показывается роль глобальной мантийной конвекции. Для сравнения с Землей даются краткие сведения о геодинамической эволюции планет земной группы. Новизна материала и разносторонность его обсуждения значительно увеличивают ценность книги.

Для геологов широкого профиля, специалистов в области геотектоники, структурной геологии и геодинамики, петрологов, преподавателей и студентов геологических вузов.



Цена 9 р. 30 к.

ISBN 5-03-000925-6 (русск.)  
ISBN 5-03-000923-X (русск.)  
ISBN 0-632-01223-4 (англ.)