Дж. П. Кеннетт

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

2

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Marine Geology

James P. Kennett

Graduate School of Oceanography
University of Rhode Island

Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 07632

Дж. П. Кеннетт

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

В двух томах
Том 2

Перевод с английского
д-ра геол.-мин. наук
И.О.Мурдмаа
и канд. геол.-мин. наук
Е.В.Ивановой
под редакцией
чл.-корр. АН СССР
А.П.Лисицына

4888

МОСКВА «МИР» 1987

ББК 26.326
К35
УДК 551.46

Кеннетт Дж.

К35 Морская геология: В 2-х т. Т. 2. Пер. с англ.– М.: Мир, 1987.– 384 с., ил.

Фундаментальная монография Дж. Кеннетта (США) представляет собой современную сводку знаний, полученных зарубежными авторами в ключевых направлениях науки об океане на протяжении последних 20 лет. Книга состоит из четырех крупных частей: *I. Тектоника и океанология; II. Окраины континентов; III.* Океанские осадки и микрофоссилии; IV. История океана. Она написана четким и кратким языком, построена очень логично; материал преподносится в последовательности развития знаний в этой области геологии. Русское издание выходит в двух томах в отличие от английского однотомного.

Для океанологов, геологов, студентов и преподавателей всех геологических специальностей.

$\text{К}\frac{1904040000-043}{041\,(01)-87}$ 118–86, ч. 1

ББК 26.326

Редакция литературы по геологии и геофизике

© 1982 by Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. 07632
© перевод на русский язык, «Мир», 1987

ЧАСТЬ III

Океанские осадки и микрофоссилии

13. ТЕРРИГЕННЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОСАДКИ

Ни звука, ни эха не слышно
в пустынных, бездонных пучинах,
Где кабель, обросший ракушей,
лежит, извиваясь, в подводных долинах.
Но мысли, тревоги и чувства людей
несутся в бескрайних равнинах,
Дробясь и мерцая на каменных
ребрах Земли.

Редьярд Киплинг

Классификация глубоководных осадков

Введение. К глубоководным относятся осадки, отложенные на глубинах более 500 м. Среди них доминируют биогенные илы (состоящие из микрофоссилий) и пелагические глины, но в некоторых глубоководных бассейнах широко распространены также терригенные осадки. Сводные данные о глубоководных осадках можно найти в работах Эмилиани и Миллимана [308], Лисицына [659] и Бергера [72].

В первой, комбинированной, описательно-генетической классификации, разработанной на основании всестороннего изучения океанских осадков в экспедиции «Челленджера», выделяли:

1. *Пелагические отложения* – красная глина, радиоляриевый ил, диатомовый ил.
2. *Терригенные отложения* – синий ил, красный ил, зеленый ил, вулканический ил, коралловый ил.

Среди закартированных экспедицией «Челленджера» океанских осадков наиболее широко распространены красные глины, кремнистые и карбонатные биогенные илы (ooze)[1]. Красная глина имеет цвет от темно-коричневого до красновато-коричневого за счет окислов железа и состоит из различных глинистых минералов. В подчиненном количестве присутствуют вулканический пепел, космические сферулы, зубы и обломки костей рыб, а иногда следы карбонатов и аморфного кремнезема.

Кремнистые осадки называются радиоляриевыми илами (если они содержат более 30% скелетных остатков радиолярий) или диатомовыми илами (если в их составе более 30% створок диатомей). Карбонатные осадки называются нанофоссилиевыми илами (содержание известковых нанофоссилий более 30%), фораминиферовыми илами (более 30% раковин фораминифер) или птероподовыми илами (более 30% раковин птеропод).

Исследования показали, что известковые осадки распространены на подводных поднятиях и платформах, тогда как красные глины развиты на дне глубоководных котловин. Кремнистые илы характерны для районов высокой биологической продуктивности, в первую очередь для окраин океанов,

---

[1] *Термины ooze и mud принято переводить на русский язык как «ил», хотя в англоязычной геологической литературе они имеют разный смысл: ooze – биогенный осадок, mud – абиогенный или биогенно-терригенный тонкозернистый (обычно алеврито-пелитовый) осадок. – Прим. перев.*

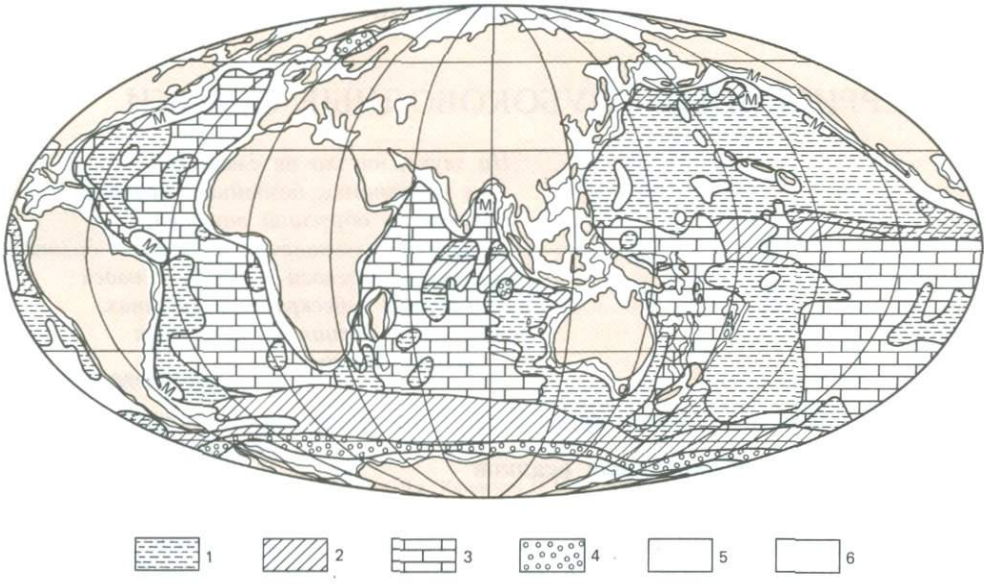


Рис. 13-1. Схематическая карта распространения современных глубоководных осадков на дне Мирового океана [70]. *1* – глины; *2* – кремнистые биогенные илы; *3* – известковые биогенные илы; *4* – ледниково-морские осадки; *5* – осадки континентальных окраин, буквой *M* обозначены терригенные илы.

зоны экваториальной дивергенции и пояса к югу от Антарктической конвергенции. В океане действуют процессы, способные переносить терригенный осадочный материал на большие расстояния от источников питания.

На рис. 13-1 приведена схема распространения типов осадков на дне Мирового океана. Видно, что преобладающая часть площади дна океанов покрыта известковыми илами и глинистыми осадками, распределение которых подчиняется батиметрическому контролю. Кремнистые илы сосредоточены в высоких широтах, в экваториальной зоне Тихого и Индийского океанов, а также в некоторых районах прибрежных апвеллингов, например у западного побережья Южной Америки. Ледово-морские отложения встречаются в высоких широтах.

Различают четыре главных механизма глубоководной седиментации [308]: 1) осаждение через водную толщу; 2) перенос гравитационными потоками (в том числе турбидными и грязекаменными потоками, подводными оползнями); 3) перенос геострофическими придонными течениями (в том числе контурными, т. е. следующими по изобатам); 4) химическое или биохимическое выпадение на дне океана.

Схема классификации осадков должна быть достаточно гибкой, чтобы в нее вошли все главные переходные разности между основными типами морских осадков. К терригенным относятся осадки, сложенные материалом, вынесенным с суши, в том числе разнообразные прибрежные отложения, турбидиты, осадки глубоководных конусов выноса, а также эоловые и ледовые морские отложения. Биогенные осадки имеют биологическое происхождение. Прибрежные их типы представлены известковыми песками и известняками: коралловыми, мшанковыми, моллюсковыми (ракушечными) и др. Среди глубоководных биогенных осадков имеются из-

вестковые, кремнистые и обогащенные органическим веществом. Пелагические осадки образуются путем осаждения через водную толщу биогенных и терригенных (глинистых и алевритовых) взвешенных частиц, выносимого в океан ветром пирокластического материала, обломочного материала ледового разноса, внеземного (космического) вещества. Гемипелагические осадки состоят как из терригенного, так и из биогенного материала. Вулканогенные осадки представлены субаэральным вулканическим пеплом ветрового разноса, отложениями подводных пирокластических потоков, гиалокластитами, которые образуются путем растрескивания вулканических пород подводных извержений, и переотложенной тефрой. Разнообразные осадки могут подвергаться в океане переработке и переотложению. Так, терригенный материал (преимущественно речных выносов) переносится вниз по склону гравитационными потоками; вулканогенный материал подводных извержений перерабатывается придонными водами; глубоководные осадки перемываются придонными течениями.

Разработаны разные схемы классификации океанских осадков. Осадки подразделяются по гранулометрическому составу, по входящим в их состав вещественным компонентам, по процессам образования или по комбинации этих трех критериев. Классификации, в которых сочетаются описательный и генетический подходы, оказались самыми удачными. Наиболее широкое применение нашли классификационные схемы, основанные на относительно объективных описательных характеристиках компонентов [659]. В таких схемах выделяются смешанные типы осадков. Хотя описательные классификации не предназначены для выявления процессов осадкообразования, между ними и генетическими классификациями нет четких граней, ибо характеристики осадков содержат в себе, естественно, представления об их генезисе.

Конечной целью классификации является выяснение процессов и взаимоотношений. Поэтому одна из задач седиментологии состоит в выработке такой системы классификации, которая отражала бы как процессы, так и историю седиментогенеза. К сожалению, генетические классификации во многом противоречивы, что объясняется недостаточно ясным пониманием ряда процессов осадкообразования. По этой причине описательные классификации пока более приемлемы и имеют широкое распространение в литологии.

Методы классификации. *Классификация по гранулометрическому составу.* Классификации, основанные на гранулометрическом составе осадков, получили в морских геологических исследованиях широкое применение. Они строятся по принципу подразделения непрерывного ряда размеров частиц на классы или фракции, шкала которых может быть либо арифметической, либо геометрической. Хотя арифметическая прогрессия проще, в ней не отражены относительные различия между выделяемыми классами. Так, обломки размером менее 1 мм сильно отличаются от более крупных, тогда как различие между обломками, скажем, диаметром 11,5 и 11,6 мм минимальны. Поэтому следует отдавать предпочтение геометрическим шкалам. Наиболее широко применяется шкала Крамбейна [610], основанная на системах Уэнтуорта [1127] и Аддена [1058]. Шкала Крамбейна представляет собой геометрическую прогрессию с множителем 2 в обе стороны от диаметра 1 мм, т.е. каждый предел размеров частиц отличается от соседнего в два раза. Размеры частиц выражаются обычно в *единицах фи* (φ). Величина φ равна отрицательному логарифму с основанием 2 диаметра частицы в миллиметрах и является наиболее удобным способом выражения разме-

ров. Подразделения следующие:

Градации	Единицы фи	Градации	Единицы фи
Гранулы	−1	Мелкий песок	+3
Очень крупный песок	0	Очень мелкий песок	+4
Крупный песок	+1	Алеврит (силт)	+8
Средний песок	+2	Глина или ил	

Более тонкозернистые осадки делятся обычно на песок (2000–62 мкм), силт[1] (62–4 мкм) и ил (мельче 4 мкм).

Вещественная классификация. В основу различных классификаций положен прежде всего вещественный состав осадков, хотя они нередко отражают также генезис. Лисицын [659] разделил глубоководные осадки на терригенные (меньше 30% $CaCO_3$ и аморфного кремнезема), биогенные (более 30% биогенного $CaCO_3$ и аморфного кремнезема), хемогенные (продукты химического выпадения из морской воды), вулканогенные (состоящие преимущественно из пирокластического материала) и полигенные (красные глины). Бергер [72] предложил классификацию (табл. 13-1) с подразделением океанских глубоководных осадков на пелагические и гемипелагические. Это одна из самых удобных классификаций наиболее широко распро-

Таблица 13-1. **Классификация глубоководных осадков**[1]

I. (Эв-)пелагические осадки (биогенные илы, пелагические глины) < 25% фракции > 5 мкм, представленной частицами терригенного, вулканогенного или неритического биогенного происхождения. Медианный диаметр меньше 5 мкм (за исключением аутигенных минералов и остатков пелагических организмов)
   А. Пелагические глины. $CaCO_3$ и биогенных кремнистых микрофоссилий < 30%
      1. $CaCO_3$ 1–10% – (слабо) известковистая глина
      2. $CaCO_3$ 10–30% – известковистая (мергелистая) глина
      3. Кремнистых остатков 1–10% – (слабо) кремнистая глина
      4. Кремнистых остатков 1–30% – сильнокремнистая глина
   Б. Биогенные илы. $CaCO_3$ или кремнистых микрофоссилий > 30%
      1. $CaCO_3$ > 30%; < 2/3 $CaCO_3$ – мергельные илы, > 2/3 $CaCO_3$ – известковые илы
      2. $CaCO_3$ < 30%; > 30% кремнистых микрофоссилий – диатомовые илы, радиоляриевые илы

II. Гемипелагические осадки (илы)
   > 25% фракции > 5 кмк, представленной частицами терригенного, вулканогенного или неритического биогенного происхождения. Медианный диаметр 5 мкм (за исключением аутигенных минералов и остатков пелагических организмов)
   А. Известковые илы. $CaCO_3$ > 30%
      1. < 2/3 $CaCO_3$ – мергельные илы, > 2/3 $CaCO_3$ – известковые илы
      2. Биогенный $CaCO_3$ > 30% – фораминиферовые, нанофоссилиевые, ракушечники
   Б. Терригенные илы. $CaCO_3$ < 30%, преобладают кварц, полевые шпаты, слюды. Прилагательные: кварцевый, аркозовый, слюдистый
   В. Вулканогенные илы. $CaCO_3$ < 30%, преобладают вулканический пепел, палагонит и иной вулканокластический материал

III. Пелагические или гемипелагические осадки
   1. Доломит-сапропелитовые циклы
   2. Черные (углеродистые) глины и илы, сапропелиты
   3. Окремнелые аргиллиты и кремни
   4. Известняки

[1] Из работы Бергера [70]; составлена на основе схемы Олауссона, переработанной Бергером и фон Радом [82].

[1] Примерно соответствует сумме фракций мелкого алеврита и крупного пелита применяемой в СССР десятичной шкалы. – *Прим. перев.*

страненных на дне океанов групп осадков, но в ней не нашли места многие другие типы осадочных образований.

Большое значение имеют системы классификации, которыми пользовались участники Проекта глубоководного бурения. При помощи этих классификационных систем составлены все описания глубоководных осадков, опубликованные в Первичных отчетах глубоководного бурения. В течение первых трех фаз глубоководного бурения (1968–1976 гг.) классификация осадков в кернах скважин, пробуренных в 392 точках, развилась из общей, довольно неопределенной качественной номенклатуры в точную систему наименований типов и классов осадков, основанную на стандартизированных описательных параметрах [1073]. Были последовательно разработаны три основные схемы классификаций, из которых последняя, составленная в окончательном виде ван Анделом [1073], принята официально Проектом глубоководного бурения и применяется начиная с 38-го рейса (1974 г.). Процедура определения типа осадка по старой классификации показана на рис. 13-2 [1129]. Эта система в основе своей описательная, хотя в ней содержатся и генетические аспекты, если они не противоречат описательному подходу или если они не вводят неопределенностей, как, скажем, при установлении разных типов отложений придонных течений. Терригенные и пелагические осадки не различаются между собой, а упор делается на установление относительного содержания всех главных и второстепенных компонентов. С этой же целью было введено стандартное изучение осадков в мазках (smear slides) под петрографическим микроскопом с использованием как обычного, так и поляризованного света. В тонких мазках осадка, нанесенных на предметное стекло, удается определить количественное соотношение всех компонентов, кроме крупного песка[1].

Ниже приведены основные правила описания осадков по этой классификации [431, 1129].

I. Установление ранга компонентов

А. Главные (осадкообразующие) компоненты

1. Осадок получает название по главным компонентам, содержание которых превышает 25%.
2. Если главных компонентов несколько, наименование преобладающего среди них помещается в названии осадка справа, а наименования остальных осадкообразующих компонентов – последовательно влево от него.
3. Если осадки содержат два или более осадкообразующих компонентов, подразделение их на классы производится по 25%-ным интервалам, например:

Цеолиты, %	Нанофоссилии, %	Название
0–25	75–100	Наноил
25–50	50–75	Цеолитовый наноил
50–75	25–50	Наноцеолитит
75–100	0–25	Цеолитит

[1] Изучение глубоководных осадков в мазках широко применяется советскими морскими геологами начиная с первых рейсов «Витязя» (1949–1950) гг. Этот метод быстрого полевого описания состава осадков на борту исследовательского судна является лишь полуколичественным.– *Прим. перев.*

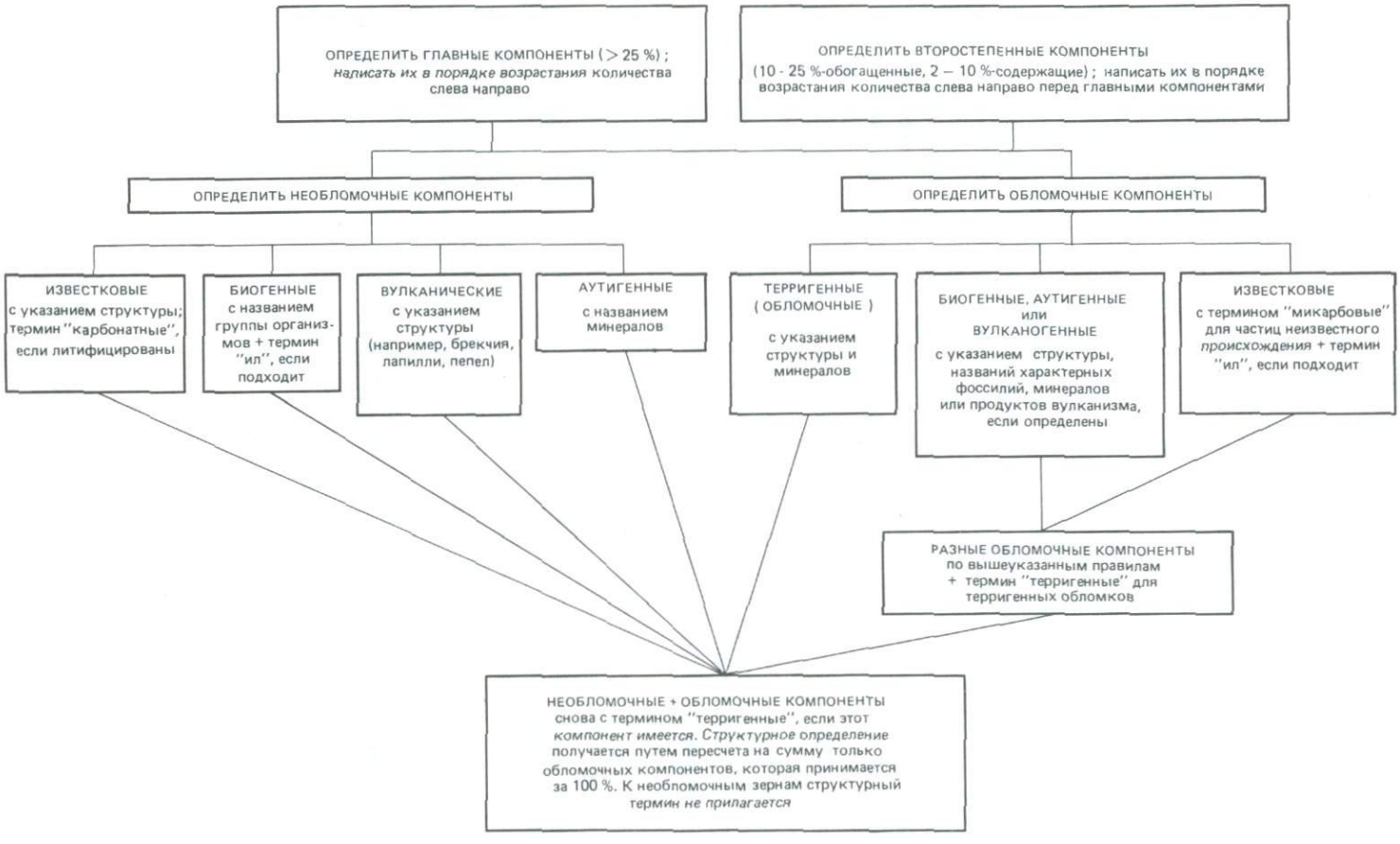


Рис. 13-2. Схема определения глубоководных океанских осадков, применявшаяся седиментологами 37-го рейса «Гломара Челленджера» по проекту DSDP и опубликованная в Первичных отчетах *глубоководного бурения*. Процедура определения начинается сверху.

Б. Второстепенные компоненты

1. Компоненты, содержащиеся в количествах от 10 до 25%, указываются впереди названия типа осадка с определением *обогащенный*.
2. Компоненты, присутствующие в количествах от 2 до 10%, указываются впереди названия типа осадка с определением *содержащий*.

Пример: осадок, содержащий 50% нанофоссилий, 40% радиолярий, 10% цеолитов, называется цеолитсодержащим радиоляриевым наноилом.

II. Правила номенклатуры биогенных компонентов

А. Термин *нанофоссилий* применяют только к известковым оболочкам кокколитофорид и дискоастеров.

Б. В названии осадка допустимы сокращения *нано* (для нанофоссилий), *форам* (для фораминифер), *рад* (для радиолярий) и *спикула* (для спикул кремневых губок).

В. Термин *ил* (*ooze*) следует за названием таксономической группы, преобладающей в составе осадка.

Г. Термином *мел* (chalk) обозначаются полулитифицированные карбонатные илы.

Д. Полулитифицированные диатомовые и радиоляриевые илы называются соответственно *диатомитами* или *радиоляритами*. Литифицированные кремнистые илы называются кремнями[1] (chert).

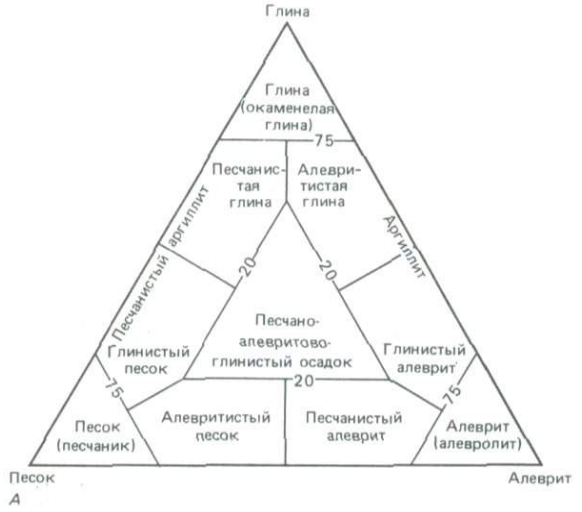
III. Правила номенклатуры обломочных (clastic) осадков

А. Обломочным компонентам – терригенным, вулканогенным, биогенным или аутигенным – даются структурные определения. Если обломочные зерна (например, продукты размыва существовавших ранее горных пород) являются единственным кластическим компонентом осадка, они обозначаются простым гранулометрическим термином, который берется из треугольной диаграммы Шепарда [960] (*рис. 13-3, А*).

Б. Если в составе осадка наряду с терригенными зернами присутствуют биогенные или аутигенные компоненты, последним не даются гранулометрические определения. При классификации обломочного материала его гранулометрический состав пересчитывается на сумму 100%. Поскольку в таком осадке присутствует нетерригенный материал, нужно к названию его обломочной фракции добавить определение *терригенный* (detrital). Например, осадок, содержащий 40% фораминифер и 60% терригенного материала, причем терригенный материал на 40% глинистый и на 20% силтовый, что в пересчете на 100% терригенного материала дает 67% пелита и 33% силта будет называться *фораминиферово-терригенный силтово-глинистый*. В таком названии учтены все существенные компоненты и их количественные ранги.

Официальная классификация JOIDES, схематически показанная на рис. 13-3, *Б*, которая была принята в 1974 г., имела целью упростить названия осадков, способствовать их однозначному применению и сократить

[1] *Кремнями называют любые плотные кремнистые породы диагенетического происхождения, широко распространенные в разрезах океанских отложений, а не только литифицированные кремнистые илы.– Прим. перев.*



А

Пелагическая глина < 30 % кремнистых фоссилий	Аутигенные компоненты обычны	Необычные типы осадков		Аутигенные компоненты редки	
> 30 % кремнистых фоссилий Пелагические кремнистые осадки < 30 % $CaCO_3$	< 30 % алеврита и глины	> 30 % алеврита и глины	Переходные кремнистые осадки < 30 % $CaCO_3$	> 10 % диатомовых	< 10 % диатомовых Терригенные и вулканогенные обломочные осадки
> 30 % $CaCO_3$ Пелагические известковые осадки	< 30 % алеврита и глины	> 30 % алеврита и глины	Переходные известковые осадки > 30 % $CaCO_3$	> 30 % $CaCO_3$	< 30 % $CaCO_3$

Б

Рис. 13-3. *А.* Классификация обломочных осадков по соотношению песчанной, алевритовой и глинистой фракций по Шепарду [960]. *Б.* Свободная схема классификации осадков JOIDES, применявшаяся в глубоководном бурении после 38-го рейса «Гломара Челленджера» [1073].

число количественных границ, тем самым уменьшая влияние ошибок при определении содержания разных компонентов осадка.

Глубоководные терригенные осадки

Терригенные осадки образованы из продуктов размыва суши, которые разносятся по всему океану различными процессами транспортировки, в том числе гравитационными потоками (например, турбидными потоками), ветром, а в определенных районах высоких широт льдами. Источник сноса терригенного материала называется *питающей провинцией*. На всех стадиях осадочного процесса – транспортировки, осаждения и переотложения – могут происходить изменения физических, химических и минералоги-

ческих характеристик терригенного материала. Эти характеристики несут *важную информацию об условиях среды прошлого.*

Почти все терригенные частицы поступают в океаны на их внешних границах. Наиболее крупными источниками осадочного вещества являются реки, которые поставляют не только твердый терригенный материал, но пополняют также запасы питательных веществ, необходимых для биологической продуктивности. На восточном побережье Северной Америки бóльшая часть этого материала в настоящее время перехватывается эстуариями. Неясно, какое количество терригенного материала проходит через шельф в океан и каковы процессы его переноса. В ледниковые эпохи, когда уровень моря был ниже, реки пересекали континентальный шельф и разгружали свой твердый сток, преимущественно через каньоны, прямо в глубоководную область. Кроме того, терригенный материал выносится в океан айсбергами в высоких широтах и в виде эоловой пыли.

Попав в океан, терригенный материал переносится в сторону глубоководных котловин, предварительно проходя через ряд промежуточных резервуаров на континентальных шельфах, в лагунах и эстуариях. Перенос грубозернистого материала в глубоководные бассейны осуществляется оползнями, сползанием осадков (обвалами) и гравитационными потоками. *Миддлтон и Хэмптон* [742] *назвали потоки осадочного материала,* сносимые вниз по склонам под действием силы тяжести, *гравитационными потоками осадков.* Они выделили четыре главных типа таких потоков, из которых наиболее известны *турбидные* (или мутьевые) *потоки.* Гравитационные потоки отличаются от сползания осадков или подводных оползней главным образом по степени внутренней деформации слоев: деформации максимальны в гравитационных потоках, промежуточные в обвалах и наименьшие при оползнях.

Гравитационный вынос осадков в глубоководные области. *Оползни и обвалы.* Подводные оползни, сползание осадков, или обвалы (slumps), и другие проявления неустойчивости склонов служат главными способами транспортировки осадков вниз по склону, а значит, и важным фактором формирования рельефа склона. Эмери с соавторами [302] установили, что *влияние таких деформаций сказывается по меньшей мере на* 50% осадочных толщ, слагающих континентальное подножие Атлантического побережья Северной Америки. На сейсмопрофилях континентального склона выделяются районы с бугристым или хаотическим рельефом поверхности, крутые уступы, деформированные и прерывающиеся подповерхностные отражающие горизонты и перевернутые пачки слоев (рис. 13-4). Гравитационное движение осадков вниз по склону усиливалось в ледниковые периоды под действием интенсивного поступления осадочного материала и быстро*го осадконакопления. Объем осадков, которые могут накопиться на данном* участке, контролируется величиной уклона дна и количеством поступающего осадочного материала[1]. На крутой нижней части континентального склона при быстром осадконакоплении могут сохранить устойчивость только несколько метров осадков. Особенно крупные обвалы характерны *для крутых участков склона на переходе от его верхней части к нижней.*

Обвал представляет собой перемещение блока осадков вниз по склону вдоль обособленной плоскости срыва, образующей искривленную поверх-

[1] Важное значение имеют физические свойства осадка, которые определяются его составом, скоростью седиментации и т. д., а также сейсмичностью данного участка склона.– *Прим. ред.*

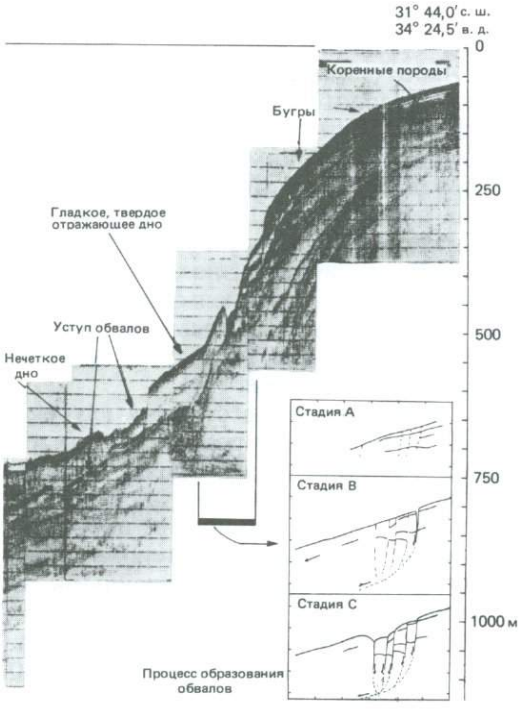


Рис. 13-4. Сейсмический профиль склона Средиземного моря у побережья Израиля. Видны формы обвалов [4].

ность сместителя. Слои в теле обвала имеют обычно обратный наклон, вызванный его поворотом при движении. Нижний край обвала, как правило, разжижается, что нарушает слоистость и создает предпосылки для возникновения грязекаменного потока. В крупные обвалы бывают вовлечены блоки осадков мощностью в сотни метров; особенно ярко они выражены в зоне перехода от более пологой верхней части континентального склона к более крутой нижней его части [683].

Оползни (slides) – крупные блоки пород, которые движутся только по определенным, отчетливо выраженным поверхностям, образующим кривую поверхность смещения. Этот процесс протекает не так бурно, как при образовании обвалов, и приводит к менее сильным внутренним деформациям. Обвалы и оползни осадков имеют особое значение в связи с тем, что эти процессы могут служить начальными стадиями более крупномасштабных перемещений осадочных масс вниз по склону в виде гравитационных потоков. Почти наверняка существуют переходы между разными видами гравитационных потоков.

Один из крупнейших известных обвалов находится близ отмели Большой Ньюфаундлендской банки в Северной Атлантике. Его мощность около 400 м, а длина составляет 50 км. Латеральная протяженность крупных подводных обвалов, как правило, не установлена, но исследования в некоторых оползневых районах показали, что они имеют длину от 20 до 170 км, близкую к размерам крупных гравитационных пластин на суше. У побережья Израиля обвальные структуры развиты на всем склоне, начиная с бровки шельфа и до основания (рис. 13-4). Гравитационное движение происходило в этом регионе одновременно с осадконакоплением, поэтому поверхностные нарушения проявляются в верхней части осадочной толщи как

нормальные конседиментационные сбросы. Многие из этих разломов до сих пор активны и создают специфический террасированный рельеф внешней части континентального шельфа и склона. Хотя перемещение осадков вниз по склону здесь незначительно, суммарный эффект таких движений за длительный период времени может быть существенным.

Причины нестабильности склонов редко удается обнаружить по сейсмическим профилям. Важное значение имеет крутизна континентального склона (в среднем 4°). Обвалы образуются чаще всего на склонах с углами наклона от 3 до 9° (в среднем 5,5°). Оползни проявляются, как правило, на менее крутых склонах. Необходимым условием возникновения обвалов (и оползней) являются также высокие скорости осадконакопления. Осадконакопление увеличивает крутизну склонов и приводит к неравномерному уплотнению осадков. В районах с очень высокими скоростями осадконакопления, например вблизи дельты Миссисипи, обвалы происходят даже при небольших уклонах дна (от 0,2 до 1,5°). Широкое развитие обвалов в дельте Миссисипи и на соседнем континентальном шельфе может быть вызвано: а) высокими скоростями осадконакопления; б) различиями нагрузок, возникающими при накоплении грубозернистых осадков вблизи устья, а тонкозернистых – на взморье; в) большим содержанием воды в осадках и слабой консолидацией осадков, что приводит к избыточному коровому давлению флюидов; г) быстрым биохимическим распадом органического вещества с образованием газов [302]. Совместное действие всех перечисленных факторов и приводит к нестабильности склона. Во многих случаях толчок к возникновению обвала или оползня дают землетрясения.

Причиной нестабильности склонов могут быть также структурные перестройки осадков в недрах континентального склона. У побережья Израиля важным фактором формирования структур обвалов является течение миоценовых эвапоритов на определенной глубине [4]. Ундуляции эвапоритов выгибают и раскалывают вышележащие осадочные слои, вызывая обваливание. Эвапориты текут под нагрузкой масс вышележащих осадков, мощность которых превышает 6–8 км. В районах с меньшей глубиной захоронения подвижность обусловлена ростом нейтрального давления в пористых осадках, переслаивающихся с водонепроницаемыми эвапоритами. Нестабильность в этом случае вызвана неравномерным распределением нейтрального (порового) давления.

Другими, возможно, очень важными, но пока слабо изученными гравитационными процессами являются *подводные камнепады*, *лавины* и *скольжение пластин* пород. Недавние наблюдения с исследовательских подводных лодок показали, что камнепады могут играть существенную роль в районах с очень крутым рельефом дна, например в подводных каньонах. *Щебнистые осыпи* у основания таких склонов содержат обломки пород разного состава и возраста.

Гравитационные потоки осадков. Транспортировка в гравитационных потоках осадков происходит под действием силы тяжести, причем твердый осадочный материал вовлекает в движение поровую жидкость [742]. Это отличает гравитационные потоки осадков от *гравитационных потоков жидкости*, таких, как реки, где сила тяжести приводит в движение воду, которая переносит осадочные частицы, или от ветра, переносящего частицы по воздуху. В гравитационных потоках осадков, а также в некоторых типах гравитационных потоков жидкости действуют такие механизмы, как *взвешивание* частиц (за счет турбулентности потока), *сальтация* (под действием гидравлических подъемных сил и сил трения жидкости о дно), *волочение* (сколь-

жение или перекатывание частиц по дну). Однако в гравитационных потоках осадков приобретают значение некоторые другие процессы, несущественные в потоках жидкости. Сюда относятся восходящий поток межгранулярной жидкости, непосредственное взаимодействие между зернами и поддерживание зерен за счет связности межгранулярной жидкости.

Гравитационные потоки осадков делятся на два основных типа: 1) потоки с высокой концентрацией твердой фазы, поддерживаемые разнообразными механизмами, в том числе турбулентностью; 2) турбидные (мутьевые, суспензионные) потоки со сравнительно низкой концентрацией твердой фазы, поддерживаемой во взвешенном состоянии за счет турбулентности. Плотность потоков высокой концентрации лишь немногим меньше плотности неконсолидированных осадков (вероятно, от 1,5 до 2,4 г/см^3), тогда как плотность потоков низкой концентрации (турбидных) колеблется обычно в пределах от 1,03 до 1,3 г/см^3. Классификация гравитационных потоков осадков, которую разработали Миддлтон и Хэмптон [742], основана на преобладании того или иного механизма удержания осадочных частиц в потоке. Авторы выделяют четыре главных типа (рис. 13-5):

1. *Потоки разжиженного осадка* (fluidized sediment flow), в которых частицы удерживаются восходящими потоками жидкости, выжимающейся из межгранулярного пространства при оседании зерен под действием силы тяжести.

2. *Зерновые потоки* (grain flow), в которых частицы удерживаются силами непосредственного взаимодействия (столкновения) между зернами.

3. *Грязекаменные* (обломочные) *потоки* (debris flow), в которых более крупные зерна удерживаются матриксом (наполнителем), состоящим из смеси межгранулярной жидкости и тонкозернистого осадочного материала, который обладает ограниченным пределом пластической текучести.

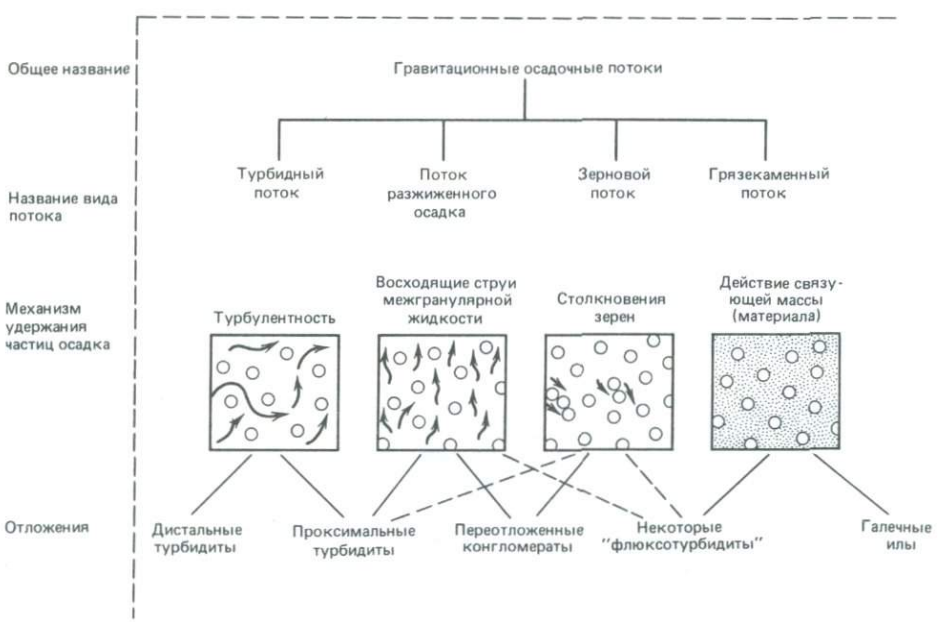


Рис. 13-5. Классификация подводных гравитационных потоков [742].

4. *Турбидные потоки* (turbidity currents), в которых твердая фаза удерживается направленной вверх составляющей турбулентности жидкости.

Между тремя первыми способами транспортировки, представляющими разные стадии эволюции потока от зарождения до окончательного отложения осадков, вероятно, существуют переходы с разными величинами скорости и турбулентности. Хотя характеристики разных типов потоков умозрительны, они, видимо, охватывают весь спектр механизмов транспортировки. Остается только установить и научиться четко различать отложения, образованные потоками разного типа. Поскольку к неконсолидированным осадкам нужно добавить лишь немного воды, чтобы превратить их в поток жидкости, то обвалы и оползни могут легко переходить в гравитационные потоки разного типа.

Поток разжиженного осадка представляет собой движение несвязанной массы частиц. Восходящий поток жидкости, переходя через мягкий осадок, разрыхляет его настолько, что осадок начинает вести себя как вязкая жидкость (рис. 13-5). Это может случиться в песках с неплотной упаковкой зерен, когда поровое давление превышает нормальное гидростатическое. Контакты между зернами начинают прерываться, и зерна поддерживаются поровой жидкостью, что приводит к сползанию песка в виде покрова волочения даже на пологих склонах. Осаждение происходит в результате снижения порового давления.

Зерновые потоки возникают скорее за счет контакта между зернами, а не из-за турбулентности внутри жидкости (рис. 13-5). Дисперсионное давление при этом пропорционально сопротивлению сдвигу, передаваемому от зерна к зерну, и должно преодолеть стремление частиц к осаждению [742]. Зерна удерживаются во взвешенном состоянии, отталкиваясь друг от друга. Дисперсионное давление создается силой тяжести. Отложение из зернового потока происходит путем остановки всей массы, или, иначе, путем мгновенного прекращения движения потока из-за одновременного отложения слоя толщиной в несколько зерен. Перенос волочением включает в себя осаждение отдельных зерен. Течение песка вниз по дну подводных каньонов может служить примером либо потоков разжиженного осадка, либо зерновых потоков. Этот же механизм может быть причиной накопления в руслах каньонов хорошо сортированного гравия [963].

Грязекаменные (обломочные) потоки представляют собой движение смеси крупных и мелких частиц с водой, напоминающее течение мокрого бетона [413, 414, 415]. Зерна удерживаются в «подвешенном» состоянии за счет прочности матрикса и плавучести (см. рис. 12-5). Глинистые минералы, смешиваясь с водой, образуют глинистый раствор, обладающий силой сцепления между частицами, поддерживающей поток. Удерживание зерен за счет сил сцепления окружающего глинистого раствора отличает настоящий грязекаменный поток от зернового и турбидного.

Отложение осадка из грязекаменного потока происходит путем быстрой остановки всей массы, вызванной падением силы гравитации ниже сил сопротивления обломочного материала. По структуре валунные отложения грязекаменных потоков напоминают ледниковые тиллиты, что привело к ошибочной интерпретации генезиса некоторых древних грубообломочных отложений. Валунные отложения грязекаменных потоков обычно массивны, с редкими крупными валунами в тонкозернистой массе. Важными отличительными признаками могут служить резкие угловые контакты и разноцветные обломки илистых осадков. Грязекаменные потоки могут активно двигаться даже на склонах крутизной до 0,1°. Они представляют собой, по-

видимому, обычное явление в океанах, а в районах своего распространения встречаются часто. На континентальном подножии Западной Сахары обломочные отложения вынесены грязекаменными потоками на расстояние 700 км и покрывают площадь до 30 тыс. км^2. На подводной горе Гиллис в северной части Тихого океана путем фотографирования дна обнаружены спускающиеся по склонам разветвляющиеся струи песка и гравия шириной около метра или более. Неясно, являются они отложениями грязекаменных или зерновых потоков. Постоянный снос песка подобными потоками объясняет выявленную сейсмопрофилированием малую мощность осадков на верхних частях подводных гор.

Турбидные потоки – это короткоживущие мощные гравитационные течения разбавленной суспензии осадочного материала повышенной по сравнению с окружающей водой плотности, движение которых поддерживается внутренней турбулентностью (рис. 13-5) [613]. Они могут переносить огромные массы осадочного материала и являются главными агентами транспортировки терригенных осадков с мелководий в глубоководные океанские котловины, где под их действием во многих местах формировались плоские абиссальные равнины. При отложении осадков из турбидных потоков образуются *турбидиты*, характеризующиеся градационной слоистостью, умеренной сортировкой и развитыми седиментационными текстурами. Динамика турбидных потоков и характеристики турбидитов хорошо изучены, но происхождение этих потоков до сих пор не совсем ясно. Турбидиты ассоциируются с подводными обвалами, и, возможно, турбидные потоки генерируются оползанием осадков. Плотность осадков в подводных оползнях составляет от 1,5 до 2,4 г/см^3, что значительно больше принимаемых для турбидных потоков величин (1,03–1,3 г/см^3). Главный вопрос заключается в том, каким образом донные осадки разбавляются водой до таких низких величин плотности, которые необходимы для возникновения турбидных потоков. Необходимо допустить существование некоего промежуточного звена в транспортировке осадков между обвалами, оползнями и турбидными потоками. Таким звеном является, вероятно, грязекаменный (пастообразный) поток.

В головной части турбидного потока давление больше, чем в окружающей воде. По-видимому, это избыточное давление и приводит поток в движение (рис. 13-6). Головное давление потока поддерживается его хвостовой частью, которая (поскольку скорость эффективного движения в ней больше) толкает жидкость в головную часть [742]. Дополнительные порции жидкости, поступающие из тела потока к его головной части, очевидно, поднимаются вверх и возвращаются затем в виде волн, опрокидывающихся вдоль линии раздела непосредственно за головой потока (рис. 13-6). Чтобы сохранялся момент инерции, должна поддерживаться определенная скорость потока, непрерывно компенсирующая торможение за счет возникающего внутреннего трения. Минимальная скорость турбидного потока, по-видимому, составляет около 13 см/с, тогда как максимальные скорости достигают 870 см/с. В общем турбидные потоки могут двигаться со скоростью свыше 90 км/час, перенося до 3 кг/м^3 осадочного материала на расстояние около 100 км от источника. На разных стадиях своего развития турбидный поток может иметь нейтральный, эродирующий, отлагающий и перемывающий или отлагающий и деформирующий характер.

Важные сведения о силе и скоростях турбидных потоков можно получить путем изучения разрывов подводных кабелей, вызванных струями этих потоков. Самый известный из подобных катастрофических потоков был

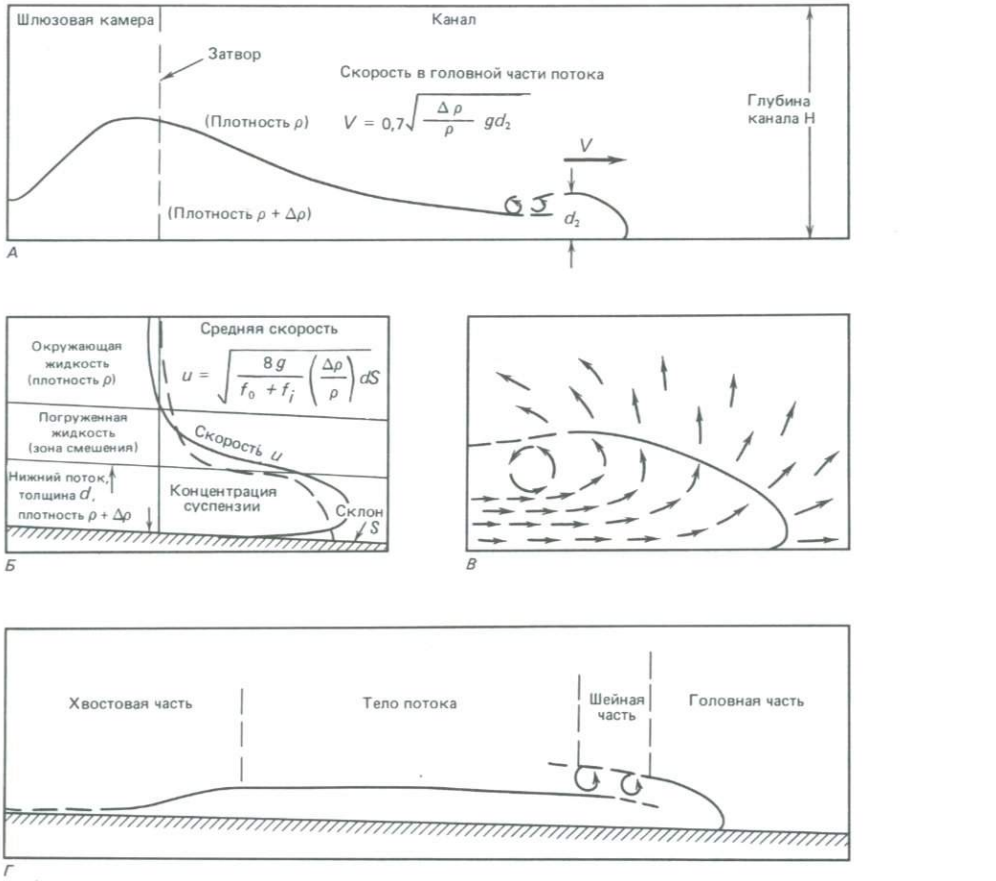


Рис. 13-6. Гидравлика турбидных потоков по лабораторным экспериментам в лотках. *А*. Волна турбидного потока, наблюдавшаяся в горизонтальном канале после спуска суспензии из шлюзовой камеры в одном его конце. Скорость головной части потока V зависит от толщины головной части (d_2), разности плотностей суспензии в турбидном потоке и воды над ним ($\Delta\rho$), плотности воды ρ и ускорения силы тяжести g. *Б*. Стационарный однородный турбидный поток вниз по склону g. Средняя скорость потока u зависит от толщины потока d, разности плотностей, сил трения на границе с дном (f_0) и с вышележащей водой (f_i). *В*. Характер движений внутри и вокруг головной части турбидного потока. *Г*. Схема расчленения турбидного потока на головную часть, тело и хвостовую часть [742].

связан с землетрясением в районе отмели Большой банки 19 ноября 1929 г., при котором было разорвано несколько кабелей. Развитие этого потока изучали Хизен и Юинг [450]. Во время землетрясения в течение 13 час телеграфные кабели рвались явно в определенном порядке. Поток двигался вниз по континентальному склону через континентальное подножие на дно океанской котловины, где он распространялся по абиссальной равнине до предельного расстояния более 720 км от своего источника, расположенного на континентальном склоне. Последовательность событий, как считают, была следующей: землетрясения – обваливание и оползание осадков, вызвавшее мгновенный разрыв примерно дюжины кабелей, – возникновение турбидного потока, стекавшего вниз по склону по нескольким каналам, а затем соединившегося в широкий фронт, разрывавший последовательно

остальные кабели. Вопрос о максимальной скорости потока вызвал споры, но ясно, что на континентальном склоне, где уклон дна варьирует от 1 : 10 до 1 : 30, скорость доходила примерно до 40–55 км/час. После разрывов кабелей Хизен обнаружил на дне слой турбидитов мощностью около 1 м, перекрывающий разрез нормальных пелагических[1] осадков на площади не менее 100 тыс. км^2.

Турбидные потоки могут возникать разными способами. Их могут возбуждать аномально высокие величины твердого стока рек, землетрясения, вызывающие оползни, превышение крутизны естественного откоса за счет аккумуляции осадков. Многократное понижение уровня моря в четвертичное время в значительной мере стимулировало деятельность турбидных потоков, поскольку огромные массы осадков, накопившиеся на континентальном шельфе и в прибрежной зоне, были во время регрессий сброшены на континентальный склон. Кроме того, твердый сток рек разгружался на внешний край континентального шельфа, а не на обширные шельфовые пространства, где формировалась сеть крупных эрозионных долин.

Турбидные потоки связаны обычно с системами подводных каньонов, развитыми на континентальных окраинах. Большинство каньонов имеют связь с речной сетью и питаются за счет речных выносов.

Турбидные потоки создают осадочные тела трех типов: 1) заполнения глубоководных каналов; 2) глубоководные конусы выноса (фены); 3) толщи абиссальных равнин. Между этими типами отложений существует полный спектр постепенных переходов. Действительно, чуть ли не самые веские доводы в пользу деятельности турбидных потоков получены путем изучения рельефа океанского дна. В устьях подводных каньонов формировались мощные взаимно перекрещивающиеся конусы с полого наклоненной верхней поверхностью. Поверхность конусов рассечена одним или несколькими радиально расходящимися *каналами с намывными прирусловыми валами.* В каналах накапливаются осадки мелководного происхождения, снесенные сюда разнообразными гравитационными потоками, но прежде всего – турбидными потоками. На внешней периферии подводные конусы постепенно сливаются с соседними абиссальными равнинами.

Турбидиты. Почти весь осадочный материал, идущий на построение аккумулятивных тел абиссальных равнин, приносится турбидными потоками. Эти потоки носят эпизодический характер. Образующиеся из них *турбидиты* состоят обычно из чередующихся слоев песка и более тонкозернистых пелагических осадков. Сейсмические профили показывают, что отдельные грубозернистые слои в толще осадков абиссальных равнин прослеживаются на сотни километров. Каждый из таких слоев отражает единичный акт седиментации. Грубозернистые слои турбидитов прерываются на изолированных холмах или грядах, даже если последние возвышаются над поверхностью абиссальных равнин не более чем на сотню метров.

Турбидиты подразделяются на четыре главные фации, каждая из которых характеризует определенную обстановку осадконакопления [106]:

1. Песчано-галечные *отложения каналов*, образованные скорее всего не турбидными, а зерновыми потоками.

2. *Проксимальные турбидиты*, отложенные относительно недалеко от источника. Их отличают массивность, плохо выраженные текстуры волочения, сравнительно слабая градационность, редкость прослоев пелагических глин и терригенных илов.

---

[1] Точнее, гемипелагических.– *Прим. перев.*

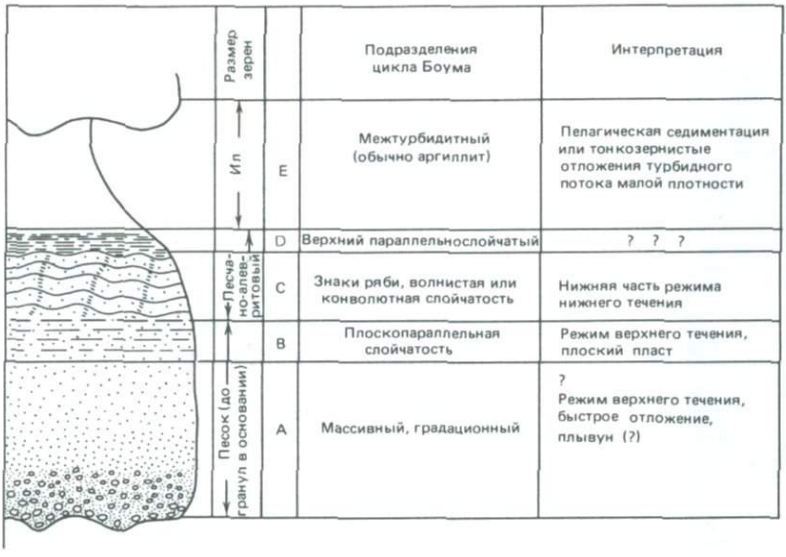


Рис. 13-7. Идеализированная последовательность слоев турбидита, часто именуемая циклом Боума (по фамилии Альфреда Боума, впервые установившего его связь с турбидным потоком). Справа дана интерпретация режима потока [742].

3. *Турбидиты* классического типа, характеризующиеся отчетливой градационной слоистостью, ориентированными знаками эрозии и заполнения борозд на нижней поверхности песчаных слоев, которые известны под названием гиероглифов, прослоями пелагических глин и типичной последовательностью текстур, получившей название *циклов Боума* (рис. 13-7).

4. *Дистальные турбидиты*, отлагающиеся на наибольшем удалении от источника и сложенные слоями тонкозернистых осадков, без массивных и тонкослойчатых интервалов, но с хорошо развитой косой слойчатостью.

В общем критерии распознавания турбидитов довольно противоречивы, но несомненно к таковым относятся присутствие циклов Боума, признаки быстрой аккумуляции и переотложения фауны. Цикл Боума представляет собой особую устойчивую последовательность слоев, слагающих полный разрез турбидита (рис. 13-7, 13-8) [121]. По разным причинам один или несколько слоев могут выпадать из этой последовательности. Первые четыре слоя (от *A* до *D*) отложены турбидным потоком. Размер зерен в них закономерно убывает снизу вверх, что объясняется убыванием скорости потока. Самый верхний член сложен очень тонкозернистым осадком, который отлагался либо в результате пелагической седиментации, либо путем осаждения из суспензии низкой плотности вроде глубинных потоков мутных вод[1]. Эта часть разреза, как полагают, накопилась в промежутках между фазами действия турбидных потоков. Полный цикл Боума встречается довольно редко. В турбидитах Мексиканского залива, например, члены A и B чаще всего отсутствуют, и в разрезе преобладают тонкозернистые осадки. Отсутствие грубозернистого материала означает, что нормальные переходы меж-

[1] Переносимый течениями придонный слой вод повышенной мутности получил название нефелоидного слоя.– *Прим. перев.*

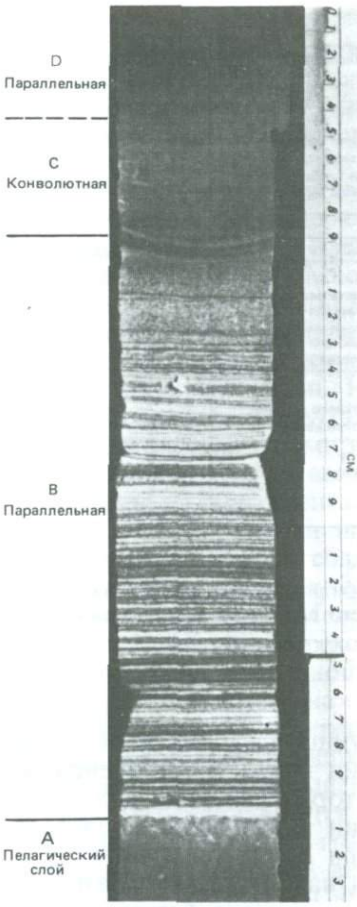


Рис. 13-8. Фотография керна бурения с турбидитами из юго-восточной части Тихого океана. Выделены интервалы полного цикла Боума [1048].

ду проксимальными и дистальными турбидитами по мере удаления от источников в Мексиканском заливе не развиты. Различия между проксимальными и дистальными турбидитами обусловлены разной степенью механической сегрегации зерен внутри турбидного потока. На ранних стадиях потока латеральная градация не развивается, поэтому проксимальные турбидиты обладают обычно слабой градационностью и изменчивой мощностью, а образующие их потоки часто эродируют нижележащие отложения. Дистальные турбидиты тонкозернистые, содержат мало песка; градационность более устойчива; признаки эрозии нижележащих осадков отсутствуют.

Турбидные потоки выносят на большие глубины остатки мелководных бентосных микроорганизмов. Присутствие переотложенных видов всегда считалось веским доводом в пользу деятельности турбидных потоков и перемыва осадков. Как правило, турбидиты содержат большой процент видов, вынесенных с малых глубин. Установлено, что процентное содержание переотложенных видов последовательно возрастает вниз по склону, по мере того как в турбидный поток добавляются все более глубоководные виды [508]. Например, в плиоценовом турбидите, показанном на рис. 13-9, в относительно грубозернистой нижней части доминируют виды континентального шельфа, а верхние части содержат главным образом более глубоководные виды. Такое различие в видовом составе комплексов микрофоссилий внутри турбидитного цикла указывает на обратный по времени порядок прихода в данную точку разных частей турбидного потока: первым приходит самый мелководный элемент, несущий наиболее грубозернистый осадок, тогда как верхние части с батиальным комплексом микрофоссилий и с наиболее медленно оседающим тонкозернистым материалом приходят последними.

Подводные каньоны. Подводные каньоны служат главными проводниками терригенного осадочного материала с континентов в глубоководные бассейны. Это наиболее легко различимые и лучше всего изученные формы рельефа континентальных окраин (рис. 13-10). Каньоны имеют крутые борта, извилистые русла, V-образный поперечный профиль и ступенчатое неровное дно. Большинство каньонов берет начало на шельфе, обычно против устьев крупных рек, и ориентировано по нормали к береговой линии (рис. 13-10), а некоторые отклоняются, следуя вдоль тектонических границ.

Как правило, каньоны рассекают континентальный склон до основания и выходят далее на континентальное подножие в виде каналов, врезанных в конусы выноса. Некоторые каньоны продолжают активно развиваться путем эрозии в настоящее время. Обычно такие каньоны приурочены к активным континентальным окраинам. Преобладающая часть каньонов пассивных континентальных окраин в современную эпоху сравнительно малоактивна. В результате эрозии в бортах каньонов обнажаются разрезы пород континентальных окраин. Длина каньонов от места зарождения до слияния с континентальным подножием или феном варьирует в широких пределах. По оценке Шепарда и Дилла [963], каньоны Мирового океана имеют среднюю длину около 50 км. При этом самый длинный каньон (370 км) обнаружен в южной части Берингова моря. Подводные каньоны приурочены часто к устьям крупных рек, таких, как Конго, Колумбия, Гудзон и Рона. Глубокие трогоподобные подводные долины имеются также у дельт Ганга, Инда и Миссисипи [965]. Подводный каньон Конго уникален, так как он проникает внутрь континента в виде глубокого эстуария. Этот каньон играет решающую роль в выносе огромных количеств поставляемого рекой осадочного материала. Из-за него у устья реки Конго нет широкой дельты. Средний уклон дна каньонов очень крутой: 58 м на 1 км [963]. Однако эта величина получена за счет количественного преобладания коротких каньонов, обычно характеризующихся крутыми уклонами дна. У более длинных каньонов уклон дна, как правило, меньше и варьирует в пределах от 8 до 13 м на 1 км [963].

Осадконакопление в каньонах. Применение исследовательских подводных лодок позволило непосредственно наблюдать осадки и микроформы рельефа в подводных каньонах. Эти наблюдения показали, что дно каньонов обычно плоское, покрыто на любых глубинах поперечными знаками ряби и знаками размыва вокруг валунов, что свидетельствует о деятельности придонных течений. Многочисленные валуны, лежащие на дне каньонов,

Рис. 13-9. Источники поступления бентосных фораминифер в пласте турбидита из плиоценового разреза формации Пику в южной Калифорнии (каньон Балком). Предполагается, что батиальные виды живут на месте осаждения, а остальные принесены турбидными потоками [511].

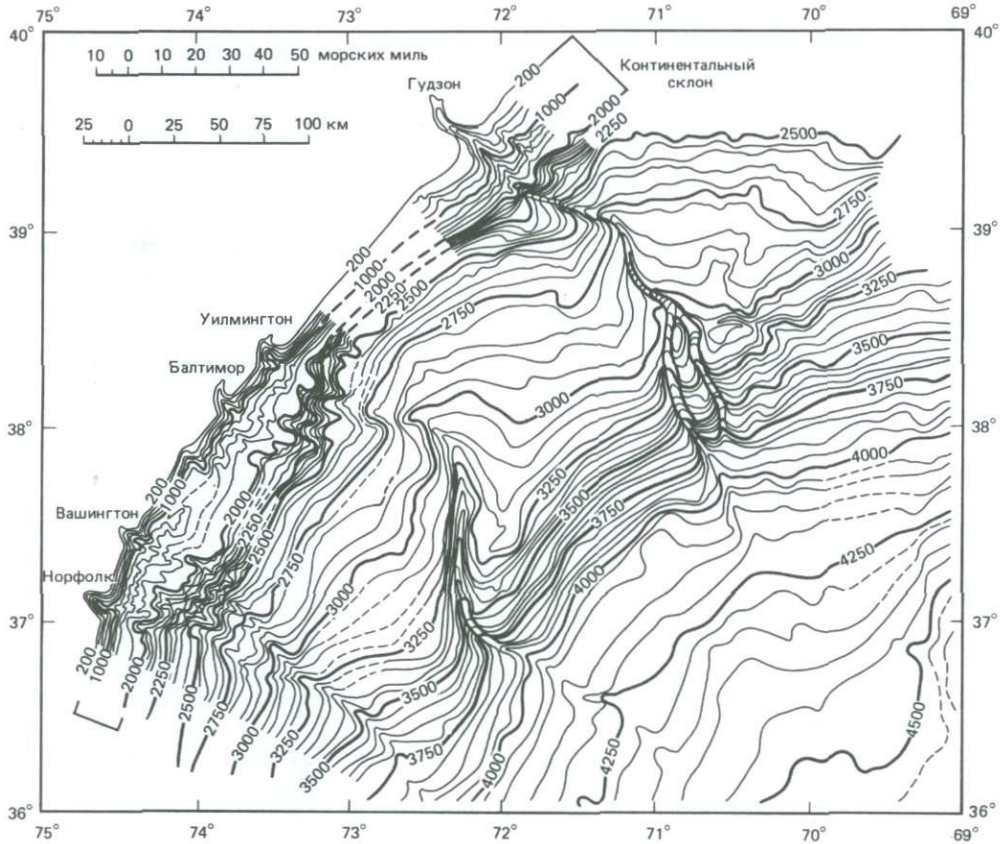


Рис. 13-10. Батиметрическая карта континентального шельфа и склона у восточного побережья США, на которой детально изображены подводные каньоны и их продолжение на континентальном подножии [850]. Изобаты в метрах, проведены через 50 и 200 м.

снесены сюда с крутых бортов при движении масс пород. Некоторые каньоны, например Скриппсовский каньон у побережья южной Калифорнии, служат скатами, по которым спускается вниз песок с соседних пляжей. Вершина Скриппсовского каньона находится на расстоянии всего 60 км от береговой линии при отливе и ведет в систему узких крутых ущелий, служащих путями выноса в море пляжевых песков (см. гл. 10). В колонках осадков, взятых со дна каньонов, наблюдаются обычно градационные, слойчатые или косослойчатые текстуры, отражающие динамичный, эпизодический режим седиментации. Движение осадков вниз по дну каньонов происходит, вероятно, при сочетании медленного крипа [301] с турбидными потоками.

Турбидные потоки глубоко врезаются в дно каньонов и эродируют их, снося тонкий материал вниз по склону. По подводным фотографиям и путем наблюдения с подводных лодок выявлены отшлифованные поверхности стенок каньонов и осыпные накопления у обрушившихся в результате подмыва гравитационными потоками бортов. Факты свидетельствуют о том, что большая частота турбидных потоков при низком стоянии уров-

ня океана в эпохи четвертичных оледенений ускоряла врезание каньонов. В эти эпохи подводные каньоны, особенно каньоны атлантических окраин, были более активными проводниками песка и гравия с континентального шельфа на континентальное подножие и абиссальные равнины. При послеледниковом подъеме уровня океана вершины каньонов оказались затопленными и широкие шельфы отделили их от источников осадочного материала, перемещавшегося вдоль берега. Многочисленные эстуарии и лагуны на Атлантическом побережье служили также ловушками осадочного материала, закрывая ему доступ в каньоны [301] (см. гл. 10). Каньоны тихоокеанской окраины Северной Америки, наоборот, были более активными в послеледниковое время. В эти каньоны постоянно поступает большое количество осадочного материала из рек, почти заполнивших свои эстуарии. Эти реки разгружают свой твердый сток всего в нескольких сотнях метров от вершин каньонов или выносят осадочный материал на пляжи, откуда он вдольбереговыми потоками сбрасывается в вершины каньонов [301]. В каньоне Астория, против устья реки Колумбия, последние крупные турбидные потоки питались массами вулканокластического материала, выброшенного при катастрофических извержениях вулкана Маунт-Мазама около 6000 лет назад [782].

Турбидные потоки отклоняются под действием силы Кориолиса. Менард [732] обнаружил этот эффект путем наблюдений над глубоководными каналами, прорезанными турбидными потоками, которые имеют тенденцию изгибаться влево в Северном полушарии, по крайней мере вначале. Он высказал предположение, что турбидные потоки отклоняются вправо и откладывают на правой стороне долин более высокие прирусловые валы (рис. 13-10). Крупный турбидный поток стремится перетечь через более низкие прирусловые валы на левом борту и в результате образует каналы, которые загибаются влево. Эта гипотеза была подтверждена наблюдениями Пратта [851], обнаружившего, что правые (южные) борта каньонов Гудзон и Уилмингтон выше, чем левые (рис. 13-10).

Используя автономные измерители течений, Шепард и его сотрудники показали, что приливные силы, действующие в каньонах, создают периодически меняющиеся потоки с периодом, характерным для приливов, в более глубоких частях каньонов и все более краткопериодные в их верхних частях. На глубинах несколько сот метров период таких потоков колебался от 20 мин до нескольких часов, вероятно, за счет внутренних волн. С увеличением глубины период постепенно приближался к полусуточному приливному. Были измерены скорости течений до 30 см/с, достаточные для переноса большинства гранулометрических типов осадков. Эти данные показывают, что в каньонах существует суммарный нисходящий поток воды и осадков [636]. У основания континентального склона, где выполаживание склона обусловливает выпадение осадков, каньоны разгружаются, образуя конусы или фены. Многие крупные подводные каньоны, достигающие основания склона, продолжаются на континентальном подножии в виде глубоководных каналов глубиной несколько метров и шириной несколько сот метров. У некоторых из таких каналов имеются широкие изгибы и рукава, а часть окаймлена прирусловыми валами [301]. Во многих случаях соседние на континентальном склоне каньоны сливаются на континентальном подножии, словно притоки в речной системе. Например, каньоны Гаттерас и Памлико вместе с несколькими безымянными, слившись, продолжаются как единый глубоководный канал вплоть до края абиссальной равнины Гаттерас на глубине 5300 м.

Для объяснения происхождения и сохранения подводных каньонов предложено много механизмов. Хотя теперь большинство исследователей считают, что каньоны прорезаны главным образом в результате деятельности стекающих по склону потоков осадков, в течение многих лет между противостоящими друг другу теориями существовали большие противоречия [1130]. К 30-м годам утвердились две главные теории. Шепард отстаивал гипотезу глубокой субаэральной эрозии в момент временного подъема континентальной окраины, за которым следовало быстрое затопление, а затем заполнение осадками и новое раскрытие в результате подводных оползней. Другая гипотеза, разработанная Дели, утверждала, что каньоны врезаны плотностными течениями во времена низкого стояния уровня моря, когда имелись обильные источники осадочного материала. Кюнен [611], развивший эту идею дальше, был убежден, что турбидные потоки в состоянии создать всю систему каньонов путем эрозии. Последующие работы показали применимость обеих гипотез ко многим каньонам. Вершины ряда каньонов, близко подходящие к современной береговой линии, вероятно, отчасти врезаны субаэральной эрозией во время низкого стояния уровня моря, а некоторые из них являются прямым продолжением современных речных долин, которые рассекали осушившийся при понижении уровня моря шельф. Такие вершины каньонов были с тех пор затоплены и поддерживались открытыми или эродировались турбидными и гравитационными потоками, оползанием или иными подводными динамическими процессами.

Эрозия подводных каньонов требует обильного поступления в их вершины осадочного материала с континентов. Тесная связь между крупными реками и находящимися на их продолжении каньонами демонстрирует решающее значение таких точечных источников осадочного материала. О возрасте подводных каньонов известно мало, но первоначальное врезание многих из них произошло, вероятно, в позднетретичное время за счет тектонических и эвстатических событий. Каньоны формировались особенно активно, по-видимому, в течение последних 2–3 млн. лет, когда в Северном полушарии неоднократно сменяли друг друга крупные материковые ледниковые щиты. При связанных с этим понижениях уровня моря континентальные шельфы осушались, и реки прорезали в них долины, разгружаясь на верхнюю часть континентального склона. Интенсивное врезание каньонов имело место также в периоды низкого стояния уровня моря в раннем кайнозое [943].

Особенно эффектны каньоны юго-восточной части Берингова моря — каньон Беринга, каньон Жемчуг, возможно крупнейший в мире, имеющий объем 8500 км^3, и каньон Прибылова [920]. В течение позднетретичного и четвертичного времени каньон Беринга периодически то врезался, то заполнялся осадками, перемещавшимися вдоль его оси. Каньоны Жемчуг и Прибылова врезаны, однако, целиком во время плейстоценовых периодов низкого стояния уровня моря, когда главные реки Аляски впадали непосредственно в их вершины, вынося огромные массы ледникового материала [920].

Образование многочисленных каньонов у восточного побережья Северной Америки тесно связано с близостью ледникового щита в эпохи четвертичных оледенений [301]. Между Лабрадором и мысом Гаттерас насчитывается по меньшей мере 190 каньонов, а далее к югу их количество заметно убывает. Активное врезание каньонов происходило в районе к северу от мыса Гаттерас в те времена, когда ледниковый щит поставлял на край шельфа в больших количествах терригенный материал. В целом особенно

большие каньоны отмечаются в тех районах, где ледниковый щит доходил до края шельфа [301]. Хотя активная эрозия после исчезновения ледниковых щитов здесь в основном прекратилась, отсутствие заполнения указывает на то, что в каньоны поступает мало осадков и что они все еще служат выводными каналами любого попавшего в них осадочного материала.

Места аккумуляции осадочного материала. *Конусы выноса турбидитов (турбидитные фены).* Когда турбидные потоки доходят до основания континентального склона, они отлагают переносимый осадочный материал в разных фациальных обстановках – на глубоководных фенах, континентальных подножиях, абиссальных равнинах и глубоководных желобах. Все они действуют как естественные ловушки из-за уменьшения уклона дна. Наиболее выразительные и быстро растущие аккумулятивные формы встречаются против устьев крупных рек и подводных каньонов. Преобладающая часть осадочного материала, слагающего фены и континентальные подножия, поступает, вероятно, по дну каналов, минуя континентальный склон. Из устья каньона этот материал попадает в долину или систему долин и следует по ней до зоны активного наращивания фена. Менард [732] назвал такие аккумулятивные образования в устьях каньонов у Тихоокеанского побережья Северной Америки *глубоководными фенами* (deep-sea fan). Подобные аккумулятивные формы против устьев рек в Атлантическом океане были названы Юингом с соавторами [322] *абиссальными конусами* (abyssal cone). Вместе все типы фенов и конусов, образовавшихся в глубоководных условиях путем накопления терригенных осадков, получили название *турбидитных фенов* (turbidite fan) [885]. Сложная история турбидитной бассейновой седиментации определяется взаимоотношениями между источниками терригенного материала и формой бассейна. Если один бассейн заполнится осадками, то потоки начнут перетекать в соседний, ранее изолированный от первого.

Процессы, контролирующие морфологию фена, пока не совсем ясны [790]. Геоморфологические исследования и изучение распределения приповерхностных слоев осадков не дают представления о процессах роста глубоководных фенов. Нормарк [790] выдвинул основные критерии построения картины роста турбидитных фенов. Он считал, что для этого нужно выяснить происхождение террас, прирусловых валов и оползневых форм феновых долин, характер окончаний этих долин, происхождение мелких структурных и морфологических элементов поверхности фена за пределами долин. Нормарк установил, что фен включает несколько четко отличающихся друг от друга обстановок осадконакопления. На поперечном профиле поверхности фена выделяются 1) каналы, 2) прирусловые валы, 3) межканальные пространства (рис. 13-11) [885]. На радиальном профиле удается различить обстановки верхней, средней и нижней частей фена (рис. 13-11). Такое трехчленное деление не всегда четко выражено, особенно на большинстве абиссальных конусов [885]. Нормарк придает особое значение реликтовым и захороненным каналам, которые указывают на прежнее положение долины фена и его притоков. Значительная часть поверхности между каналами покрыта тонким слоем гемипелагического ила, тогда как на дне каналов залегают тонкозернистые турбидиты. Структура современных фенов была создана во время быстрого накопления обломочных отложений в периоды низкого стояния уровня моря в плейстоцене. Скорости осадконакопления уменьшились примерно со 100 см/1000 лет в плейстоцене до 5 см/1000 лет в настоящее время [231, 780, 885].

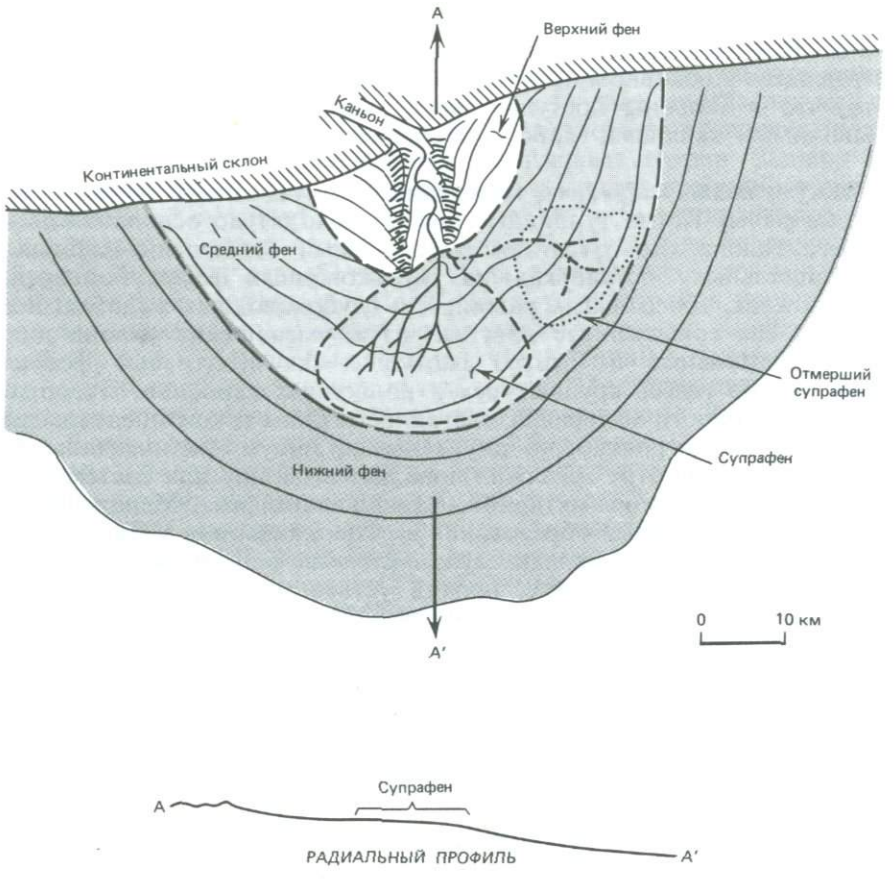


Рис. 13-11. Схематическая модель роста подводного конуса выноса (фена), показывающая активные и отмершие аккумулятивные лопасти (или супрафены) [790].

Рупке [885] дал следующую классификацию турбидитных фенов по источникам поступления осадочного материала:

1. *Глубоководные фены* у устьев каньонов.
2. *Абиссальные конусы* у дельт крупных рек.
3. *Ближние фены фронта дельты* у дельт с близко расположенными источниками в озерах; питаются главным образом генерируемыми рекой турбидными потоками.
4. *Фены континентального подножия*, формирующиеся под влиянием контурных течений, переотлагающих осадки; примером служит континентальное подножие у восточного побережья Северной Америки.
5. *Фены смешанного типа.*

Глубоководные фены. Поскольку источником материала для глубоководных фенов являются фиксированные в определенной точке устья каньонов, у этих фенов четко выражена вершина (арех) (рис. 13-11). При слиянии соседних фенов эта форма осложняется. Радиус фенов варьирует от десятков километров (например, фены Калифорнийского бордерленда) до почти 300 км у каньона Монтерей [781, 885]. Мощность осадков редко превышает

1 км. Особенности роста фена зависят от соотношений событий внутри и вокруг феновых долин со структурой и морфологией открытого фена [790]. *Эти особенности нельзя выяснить, не поняв происхождения и недавней истории системы фен–долина. Находится ли современная система фен–долина в равновесии с существующей морфологией фена? Если нет,* то рост фена можно реконструировать только после того, как будут выяснены изменения, происходившие после прекращения роста [790]. Многие фены, например фен каньона Астория, неравновесны по отношению к современным условиям, поскольку они развились в условиях более низкого стояния уровня моря [780].

Нормарк [790] по результатам изучения фенов Сан-Лукас и Астория предсказал, что рост фена включает образование феновой долины с прирусловыми валами или верхнего фена, расширяющегося в стороны от устья каньона (рис. 13-11). Долина характеризуется прирусловыми намывными валами, а дно долины может находиться над общей поверхностью фена. Намывные валы становятся ниже и исчезают в направлении вниз по конусу. Быстрая радиальная аккумуляция осадков у конца долины с валами ускоряет процесс роста в этом участке фена. На поверхности фена образуется аккумулятивный купол или лопасть, именуемая *супрафеном* [790]. Супрафен (рис. 13-11) представляет собой небольшую дельту или конусоподобное образование. Он формируется, вероятно, в результате растекания турбидных потоков после их выхода из стесненной прирусловыми валами долины. На радиальном профиле супрафен выглядит как низкий выпуклый кверху сегмент на вогнутой в остальной части поверхности фена. На поверхности супрафена имеются многочисленные каналы [790], образующие быстро меняющуюся систему рукавов (рис. 13-11). Миграция лопастей фена создает феновый комплекс, построенный из нескольких индивидуальных фенов. Супрафен переходит книзу в почти выровненную нижнюю часть фена, лишенную даже небольших каналов (рис. 13-11).

Абиссальные конусы развиваются у дельт крупных рек, характеризующихся обширными водосборными бассейнами и большими величинами твердого стока. Крупные дельты, наращивающие континентальную окраину, встречаются обычно на дивергентных окраинах. В Атлантике известны семь значительных по величине конусов: Святого Лаврентия, Гудзона, Миссисипи, Амазонки, Оранжевой, Конго и Нигера [297]. У трех из них (Миссисипи, Амазонки и Нигера) глубоководные конусы образуют тесные пары с дельтами. У остальных четырех рек имеются только глубоководные конусы, связь которых с современными реками слабая. Это объясняется малой их активностью в настоящее время (Святого Лаврентия, Гудзон, Оранжевая) или тем, что во время низкого стояния уровня моря у них образовались глубоко врезанные эстуарии, заполнение которых продолжается до сих пор (Святого Лаврентия, Амазонка, Конго) [297]. Три великих реки мира–Амазонка, Ганг–Брахмапутра и Миссисипи–выстроили крупнейшие конусы. Абиссальные конусы расширяются в сторону океана и обычно переходят в обширные абиссальные равнины. Длина их варьирует от 300 км (конус Роны) до почти 3000 км (Бенгальский конус), а ширина превышает 1000 км (Бенгальский конус). Мощность отложений внутренней части конуса может достигать 12 км, как в случае Бенгальского конуса [227]. Бенгальский конус построен из переотложенных речных выносов Ганга и Брахмапутры. Накопление осадков испытывало влияние тектонических процессов, начавшихся после того, как Индийская плита столкнулась с Азией в эоцене, образовав к среднему миоцену Гималаи. Интенсивное

воздымание Гималаев почти на 2000 м в четвертичное время сопровождалось интенсивной эрозионной деятельностью, в результате чего через речную систему Ганга–Брахмапутры в Бенгальский залив поступают огромные количества терригенного материала. Судя по объему выносимого материала, скорость денудации Гималаев составляет в настоящее время более 70 см/1000 лет.

Самым крупным у побережий Северной Америки является конус Миссисипи, продолжающий ее дельту в сторону моря (см. гл. 10). Это обширный конус с вогнутой поверхностью площадью около 200 тыс. км^2 [757]. Конус состоит из трех основных, типичных для турбидитных фенов частей. На внутренней части конуса имеется частично окаймленный валами канал, который врезан в более древние осадки конуса. Канал заполнен позднеплейстоценовыми тонкозернистыми терригенными осадками. Средняя часть конуса состоит из комплекса феновых каналов, которые выстроили супрафен, возвышающийся на 500 м над окружающей поверхностью фена. Нижняя часть фена характеризуется ровными пологими склонами, содержащими языки отложений каналов.

Характер осадконакопления в конусе менялся в зависимости от колебаний уровня моря. Во времена высокого стояния уровня Миссисипи построила на шельфе, близ своих многочисленных устьев, далеко выдвинутые дельты типа лопастных или птичьей лапы. В позднем плейстоцене (18 тыс. лет назад), когда уровень моря понизился более чем на 100 м, Миссисипи врезала каньоны в континентальный шельф и разгружала выносимый ею материал прямо на склон, откуда он шел на построение конуса.

Влияние контурных течений на континентальные подножия. Выявление Хизеном и его коллегами в 1950–1960-е годы крупных активных аккумулятивных тел переотложенных осадков послужило неопровержимым доказательством того, что поверхностный слой отложений континентального подножия весьма подвижен и может перед окончательной фиксацией на дне передвигаться на тысячи километров параллельно склону. Хизен с соавторами [453] предположили, что континентальное подножие у восточного побережья Северной Америки сформировано в основном в результате совместного действия турбидных потоков и контурных течений. Контурные течения (см. гл. 8) создают серию аккумулятивных форм от небольших знаков ряби до крупных осадочных волн или дюн с амплитудой в десятки метров и длиной волны в тысячи метров. Они же могут намыть такие крупные, параллельные струям течений аккумулятивные хребты, как внешние хребты Блейк-Багама и Большой Антильский. В глубинном, движущемся на юг Западном пограничном течении у восточного побережья Северной Америки замерены скорости до 18 см/с. При таких высоких скоростях течение способно переносить осадочные частицы любого размера, имеющиеся в осадках континентального подножия. Однако контурные течения представляют собой постоянные потоки, скорости которых ближе к минимальным величинам, необходимым для транспорта осадков. Максимальные для океана мощности осадков приурочены к осям глубинных пограничных течений, а по мере удаления от оси они уменьшаются [449]. Ось течения с наибольшими скоростями и величинами массопереноса отклонена действием силы Кориолиса вправо по отношению к его направлению. Перенос осадков максимален на континентальном подножии и уменьшается с увеличением глубины по мере удаления от оси течения. Поскольку скорости течения не достигают величин, необходимых для эрозии дна, количество накапливающихся осадков должно быть грубо пропорционально

величине переноса масс течением. У восточного побережья Северной Америки эффекты контурных течений особенно ярко выражены в среднемиоценовых и более молодых отложениях, накопившихся на континентальном *подножии* [1049].

Отложения контурных течений были названы *контуритами* и отличаются по ряду признаков от турбидитов. В них содержатся тонкие прослои силта с резкими контактами, развиты тонкослойчатые и градационные текстуры, осадки хорошо отсортированы. Обычно контуриты приурочены к осадочным толщам континентальных подножий, но встречаются также в разрезах абиссальных равнин наряду с доминирующими здесь турбидитами.

Осадконакопление на континентальном подножии у восточного побережья Северной Америки контролируется латеральным переносом и эрозией осадков контурными течениями. Однако значение контурных течений в осадочном процессе меняется от района к району, и то, что происходит на атлантическом континентальном подножии Северной Америки, не обязательно типично для других континентальных окраин мира. Например, контурные течения явно не играют значительной роли в осадконакоплении на большей части континентальной окраины Западной Африки, где эти течения сами гораздо менее развиты, чем в Западной Атлантике. Так, Янг и Холлистер [1156] и Эмбли [293] не обнаружили никаких признаков контуритов в позднечетвертичных осадках континентальной окраины Северо-Западной Африки. Однако типичные контуриты были описаны в разрезах континентального подножия Антарктиды [837, 1048]. Более детально придонные течения и их геологические эффекты будут рассмотрены в гл. 15.

Абиссальные равнины. Абиссальные равнины сформированы в результате аккумуляции турбидитов, образующих здесь толщи мощностью свыше 1000 м. Образование абиссальных равнин зависит в большой мере от наличия осадочного материала и от рельефа дна вблизи источников его выноса. Крупнейшие толщи турбидитов связаны с обширными водосборными бассейнами. Обычно абиссальные равнины развиты у дивергентных континентальных окраин. Наиболее типичные их примеры имеются в Атлантическом океане. Однако на дне многих глубоководных желобов, связанных с активными окраинами, например на периферии Тихого океана, также имеются узкие абиссальные равнины. В Тихом океане распространение абиссальных равнин ограничено широкой (до 2000 км) полосой, протягивающейся вдоль Северной Америки, и более узкими шлейфами в архипелагах вулканических островов. В других районах абиссальные равнины отсутствуют. Причина заключается в том, что в большинстве районов между континентальными источниками осадочного материала и ложем океана расположены желоба, окраинные бассейны и хребты, преграждающие путь турбидным потокам.

Вынос огромных масс терригенного материала с соседнего континента в северо-западную часть Атлантики привел к образованию абиссальных равнин Сом, Гаттерас и Нарес в Северо-Американской котловине. Таким же образом между восточным флангом Срединно-Атлантического хребта, с одной стороны, и континентальными склонами Европы и Африки – с другой, формировались абиссальные равнины Бискайская, Иберийская, Тагус, Хорсшу, Мадейра и Зеленого Мыса [486, 488]. Характеристики осадков равнины Гаттерас указывают на перенос осадочного материала от устья каньона Гаттерас в южном направлении. На какой-то более ранней стадии развития этой равнины турбидные потоки текли на север и заполнили

депрессию к северу от каньона Гудзон. После ее заполнения потоки повернули на юг (рис. 13-12).

Глубоководные пески абиссальной равнины Гаттерас являются среднезернистыми вблизи устьев каньонов и становятся более тонкозернистыми в сторону открытого океана. На удалении от каньонов в базальных слоях турбидитов начинает преобладать тонкий силт. Сейсмопрофили через абиссальную равнину показывают, что мощность покрова турбидитов увеличивается к северу. На крайнем южном конце равнины в нескольких колонках турбидиты очень тонкозернистые, что отражает либо предельно дальний перенос турбидными потоками с севера через всю абиссальную равнину Гаттерас, либо перекрытие потоками, идущими через малые абиссальные равнины с юга и несущими осадки, обогащенные карбонатами.

В позднем кайнозое имело место резкое ускорение формирования абиссальных равнин, особенно в северных частях Атлантического и Тихого океанов, связанное с началом крупных материковых оледенений и частых падений уровня моря (см. гл. 9). Накопление турбидитов усилилось. Турбидные потоки повторялись часто, через каждые несколько лет. Во время высокого стояния уровня моря в голоцене их частота сократилась, вероятно, до одного в 1000 лет. В наши дни на абиссальных равнинах накапливается относительно мало осадков, а многие признаки указывают на переотложение и размыв осадков придонными течениями.

Важное значение в заполнении турбидитами желобов имеет тектонический контроль. Например, хотя терригенные турбидиты доходили до абиссального дна залива Аляска по меньшей мере начиная с раннего эоцена, в позднем кайнозое их накопление было бы гораздо менее интенсивным, если бы в неогене не произошло орогенического поднятия тихоокеанской окраины Аляски с образованием частично покрытых ледниками гор [996]. Заполнение желобов в четвертичное время с образованием турбидитных клиньев в Вашингтонском, Орегонском и Алеутском желобах, вероятно, также шло бы медленнее, если бы по соседству не сформировались прибрежные горные хребты, способные питать обширные ледовые поля. Накопление турбидитов в котловине Кораллового моря, в юго-западной части Тихого океана, также было тесно связано с тектоническим воздыманием в миоцене Новой Гвинеи – Папуа, служившей источником терригенного материала.

Гемипелагические осадки представляют собой очень важный и широко распространенный тип отложений, покрывающих среднюю и верхнюю части континентального склона (среднюю и верхнюю батиаль). Во всем мире среди гемипелагических осадков почти нет грубозернистых разностей, характерных для континентального шельфа, хотя накапливаются они достаточно близко к суше, что объясняет преобладание в них терригенного алевритового и глинистого материала. Важную роль в составе гемипелагических осадков играют и биогенные компоненты, особенно фораминиферы. На больших глубинах гемипелагические осадки часто переходят в биогенные илы. Из-за преобладания терригенных компонентов гемипелагические осадки гораздо темнее пелагических биогенных илов. Состав глинистых компонентов варьирует в зависимости от источников питания.

На конвергентных окраинах толщи гемипелагических осадков в конечном счете часто входят в состав аккреционной призмы и подняты на сушу в виде разрезов морских отложений. В Новой Зеландии, например, подобные поднятые толщи темноокрашенных гемипелагических аргиллитов и алевролитов (маори называют их *nana*) служат основой для изучения

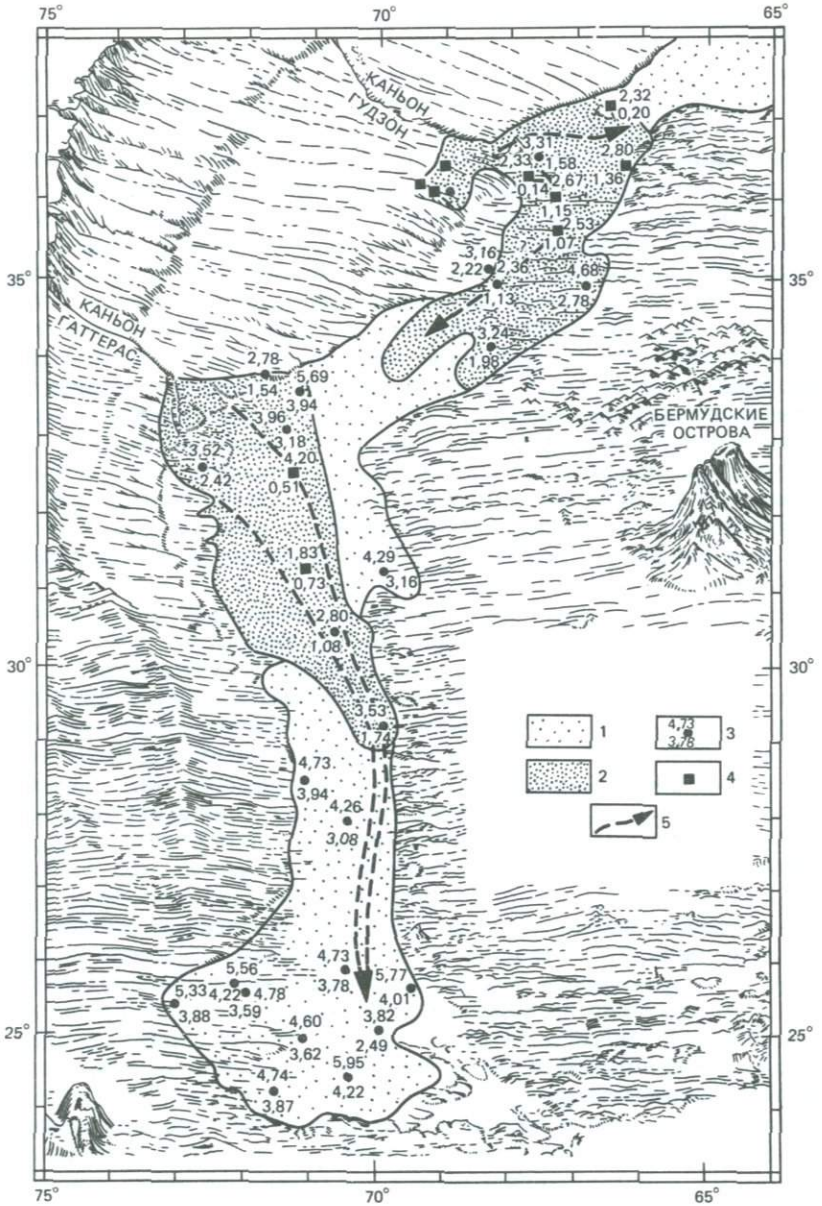


Рис. 13-12. Распространение песка и силта на абиссальной равнине Гаттерас у восточного побережья США, отложенных турбидными потоками, вытекающими из подводных каньонов. *1* – силт; *2* – песок; *3* – расположение колонок; цифрами обозначены медианный (верхняя) и максимальный (нижняя) диаметры зерен (в единицах фи) в наиболее грубозернистом базальном слое турбидита в каждой колонке; *4* – колонки с неградационными слоями; *5* – предполагаемые главные трассы турбидных потоков [488].

биостратиграфии и палеоклиматологии кайнозоя. Эти толщи сложены сотнями метров весьма однородных, в основном неслоистых (массивных) аргиллитов, содержащих рассеянные раковины моллюсков и редкие прослои тефры. Из-за своей однородности они привлекали мало внимания литологов, но представляют большой интерес для палеонтологов.

Глубоководные глины. Наиболее распространенными терригенными минералами океанских осадков являются глинистые минералы, представляющие собой разнообразную группу водных алюмосиликатов. Одни из них вторичные, образованы путем выветривания или вторичного изменения первичных силикатных минералов, а другие, в том числе слюды, первичные. Хотя глинистые минералы являются резко преобладающим компонентом осадочных пород суши или прибрежных отложений, в открытом океане они обычно маскируются другими типами осадочного материала, образуя осадки лишь в некоторых глубоководных бассейнах. Все глинистые минералы очень тонкозернистые, так как кристаллическая структура предопределяет выделение их в виде чешуек размером всего несколько микрон или меньше. В океанских осадках преобладают четыре глинистых минерала: хлорит, иллит, каолинит, монтмориллонит (смектит). Относительное содержание этих главных глинистых минералов в осадках варьирует в зависимости от господствующего климатического режима в областях питания и процессов смешивания в океане.

Коричневые или красные глины представляют собой крайне тонкозернистые пелагические осадки от яркого красновато-коричневого до шоколадного цвета, образующиеся в результате медленной аккумуляции в глубоководных областях океанов (обычно глубже 4000 м) вдали от районов накопления турбидитов. Окраска обусловлена пленками аморфных или слабо окристаллизованных оксидов железа на осадочных частицах. Этот тип осадков очень широко распространен в океанах. Впервые он был описан и закартирован экспедицией «Челленджера». Хотя цвет глины коричневый, до сих пор широко пользуются названием «красная глина», которое присвоили ей ученые экспедиции «Челленджера». Коричневые глины состоят преимущественно из различных глинистых минералов эолового разноса, а также тонкодисперсных кварца, полевых шпатов, пироксенов, метеоритной и вулканической пыли, зубов и обломков костей рыб, слуховых косточек китообразных и марганцевых микроконкреций[1]. Содержание $CaCO_3$ крайне низкое и, по определению, не превышает 30%. Эти осадки представляют собой очень тонкозернистую составляющую пелагических осадков, остающуюся после удаления путем растворения всех биогенных компонентов, кроме наиболее устойчивых к растворению зубов акул. Состав глин меняется в зависимости от климатической зональности на соседних континентах. Скорости накопления, как правило, ниже 1 мм в 1000 лет. Из-за столь малых скоростей седиментации тонкие слои этих глин представляют длительные интервалы геологического времени. Красные глины содержат ограниченный объем геологической информации, но она полезна. Возраст глин удается определить по содержащимся в них зубам рыб и магнитостратиграфическим методом. Часто присутствует кварц, по обилию которого удается восстановить направление и силу палеоветров. Состав глинистых минералов указывает на климатические условия в областях питания. По со-

[1] Такое описание пелагических (красных или коричневых) глин не охватывает всех их разновидностей. Так сюда не попадает важный тип существенно аутигенных (цеолит-монтмориллонитовых) глин.– *Прим. перев.*

ставу глин может быть сделан вывод о том, что в раннем кайнозое главный источник глинистого вещества был вулканогенный, а в позднем кайнозое – терригенный.

Происхождение и источники глинистых минералов. Источники глинистых минералов океанских осадков тесно связаны с процессами формирования этих минералов. Существуют два принципиально разных подхода к решению проблемы происхождения глинистых минералов. Сторонники первого считают, что глинистые минералы образуются в океанах путем взаимодействия соединений кремния и алюминия. Следовательно, минералогия глин тесно связана с условиями среды на месте осадкообразования. Сторонники второй точки зрения исходят из представления о формировании глинистых минералов в процессах выветривания горных пород на суше и их последующего выноса в океан без существенного изменения. Формирование глинистых минералов – очень важный с геохимической точки зрения процесс. Если он протекает в океанах, то с ним связано осаждение определенных ионов, таких, как K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} и Na^+. С целью выяснения вопроса о месте формирования глинистых минералов за последние два десятилетия проводились исследования в трех основных направлениях:

1. Состав глинистых минералов в реках и их отношение к источникам аллювиального материала.

2. Распространение глинистых минералов в океанских осадках и связь его с климатическими зонами.

3. Радиометрическое определение возраста глинистых минералов с целью выяснить, образовались ли они недавно или их возраст отражает возраст большинства потенциальных материнских пород на континентах[1].

Большое значение для решения проблемы имело изучение Гиббсом [370] распределения глинистых минералов во взвеси речной системы Амазонки. Оказалось, что минеральный состав глинистой взвеси связан с многими факторами, в том числе с типом исходных пород, рельефом, температурой, количеством атмосферных осадков и характером растительности. Было обнаружено, что распределение иллита и хлорита зависит от состава материнских пород и что содержание этих минералов больше (около 75% взвеси) в верхнем течении рек, ближе к истокам в горных районах. Каолинит и монтмориллонит (смектит) составляют бóльшую долю в нижнем течении из-за более интенсивного здесь выветривания. Эти новообразованные минералы составляют до 60% взвешенного материала в теплых гумидных районах нижнего течения реки. Однако Амазонка дренирует более холодные и засушливые горные районы, поэтому в среднем около 80% всего твердого стока представлены вновь эродированным, сравнительно мало измененным материалом. Таким образом, ассоциации глинистых минералов явно отражают состав главных типов почв в областях питания, которые в свою очередь зависят от климатических условий.

Так как тип глинистых минералов в составе почвы строго подчиняется климатическому контролю, разумно допустить, что распределение глинистых минералов в современных бассейнах седиментации связано с климатическими условиями на соседней суше. Это предположение подвергалось проверке несколькими исследователями и оказалось в целом верным. Например, река Апалачикола, дренирующая субтропический регион юго-западной части США, выносит в Мексиканский залив 60–80% каолинита.

[1] Такие исследования проводились для разных систем в СССР, а также для прилегающих к ним морских водоемов.– *Прим. ред.*

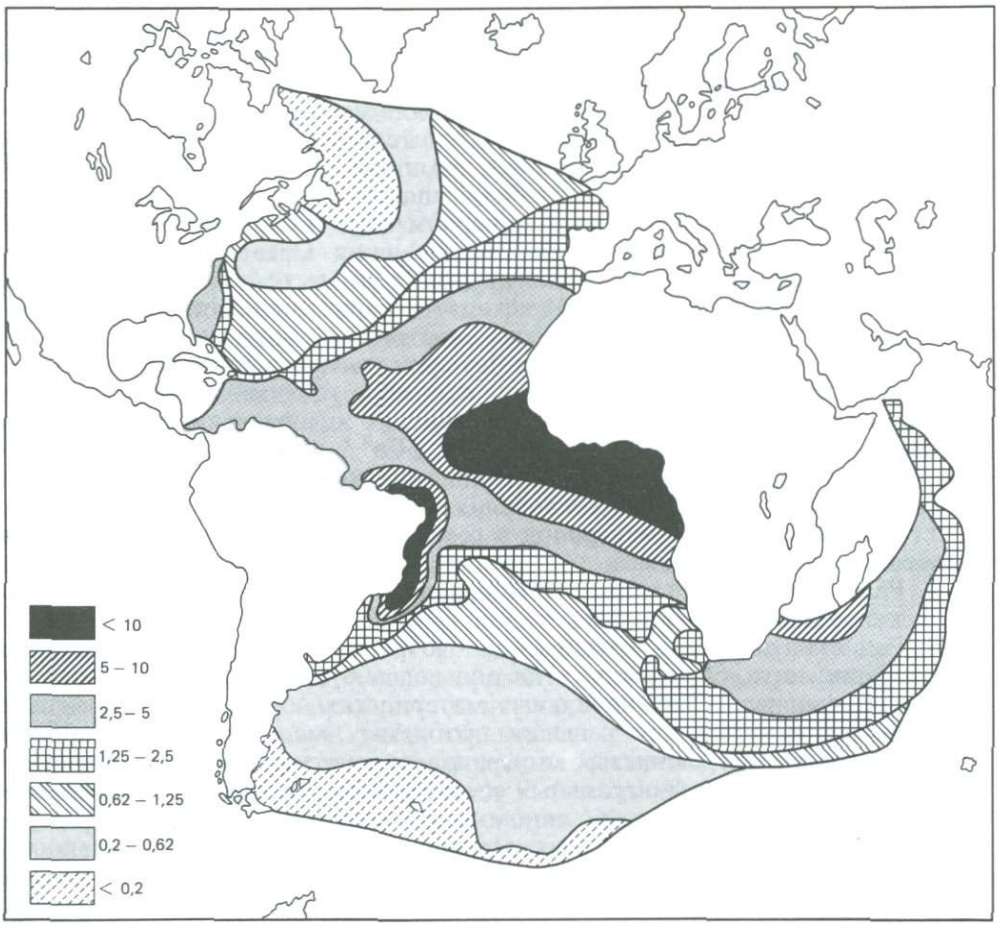


Рис. 13-13. Отношение каолинит/хлорит (отношение площадей пиков на дифрактограммах 3,5 Å) во фракции крупнее 2 мкм поверхностного слоя осадков Атлантического океана. Большие величины отношения обнаружены в тропиках и отражают интенсивное химическое выветривание на соседних континентах [99].

В противовес этому твердый сток Миссисипи, получающей большую часть взвешенного материала из северных районов США с умеренным климатом, содержит всего 10–20% каолинита.

Хотя значительная часть глинистого вещества выносится в океан реками, в удаленных от суши районах преобладают глинистые минералы, перенесенные ветром. Состав глинистых минералов в эоловом материале, как и в реках, тесно связан с климатическими условиями в областях питания[1].

Ассоциации глинистых минералов в океанских осадках часто являются продолжением наземных ассоциаций глинистых минералов [99, 395, 1141]. Связь здесь очевидна. Она подтверждает идею о поступлении глинистых

[1] Изучение минералогии аэрозольного материала над разными частями Мирового океана проведено В. В. Серовой в Институте океанологии АН СССР.– *Прим. ред.*

минералов в бассейны седиментации с суши и их осаждении без изменения. Океанские осадки содержат глинистые минералы, отражающие создавшие их процессы выветривания: хлориты и иллиты распространены в районах с более холодным климатом, а в океане сосредоточены в зонах, примыкающих к континентам с умеренным климатом; каолинит развит в тропических зонах (рис. 13-13, 13-14). Картина распределения монтмориллонита (смектита) менее закономерна. Ареалы его повышенных концентраций более тесно связаны с областями распространения вулканического пепла, который в морской среде обычно замещается монтмориллонитом. Климатическая зональность, однако, не всегда проста: любой глинистый минерал может встречаться в почвах или осадках любой климатической зоны, но тот факт, что отдельные глинистые минералы проявляют тенденцию образовываться при определенном климатическом режиме, приводит к их концентрации. Радиометрический возраст богатых глинистыми минералами осадков также подтверждает терригенную природу большей части глинистых минералов. Если глинистые минералы поступают в океан из континентальных источников выветривания без химических изменений в морской воде, то их радиометрический возраст должен быть сравним с возрастом материнских пород[1]. Например, возраст глины в северо-западной части Атлантического океана очень древний, сопоставим с возрастом материнских пород Канадского щита, тогда как глины Аргентинской котловины отражают выветривание более молодых пород в южной части Южной Америки.

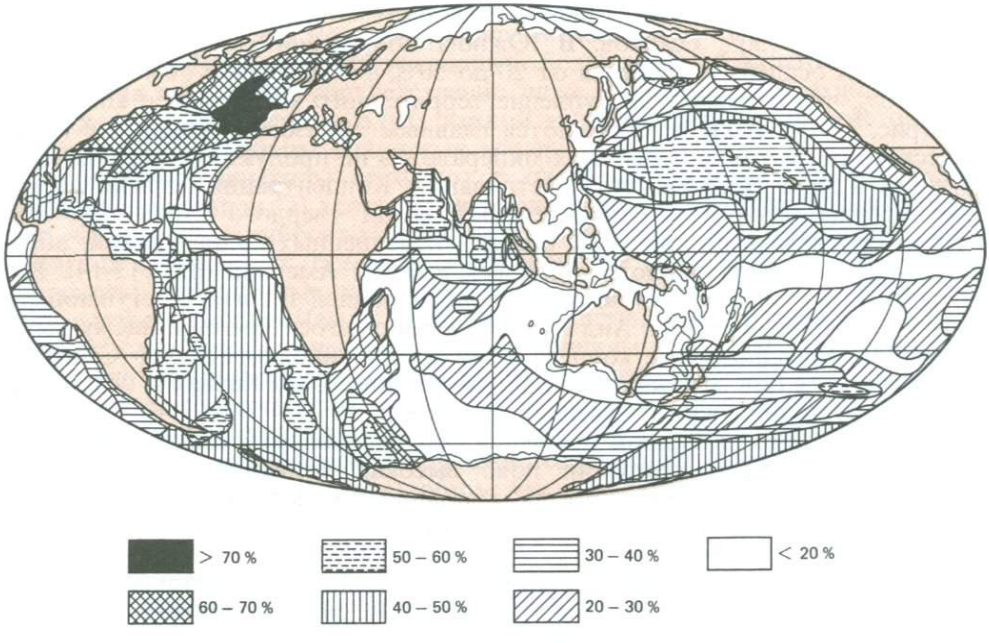


Рис. 13-14. Конкреция иллита во фракции мельче 2 мкм поверхностного слоя осадков Мирового океана. Обращают на себя внимание максимальные концентрации в некоторых районах средних широт [1141].

[1] Обширные исследования возраста глинистых минералов проведены А. М. Крыловым.– *Прим. ред.*

Как показали недавно выполненные исследования в Индийском океане, на распределение глинистых минералов оказывают влияние также придонные течения, транспортирующие и перемешивающие глинистые минералы разных климатических зон. Кроме того, было показано, что монтмориллонит образуется путем изменения базальтов в подводных условиях и почти не переносится после своего образования. Это доказывается приуроченностью монтмориллонита к районам с признаками вулканической деятельности.

Распространение глинистых минералов. Хлорит – неустойчивый глинистый минерал, встречающийся чаще в продуктах не химического выветривания, а механической эрозии. Кислая среда в условиях теплого гумидного тропического климата способствует переходу хлорита в каолинит. Связь с широтной зональностью строгая: большие концентрации хлорита обнаруживаются только в высоких широтах, где физическое выветривание преобладает над химическим. Таким образом, хлорита больше в полярных областях, чем в тропиках. Он выносится в океан льдами или водными потоками и почти не подвергается дальнейшему химическому выветриванию. Содержание хлорита колеблется от 10 до 18% (в среднем 13%) от суммы глинистых минералов океанских осадков. Хлорит может считаться первичным глинистым минералом, поскольку он образуется при процессах метаморфизма, а не в результате химического выветривания или вторичных изменений при почвообразовании.

Иллит (под этим названием объединяют группу слюдистых минералов) является наиболее распространенным глинистым минералом, часто составляющим более 50% осадков. В Южном полушарии содержание иллита в океанских осадках колеблется от 20 до 50%, а в Северном обычно превышает 50%, что отражает поступление терригенного материала с континентов (рис. 13-14). Иллиты образуются главным образом в результате механического разрушения первичных минералов, а не продуктами перекристаллизации в ходе химического выветривания. Концентрация иллита маркирует ареалы разноса и относительный вклад твердого стока рек. Это можно проследить по контурам ареалов повышенных концентраций, образовавшихся за счет твердого стока рек Южной Америки (рис. 13-14). Выносы этих рек отличаются высокой концентрацией иллита, поступающего в результате эрозии пород Анд и не подвергающегося последующему выветриванию. Максимальные концентрации иллита наблюдаются в Северной Атлантике, где они отражают обилие этого минерала в почвах и осадочных породах восточной части Северной Америки.

Наиболее выразительной особенностью распространения иллита в Тихом океане является широкий пояс высоких концентраций между 20 и 40° с. ш., где иллит ассоциируется с большими содержаниями кварца, отражая перенос эолового материала струйными потоками в атмосфере (рис. 13-14).

Каолинит, как и хлорит, характеризуется широтно-зональным типом распределения. Количество его в тропиках в 10 раз выше, чем в полярных регионах. Распределение и количественное содержание этого минерала отражают интенсивность процессов почвообразования в областях сноса. В полярных регионах, где почвообразование из-за отсутствия химического выветривания протекает вяло, в почвах и осадках содержится мало каолинита. Высокие концентрации каолинита в современных морских осадках приурочены к экваториальной зоне, и каолинит можно назвать глинистым минералом низких широт. Обратная связь между распределением каолинита

и хлорита показана на рис. 13-13. Концентрация каолинита колеблется в пределах от 8 до 20% (в среднем 13%) от суммы глинистых минералов океанских осадков. Содержание второго глинистого минерала – гиббсита, часто ассоциирующегося с каолинитом, гораздо меньше. Максимальные концентрации каолинита обнаружены у побережья экваториальной Западной Африки (рис. 13-13). Здесь хорошо выражено постепенное уменьшение содержания каолинита в сторону высоких широт, причем высокие концентрации сосредоточены в зоне между 25° с. ш. и 25° ю. ш.

В восточной части Тихого океана содержание каолинита в осадках низкое, вероятно, из-за отсутствия областей питания на западном побережье Северной и Южной Америки. Горные цепи, протянувшиеся вдоль всего побережья Американского континента, не создают условий для формирования латеритных кор выветривания. Поэтому весь очень небольшой объем поступающего в океан терригенного материала представлен продуктами высокогорного выветривания, обычно отличающимися весьма низким содержанием каолинита. Высокие концентрации каолинита у западного побережья Австралии связаны с латеритными корами выветривания, широко распространенными в пустынях Австралии.

Монтмориллонит (смектит) является продуктом вторичных изменений вулканогенного материала как на суше, так и на дне океана. Он обилен в областях океана с низкими скоростями осадконакопления, близких к источникам вулканогенного материала. Источниками его могут служить либо вулканический пепел, разносимый ветром, либо базальтовое вулканическое стекло подводных извержений океанского дна. Слои вулканического пепла часто превращаются в монтмориллонит менее чем за 20 млн. лет. В Тихом и Индийском океанах монтмориллонита больше, чем в Атлантике, где вулканическая активность соответственно ниже. Максимальные концентрации смектита встречаются в осадках южной части Тихого океана, где они достигают 50% от суммы глинистых минералов[1].

Глинистые минералы образуют в океанских осадках две представительные ассоциации: 1) хлорит-иллитовую в холодных и умеренных широтах, 2) каолинит-гиббсит-монтмориллонитовую в экваториальной зоне и теплых субтропиках. Все океанские глинистые минералы, кроме монтмориллонита, терригенные, поступают непосредственно с континентов, а не образуются в океане. Чемли [173] выявил связь между изменениями ассоциаций глинистых минералов и осцилляциями ледниковых – межледниковых эпох в четвертичное время. Были выявлены длиннопериодные изменения состава ассоциаций глинистых минералов в экваториальной зоне Тихого океана и высказана мысль об их связи с климатическими изменениями в позднем кайнозое. Увеличение содержания иллита и хлорита за последние 3 млн. лет отражает общее уменьшение интенсивности выветривания в областях сноса, вызванное похолоданием климата и усилением оледенения в Северном полушарии, а также воздыманием районов суши, поставляющих осадочный материал в Тихий океан. Однако выполнено еще слишком мало исследований, чтобы можно было уверенно говорить о связях между климатом и составом глин. Возможно, будущие исследования позволят более полно использовать минералогию глин для интерпретации палеоклиматов.

Эоловые осадки. Осадки, перенесенные ветром, называются *эоловыми* по

[1] В эвпелагических глинах южной части Тихого океана, а также в некоторых других районах концентрация смектита достигает 70% и более.– *Прим. перев.*

имени древнегреческого бога ветров Эола, который, согласно «Одиссее» Гомера, жил на острове Эол. Чтобы помочь Одиссею добраться до Итаки, Эол подарил ему все неблагоприятные ветры в крепко завязанном мешке. Но любопытные спутники Одиссея выпустили их, и судно сбилось с курса.

Эоловый материал бывает как вулканического, так и невулканического происхождения. В данном разделе мы рассмотрим перенос ветром невулканического (терригенного) материала. Уже давно стало ясно, что ветер служит важным транспортирующим агентом в океанском седиментогенезе. Чарлз Дарвин [234] был, вероятно, первым, кто это понял. Он наблюдал, как и многие мореплаватели в течение столетий до него, появление над морем пыльных бурь со стороны Сахары. Меррей и Ренар [774] установили, что кварц является важной составной частью океанских осадков, и объяснили это большой ролью ветрового переноса осадочного материала. Эоловые осадки распространены регионально, особенно в районах, примыкающих к аридным зонам суши, таким, как Северная Африка, Австралия, Аравия и западная часть Северной Америки. За исключением районов, защищенных от поступления терригенного материала иного рода, вроде части Срединно-Атлантического хребта, эоловый материал не вносит существенного вклада в океанские осадки. Другие процессы легко маскируют его. Тем не менее очень тонкозернистая фракция океанских осадков в значительной мере сложена материалом ветрового переноса.

Эоловая пыль является незначительным источником поступления растворенных веществ в океане. Микроэлементы могут высвобождаться в результате десорбции при попадании частиц эоловой пыли в океан, но этот процесс имеет гораздо меньшее значение, чем принос вещества с терригенным материалом иного рода. В составе эолового материала выносятся в океан и растворимые компоненты, но преобладающая его часть сложена нерастворимыми кварцем и биогенным кремнеземом. Избыточные количества металлов в некоторых типах океанских осадков должны иметь не эоловое, а иное происхождение.

Перенос пыли. Наиболее благоприятными для формирования эоловых осадков являются регионы с сухим воздухом и устойчивыми пассатными ветрами. В гумидных зонах частицы эоловой пыли вымываются из атмосферы дождями и осаждаются локально. Для дальнего переноса эолового пустынного материала необходимы аридные поверхностные условия, сильные ветры, наличие мелких частиц, восходящие траектории воздушных масс и энергичное перемешивание в тропосфере, поддерживающее частицы во взвешенном состоянии, а в области осаждения – ливневые дожди. Высокие приповерхностные температуры в пустынях создают условия интенсивного перемешивания в вышележащей тропосфере. Из-за инверсии температуры на границе тропосферы и стратосферы перенос частиц контролируется господствующими направлениями ветров в тропосфере. Материал, проникший в стратосферу, подвергается глобальному переносу со скоростью ветра до 500 км/час. Время пребывания частиц размером 2–10 мкм в стратосферных струйных течениях составляет около двух недель.

Пыльные бури из Сахары над Атлантическим океаном – довольно частое явление. Сахара – одна из крупнейших пустынь мира площадью 8,7 млн. км^2 – представляет собой мощный источник эолового материала. Подсчитано, что за пределы Сахары выносится пыльными бурями ежегодно от 60 до 200 млн. т эолового материала. Большая часть этого материала, осаждаясь, входит в состав глубоководных осадков северной приэкваториальной зоны Атлантического океана [340]. Эоловый материал переносит-

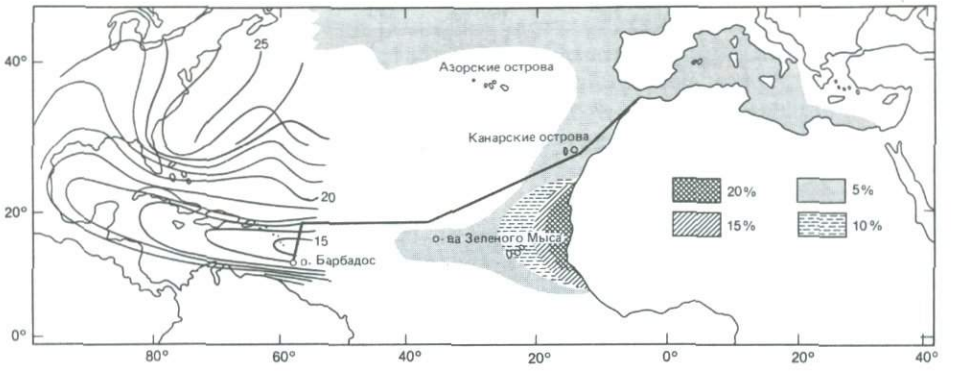


Рис. 13-15. Средняя повторяемость дымки (в %) в летние месяцы в Северной Атлантике, свидетельствующей о распространении пыли в тропосфере, и изолинии продвижения облака вулканической пыли, образовавшейся на островах Зеленого Мыса, по дням между 15-м и 25-м июня 1951 г. (тонкие линии с цифрами) [340]. Жирной линией показан путь судна «Видал», с борта которого проводились наблюдения.

ся через экваториальную Атлантику на огромные расстояния (рис. 13-15). С таким тропосферным переносом пыли связана частая дымка в этом районе.

Одной из первых попыток получить четкие доказательства дальнего разноса пыли была работа Паркина с соавторами [815]. Они собрали неожиданно большие количества красновато-коричневой (летом) и серой (зимой) пыли на острове Барбадос. По гранулометрическому и минеральному составу пыль походила на океанские осадки в соседних котловинах. Эта пыль была принесена северо-восточным пассатом из аридных областей Африки и Европы, удаленных от острова Барбадос на 6000 км. В районе этого острова частицы пыли обычно очень мелкие (40% фракции мельче 2 мкм) по сравнению с более грубой пылью, собранной во время пыльных бурь вблизи Африки (25% частиц крупнее 10 мкм). Эти наблюдения показывают, что пыльные бури способны переносить по воздуху довольно крупные частицы и могут быть причиной накопления в пелагических осадках относительно грубозернистого материала. Чтобы удерживать крупные частицы во взвешенном состоянии в воздухе и не давать им быстро осесть, необходимо интенсивное вертикальное перемешивание нижней атмосферы. Пыльные бури в Австралии представляют собой вторую огромную область питания океана эоловым материалом. Они также способны переносить крупные частицы. Мощная пыльная буря в 1928 г. отложила слой пыли на поверхности в Новой Зеландии, на удалении около 2000 км от Австралии, в количестве от 3 до 30 г/м^2 [376]. Этот материал был отложен также на большей части площади Тасманова моря. Отсюда можно заключить, что тонкозернистый терригенный материал в осадках этого региона отложился в результате эоловых процессов.

Компоненты эоловых осадков. Пыль, собранная в атмосфере, очень тонкозернистая и имеет обычно красновато-коричневый цвет. Главный минерал в ее составе – кварц. Кварц ассоциируется в эоловом материале с другими минералами, такими, как кальцит, и с биогенными компонентами, особенно *опаловыми фитолитами*, пресноводными диатомеями и даже со спорами грибов. Фитолиты представляют собой выделения опала

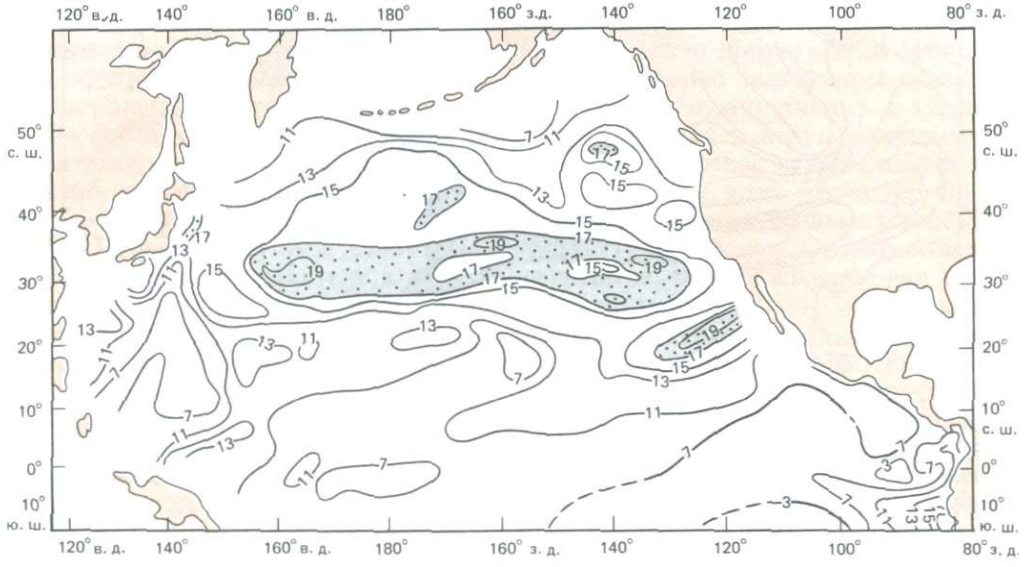


Рис. 13-16. Распределение кварца в осадках северной части Тихого океана. Изолинии – концентрация кварца в весовых процентах в пересчете на бескарбонатный и безопаловый материал. Обращает на себя внимание узкий пояс высоких концентраций в средних широтах, четко отделенный от языка высоких концентраций, связанного с северо-восточным пассатом [761].

($SiO_2 \cdot nH_2O$) в растениях. Они встречаются в наибольших количествах в листьях трав, камышей и тростниковых. Будучи устойчивыми к растворению, фитолиты присутствуют в почвах, пыли и в озерных осадках. Бейкер [24] описал первые ископаемые фитолиты, и с тех пор их стали находить в ископаемых почвах, в континентальных и океанских осадках. Они мелкие (10–200 мкм), но столь обильны, что могут составлять до 4% верхнего слоя почвы и до 5% переносимой ветром пыли. Разнообразие форм фитолитов – палочки, гантели, колпачки и трапецоиды – навело на мысль о разработке их морфологической классификации. Установление взаимоотношений между комплексами фитолитов и типами растительности позволит в перспективе использовать эти образования для диагностики наземной растительности в целях палеоклиматологии.

Фитолитов и пресноводных диатомей больше всего в экваториальных районах, а споры грибов преобладают в средних широтах. Западные ветры средних широт переносят значительные количества терригенного материала, в том числе спор грибов, в западную часть Атлантического океана, но мало – в восточную. Фитолиты и пресноводные диатомеи описаны в глубоководных колонках из тех экваториальных районов, где пыльные бури часты и многие компоненты имеют в воздушной взвеси и в осадках близкие соотношения. Фитолиты и пресноводные диатомеи могут служить индикаторами количества эолового материала, перенесенного пассатными ветрами в экваториальную Атлантику.

Несмотря на палеоклиматическое значение фитолитов, наиболее ценным индикатором ветровой деятельности служит кварц. Кварц образуется только на суше. Он значительно устойчивее к растворению, чем фитолиты и морские кремнистые биогенные остатки. Поэтому кварц сохраняется

в осадках даже тогда, когда большая часть биогенных компонентов (кремнистых и известковых) растворяется. Эоловое происхождение кварца в океанских осадках установили Радчевский [858] для Атлантики, Рекс и Гольдберг [868] и Бискайе [99] для Тихого океана. Бискайе обнаружил хорошую корреляцию между широтным положением аридных областей в Северном и Южном полушариях и процентным содержанием кварца в глубоководных осадках на этих же широтах. Тихий океан представляет собой особенно хороший объект для изучения распределения перенесенного ветром кварца, поскольку значительная часть ложа океана защищена желобами и хребтами от влияния турбидных потоков. Более детальные работы выявили тесную корреляцию между концентрацией кварца в осадках всего Тихого океана и высотными струйными потоками [99]. Четко очерченный пояс обогащения кварцем между 25 и 50° с. ш. отделен от второстепенного языка высоких значений около 10° с. ш., приуроченного к аридным южным районам Северной Америки и связанного с северо-восточным пассатом (рис. 13-16) [868].

Палеоклиматическое значение. Связь между эоловыми осадками, современными ветрами и аридными областями сноса дает нам ключ для прослеживания палеоклиматических условий. Отсюда можно получить информацию о распространении аридных областей (некоторые эоловые частицы, такие, как фитолиты, являются чувствительными индикаторами определенных климатов), о положении зон пассатов, переносящих пыль, и о силе ветров. Районы апвеллингов, в значительной мере связанные с силой ветров, представляют собой принципиально важные зоны высокой биологической продуктивности Мирового океана. Интенсивность апвеллинга контролируется изменениями силы и направления ветра. Таким образом, оценки силы и направления ветров в прошлом служат для суждения о палеопродуктивности вод. Подобная информация нужна, в частности, для того, чтобы отличить воздействие изменения интенсивности апвеллинга на вариации скорости аккумуляции биогенного материала в осадках от изменений в поставке биогенных компонентов (например, кремнезема) в океан.

Положение зоны пассатных ветров в прошлом было изучено по изменениям картины распределения концентрации и гранулометрического состава кварца в Атлантическом и Тихом океанах. В ледниковые эпохи пояса эоловых осадков сместились на несколько градусов к экватору, отражая изменение положения зоны пассатов. Кроме того, в ледниковые эпохи увеличился размер зерен эолового материала, что указывает на усиление ветров. Обилие эолового материала отражает изменения степени аридности и характера растительного покрова в областях сноса. Например, в экваториальной Атлантике концентрация фитолитов и пресноводных диатомей в осадках древнее 1 млн. лет постоянно понижена из-за того, что климат был тогда теплее и в районе Сахары существовали менее аридные условия [816]. В последующий период наблюдаются колебания концентрации биогенного эолового материала, связанные со значительными вариациями палеотемператур в позднечетвертичное время. В ледниковые эпохи климат был гораздо более аридным, что способствовало интенсивному выносу биогенного эолового материала. В межледниковья пресноводные диатомеи в озерных осадках чаще покрывались водой и не развеивались ветром, а фитолиты задерживались в растительной подстилке. Ослабление эрозии почв привело к уменьшению общего количества пыли в атмосфере. В ледниковые эпохи имела место обратная картина.

Вулканогенные морские осадки. Морские осадки вулканического проис-

хождения, или *вулканогенные* осадки, являются либо первичными, либо вторичными. Выделяются следующие типы:

1. Осадки, образованные из перенесенных на дно океана продуктов субаэральных эксплозивных извержений. Они называются *пирокластическими* осадками.

2. Осадки, состоящие из переотложенных обломков вулканических пород, называемые *эпикластическими*[1]. Они могут образоваться как путем переотложения ранее существовавших пирокластических осадков, так и за счет продуктов эрозии вулканических пород подводных извержений.

3. Осадки, образованные на месте, на океанском дне, в результате подводных извержений или путем выпадения из гидротермальных источников. Это морские *аутигенные* осадки или породы. Поскольку они не связаны с сушей, мы опишем их в гл. 14.

Вулканогенный материал вносит существенный вклад в морские осадки особенно вблизи островных дуг, где осадочные клинья, сложенные в основном вулканогенными компонентами, могут иметь мощность до нескольких тысяч метров [659]. Вулканокластический материал, перенесенный в воздушной среде и имеющий наибольшее значение, обычно называют *тефрой*. В это понятие включают кроме пирокластики, выпавшей из атмосферы, также широкий набор отложений различных пирокластических потоков вроде игнимбритов (субаэральных покровов кислых вулканокластитов). Тефра – это греческое слово, означающее *пепел*. В современном понимании оно было введено Тораринссоном [1041]. В 300 г. до н. э. Аристотель применил этот термин к вулканическому пеплу, выброшенному одним из действующих вулканов Италии. В разрезах глубоководных осадков мы имеем дело в основном с материалом пеплопадов, представленным преимущественно (около 90%) *вулканическим стеклом* или *пеплом*. Корреляцией и возрастом глубоководных тефровых отложений занимается наука тефрахронология (см. гл. 3). Очень тонкий пепел может разноситься по всему земному шару, а грубый пепел переносится на расстояния более нескольких тысяч километров. Первичная тефра содержит полевые шпаты, пироксены и другие минералы, а продукты ее вторичного преобразования представлены глинистым веществом (смектитом, палыгорскитом), цеолитами и некоторыми другими минералами. Пемза, представляющая собой вспененную (сильно пузыристую) первичную вулканическую породу, хотя и составляет небольшую долю продуктов вулканизма, но имеет важное значение из-за своей плавучести, обеспечивающей ей широкое распространение в океанах. Пемза может переносить на огромные расстояния прикрепленные к ней живые организмы, что приводит к важным биогеографическим следствиям. Подводные вулканы не эксплозивны. Поэтому, хотя при подводных извержениях могут возникать мощные пирокластические потоки, осадочного материала они создают немного. При дроблении подводных лав образуется некоторое количество вторичного эпикластического осадочного материала[2].

Присутствие вулканогенного материала в районах, удаленных от вулканических очагов, давно подозревалось, но не было доказано из-за маскировки его другим осадочным материалом и диагенетическими преобразова-

[1] Приблизительно соответствуют вулканотерригенным осадкам советских авторов.– *Прим. перев*

[2] Такие продукты подводного дробления пород И. О. Мурдмаа (1976 г.) предлагает называть эдафогенными в отличие от поступающих с суши (терригенных).– *Прим. перев.*

ниями. Несмотря на трудности, предпринимались попытки определить процентное содержание в осадках вулканогенного материала, поступившего эоловым путем в разные районы океана. Установлено, что обломочная фаза осадков северной и южной частей Тихого океана и Центральной Атлантики на 25–75% сложена материалом воздушной взвеси [659]. Хотя разделение на вулканогенную и невулканогенную составляющую не производилось, очевидно, что значительная часть этого материала имеет вулканогенное происхождение. Значение вулканогенного материала предопределяется количеством вулканов, 450 из которых действовали в период после 1500 г. н. э. За прошедшие 500 лет эти вулканы выбросили в общей сложности около 330 км^3 пирокластического материала и 50 км^3 лавы.

В неогене вулканическая деятельность была сосредоточена главным образом в кольце вокруг Тихого океана, в Индонезии и в восточной части *Карибского региона. Следовательно, эти районы испытывали наибольшее* влияние вулканогенной седиментации. Материал поставлялся здесь вулканизмом трех типов: 1) вулканизмом островных дуг и активных континентальных окраин; 2) вулканизмом срединно-океанских хребтов и внутриплитным; 3) континентальным вулканизмом.

Вулканизм, связанный с конвергентными границами плит, характеризуется большим количеством очагов, наиболее крупными извержениями и большой взрывной силой. Лавы очень вязкие, поэтому степень эксплозивности высока. Пирокластический материал составляет 90% от всех твердых продуктов извержений (в вулканах Индонезии даже 99%). Среди вулканогенных компонентов морских отложений доминируют продукты островодужного вулканизма. Срединно-океанский и внутриплитный вулканизм поставляет в океаны гораздо меньше тефры. Извержения здесь значительно *менее эксплозивны из-за малой вязкости лавы. Образовавшийся в небольшом* количестве пирокластический материал концентрируется вблизи вулканических очагов. Подсчитано, что из 330 км^3 пирокластического материала, извергнутого вулканами мира с 1500 г. н. э., 310 км^3 образовалось в островных дугах и в районах активных континентальных окраин. Всего 19 км^3 выброшено вулканами внутри океана, из них 10 км^3 приходится на долю одной Исландии [659].

Большинство вулканов выбрасывает тефру на высоту менее 6 км, распространяя ее поэтому на небольшой площади вблизи очага. В отдельных же случаях сильных взрывов пепел поднимается в стратосферу на высоту более 10–15 км, что приводит к переносу тефры на расстояние 3000–6000 км от центров извержения. Очень тонкий пепел (0,3–1 мкм) может рассеиваться на огромных площадях. Осаждение такого пепла называют *глобальными пеплопадами.*

Физические и минералогические характеристики тефры. Тефра бывает различной по размеру и форме зерен и по составу. Она может состоять из плотных или пористых обломков, стекловатых или кристаллических по структуре частиц, образованных непосредственно путем застывания магмы, а также из обломков вулканических пород более ранних извержений и иногда фрагментов континентальных пород. Часто тефра несет на себе специфические признаки какого-нибудь единичного акта извержения. Выполнена большая работа по установлению критериев, позволяющих отличать тефровые слои друг от друга, выяснить характер извержений, создавших эти слои, и способ транспортировки материала. В качестве таких критериев служат физические, минералогические и химические характеристики тефры. К физическим параметрам относятся цвет, мощность слоев,

их текстурные характеристики. Отдельные частицы различаются по размеру, форме и внутренней структуре. Минералогические характеристики включают минеральный состав, тип и свойства фенокристов (тяжелых минералов) и цвет минералов; показатель преломления стекла отражает в какой-то мере геохимические особенности тефры. Состав тефры может быть лучше всего изучен с помощью электронного микрозонда.

Стин-Мак-Интайр [993] подразделил используемые тефрахронологами отличительные признаки тефры на существенные и дополнительные. *Существенные петрографические характеристики* отражают физическую и химическую природу исходной магмы в момент извержения. Критериями являются кристаллографические особенности, морфология, внутренняя структура и химический состав. *Дополнительные петрографические параметры* сильно зависят, например, от процессов переотложения, выветривания и избирательного осаждения частиц в ходе транспортировки. В качестве критериев используют размер зерен, относительное содержание фенокристов, степень вторичных изменений стекла и минералов. Существенные характеристики, таким образом, позволяют проводить корреляцию разрезов, тогда как дополнительные дают информацию об эксплозивности извержений, о ветрах и о других процессах транспортировки и осаждения.

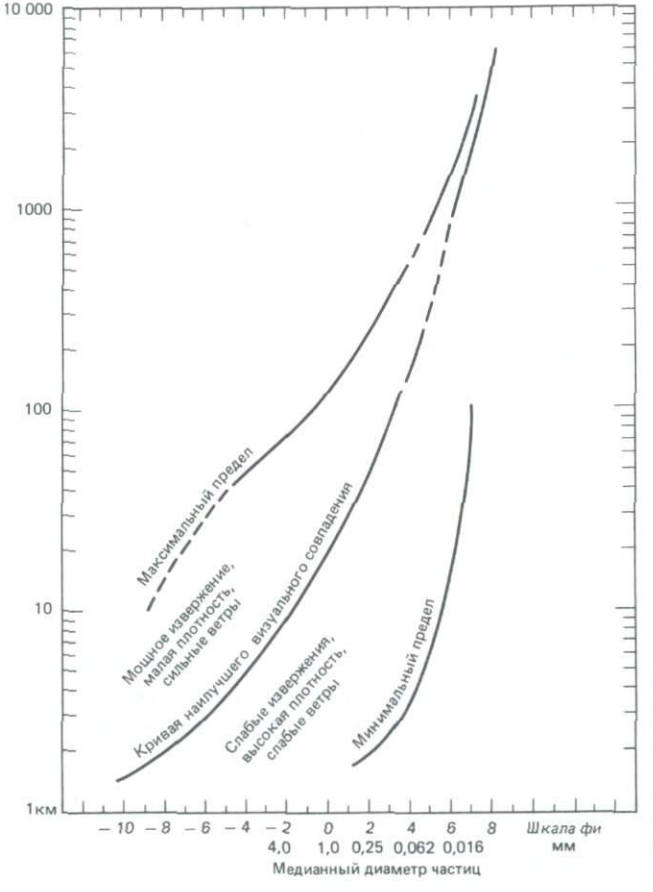


Рис. 13-17. Эмпирическая зависимость между размером вулканогенных частиц и расстоянием от очагов извержений. Показаны поля, характеризующие тип извержения, плотность частиц и силу ветра (по [336] с упрощениями Д. М. Шоу и др. [956]).

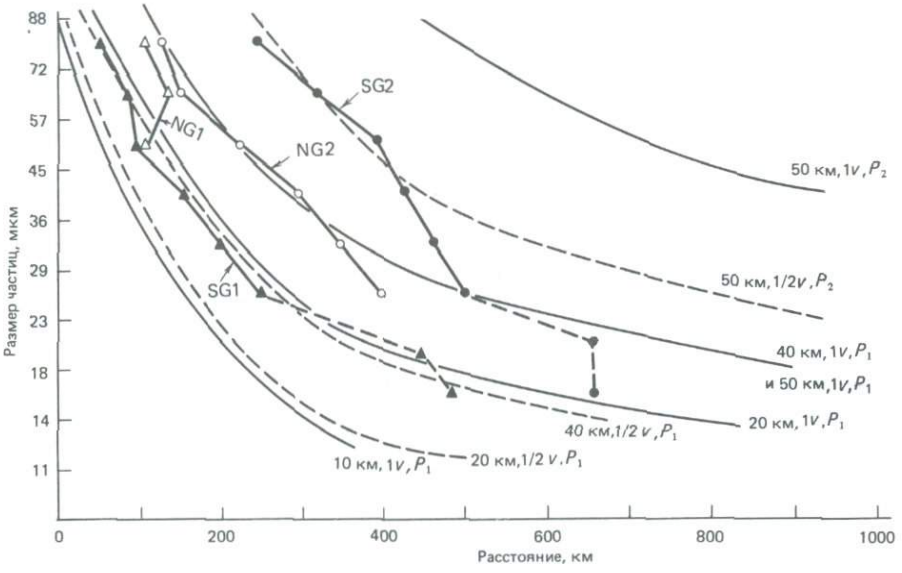


Рис. 13-18. Изменение размера частиц вулканического пепла четырех отдельных извержений с увеличением расстояния от Азорских островов (очага поступления). Материал из колонок поршневых трубок. График показывает аккумуляцию пепла на подветренной стороне от источника – максимумы скоростей накопления восьми выбранных фракций. Жирные линии с кружками – положение максимумов для четырех извержений, обозначенных индексами NG1, SG1, NG2 и SG2. Теоретические кривые (тонкие линии) указывают полученные расчетным путем высоты четырех эруптивных туч: 10, 20, 40 и 50 км, при средней скорости ветра $1v$ или $^1/_2v$ (пунктирные линии), где v – современная средняя скорость ветра для Северной Атлантики. Теоретические кривые обозначены индексами P_1 и P_2, указывающими на то, какой из расчетных максимумов использован [500].

Для классификации вулканогенных осадков имеет значение гранулометрический состав тефры. Тефра бывает представлена:

вулканическими бомбами диаметром более 64 мм;

лапиллями диаметром 2–6 мм;

пеплом – частицами размером мельче 2 мм.

Вопрос об изменении размера зерен тефры в зависимости от расстояния до центра извержения изучался разными авторами. Одно из ранних исследований, проведенное на материале из кратерного озера Геклы и других извержений (рис. 13-17), показало, что медианный диаметр в целом уменьшается с увеличением расстояния от источника [336]. Сортировка по мере удаления от очага улучшается, поскольку крупные обломки падают вблизи вулкана, тем самым расширяя диапазон размеров частиц накапливающейся здесь тефры. Характеристики гранулометрического состава прослоя тефры контролируются многими факторами, в том числе вязкостью магмы и содержанием в ней газов, а значит, эксплозивностью извержений (рис. 13-18). От этих факторов в свою очередь зависят размер, форма и плотность образующихся обломков, а также углы и высота выбросов. Остальными важными переменными параметрами являются скорость ветра, турбулентность, плотность, давление и влажность воздуха.

Для распознавания отдельных тефровых прослоев пользуются широким набором минералогических критериев. Сюда относятся свойства стекол,

пемзы, шлака, фенокристов, зональных плагиоклазов, кварца, пироксена, роговой обманки, непрозрачных тяжелых минералов, таких, как магнетит, а также цвет минеральных зерен. Минералы в вулканическом пепле хорошо сортируются при ветровом переносе.

Источники поступления. Лисицын [659] различает три главных типа пеплопадов:

1) *локальный*;
2) *тропосферный*;
3) *глобальный*.

Эти категории в значительной мере зависят от эксплозивности, объема выбрасываемого материала и продолжительности извержений. Сила ветра имеет второстепенное значение в проявлении при извержениях того или иного типа пеплопадов.

Локальные пеплопады отлагают пирокластический материал в пределах первых сотен километров от очага. Поступающий материал в целом разнородный, плохо сортированный. Концентрация тяжелых минералов уменьшается при удалении от источника. Характерна сортировка минералов по размеру при ветровом переносе (рис. 13-17, 13-18).

Тропосферные пеплопады отлагают материал на расстоянии от первых сотен до первых тысяч километров от очагов. Пепел может находиться в атмосфере от нескольких дней до одного месяца. Чтобы выбросить частицы на высоту 5–12 км, нужна большая сила взрыва. Такие извержения представляют собой в геологическом масштабе времени довольно обычное явление, случаясь примерно $5 \cdot 10^5$ раз за миллион лет. Хорошая сортировка частиц пепла связана с эксплозивностью и расстоянием от источника (рис. 13-18). Слои пепла на расстоянии более 1000 км от источника тонки, равномерны по мощности и состоят преимущественно из частиц стекла размером 1–20 мкм с примесью кристаллов. Слои пепла, отложенные ближе 1000 км от источника, состоят преимущественно из частиц размером от 20 до 100 мкм (рис. 13-18) [500].

Глобальные пеплопады представлены исключительно тонкозернистым пеплом, который циркулирует вокруг земного шара, характеризуясь весьма длительным временем пребывания в атмосфере (до нескольких лет). Распространен пепел на огромных площадях, причем ареалы имеют широтное простирание. Этот материал осаждается независимо от расположения источников. Вулканизм, создающий глобальные пеплопады, имеет большое значение как поставщик тонкозернистого абиогенного материала в глубоководные пелагические осадки. Медианный диаметр пепла данного типа равен примерно 0,3–1 мкм; материал крупнее 3–5 мкм встречается редко. Из-за тонкозернистости такой пепел трудно отличить от других осадочных компонентов.

Окончательное осаждение тефры на дно морей и океанов контролируется действием многих следующих за извержением агентов переноса. Сюда относятся ветер, океанские течения, перенос льдами, переотложение турбидными потоками и другими придонными течениями.

Распространение морских тефровых отложений. Вулканогенный осадочный материал выносится в открытый океан разными процессами: ветром, субаэральными и субаквальными пирокластическими потоками, последующей субаэральной или подводной эрозией, временными потоками, океанскими течениями, в том числе придонными течениями и турбидными потоками, морскими льдами и айсбергами.

Тефра подводного базальтового вулканизма имеет только локальное

распространение, и поэтому возможности ее использования в целях тефрахронологии ограниченны, тогда как продукты высококремнеземистого вулканизма встречаются повсеместно. Количества вулканокластического материала, извергнутого подводными вулканическими горами, неизвестны, но ясно, что они зависят от эксплозивности магмы и глубины океана над очагом извержения.

Глобальные закономерности распределения ветров определяют как направление, так и расстояние, на котором выброшенная при извержении тефра осаждается (рис. 13-19). Главные пояса ветрового переноса тефры очевидны. Между 20° с. ш. и 20° ю. ш., в зоне господства восточных ветров, протягивается пояс западного переноса тефры, а на более высоких широтах, где превалируют ветры западных румбов, наблюдаются пояса, вытянутые на восток от источников. Господствующие ветры концентрируют основную массу пепла в этих поясах (рис. 13-19), хотя имеются также по-иному ориентированные ареалы, связанные с противоположными направлениями ветров в разных слоях атмосферы. Закономерности распространения пепла служат полезным критерием при определении широтного положения границ между главными системами циркуляции атмосферы в прошлом.

В целом пепел выпадает из пепловой тучи с любой стороны от кратера, но при устойчивом ветре во время извержения он накапливается преимущественно на подветренной стороне (рис. 13-20). Поэтому поля тефры обычно вытянуты от источника по ветру. Если направление ветра над кратером сходно на всех высотах, то ареалы тефры имеют сильно вытянутую форму, если же направление ветра меняется с высотой, то ареалы приобретают не-

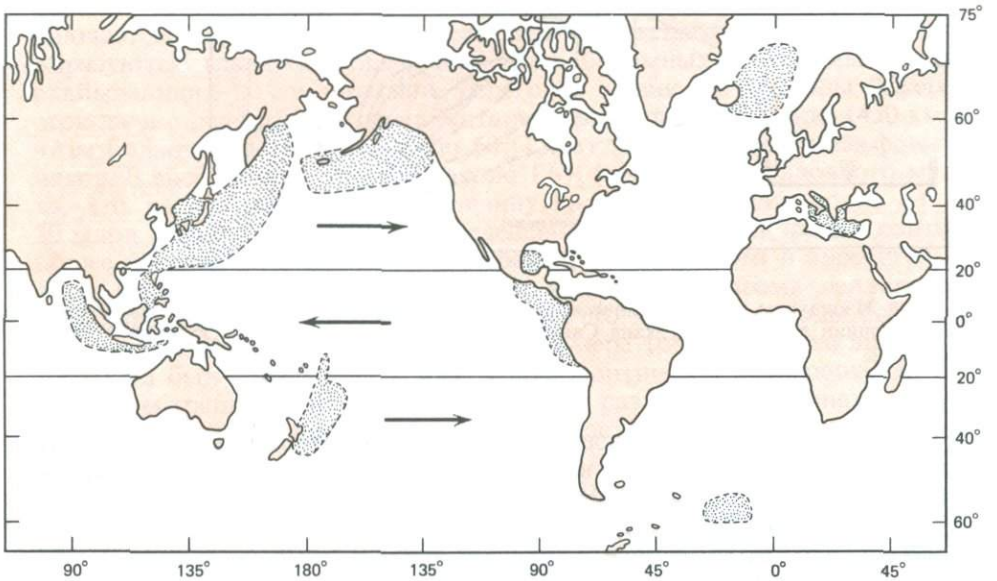


Рис. 13-19. Генерализованная схема главных ареалов современного распространения грубозернистого вулканического стекла на дне Мирового океана. Распространение стекла контролируется положением вулканических источников и направлением господствующих ветров в нижней тропосфере. Значительные различия направления ветра по вертикали в тропосфере, а также между тропосферой и стратосферой привели к более сложным контурам некоторых ареалов, не показанных на данной схеме. (Рисунок любезно предоставлен Д. Нинковичем.)

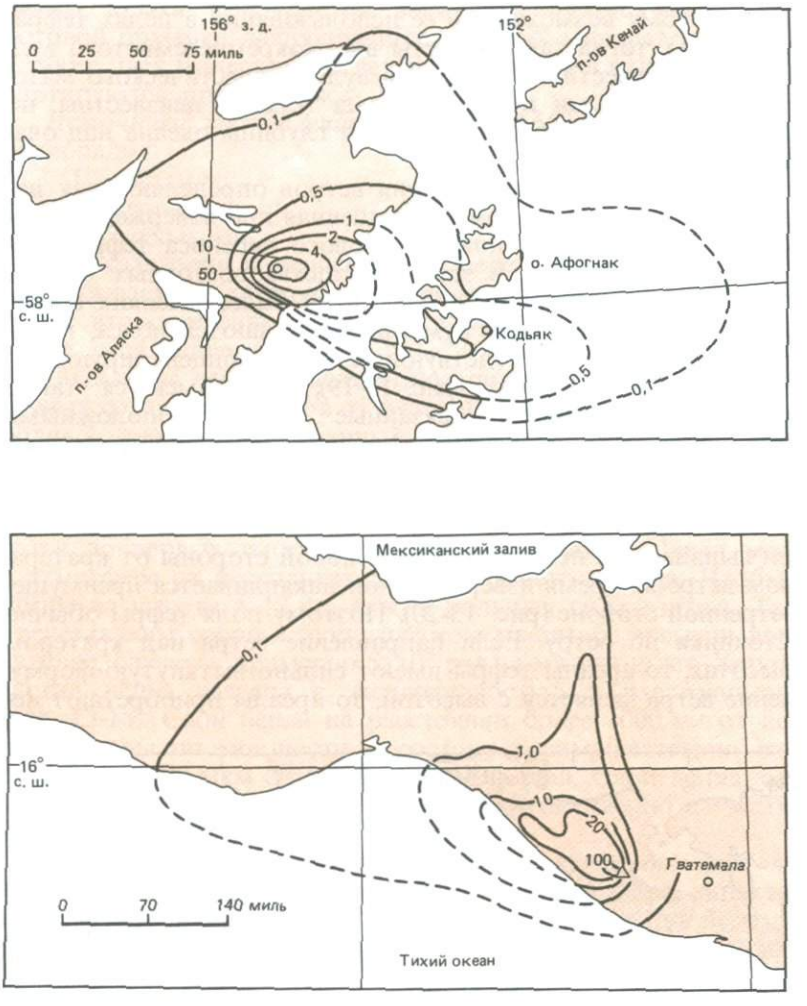


Рис. 13-20. Изопахиты слоя вулканического пепла извержения вулкана Катмай на Аляске (наверху, изолинии в футах) и вулкана Санта-Мария в Гватемале (внизу, изолинии в сантиметрах) [282].

правильные очертания. При слабом ветре не возникает никакой преимущественной ориентации и пепел выпадает в округлом ареале вокруг кратера.

Пепел в глубоководных осадках встречается либо в виде дискретных пепловых прослоев, либо рассеян в массе осадков других типов. В отличие от рассеянного пепла пепловые прослои явно маркируют моменты максимальной активности эксплозивного вулканизма в областях питания. В районе к востоку от Новой Зеландии отчетливые пепловые прослои образовались только при скоростях поступления тефры (с размером частиц от 11 до 88 мкм) более 100 мг на 1 см^2 в 1000 лет [1114]. Малые количества пепла, поступающие на дно океана, которые потенциально могли бы создать тонкие пепловые прослои, смешиваются с другими осадками в результате био-

турбации. Следовательно, в любом случае разрезы тефры в морких осадках дают лишь неполное представление об эксплозивном вулканизме в областях питания. Небольшие извержения, играющие существенную роль в осадкообразовании на расстоянии менее 100 км от очага, обычно не фиксируются в глубоководных осадках или дают лишь рассеянную примесь *тонкозернистого пепла.*

Океанские ледниковые отложения. Земля – в значительной мере ледниковая планета. В обеих ее полярных областях имеются в настоящее время ледниковые щиты: огромные, мощностью до 4300 м, в Антарктиде и гораздо меньший в Гренландии. В течение четвертичных ледниковых эпох ледниковые щиты покрывали обширные площади на материках Северного полушария и играли большую роль в океанском седиментогенезе. Современное (*голоценовое*) *межледниковье не типично для позднего кайнозоя, так как* обычно ледниковые осадки имели значительно более широкое распространение. Тем не менее даже в течение межледниковий, хотя бы из-за существования постоянного ледникового щита в Антарктиде, ледниково-морские осадки преобладают на обширных площадях океанского дна, составляя почти нацело продукты денудации одного из шести континентов Земли (Антарктиды). В эпохи оледенений вынос ледникового материала *в океанские осадки преобладал на двух континентах* (*Антарктиде и Северной Америке*) и на одном субконтиненте (Европе). Один из главных процессов выноса терригенного материала связан с таянием льда. Разнос терригенного материала плавучими льдами обусловливает накопление вокруг Антарктиды *марино-гляциальных осадков.*

Льды и айсберги. Ведущую роль в ледовом транспорте осадочного материала в Антарктиде играют айсберги. Морские льды не имеют почти никакого *значения, так как широкое распространение шельфовых ледников* исключает возможность попадания в них терригенного материала. Айсберги образуются главным образом за счет огромных шельфовых ледников, окаймляющих почти половину береговой линии Антарктиды. Ежегодный сток льда с ледникового щита Антарктиды составляет около 1450 км^3; при этом большая часть льда (около 60%) идет на построение шельфовых ледников. В айсбергах содержится около 1,6% (по объему) осадочного материала, что дает максимальную величину годового твердого стока от 35 до 50 млрд. т [659]. С развитием оледенения и ледниковой эрозии континента общее количество осадочного материала, заключенного в айсбергах, менялось. Например, предполагается, что в настоящее время ледники скорее предохраняют континент, чем эродируют его. Ранние периоды более активной эрозии постепенно сошли на нет по мере того, как легко эродируемый материал был израсходован или рельеф континента выравнивался. Поэтому концентрация материала айсбергового разноса в бассейнах вокруг Антарктиды в четвертичное время не отражает долговременных условий марино-гляциальной седиментации. Количество айсбергов и их размеры наибольшие в районах крупных шельфовых ледников, особенно на внутренних окраинах морей Росса и Уэдделла. Круговороты течений в обоих морях выносят айсберги на север, в Антарктическое циркумполярное течение. К северу плотность айсбергов быстро убывает и становится ничтожно малой севернее Антарктической конвергенции. Но грубообломочный материал айсбергового разноса встречается на дне океана далеко к северу от современных пределов распространения айсбергов; это указывает на то, что *ареалы дрейфа айсбергов были временами шире, чем сейчас.*

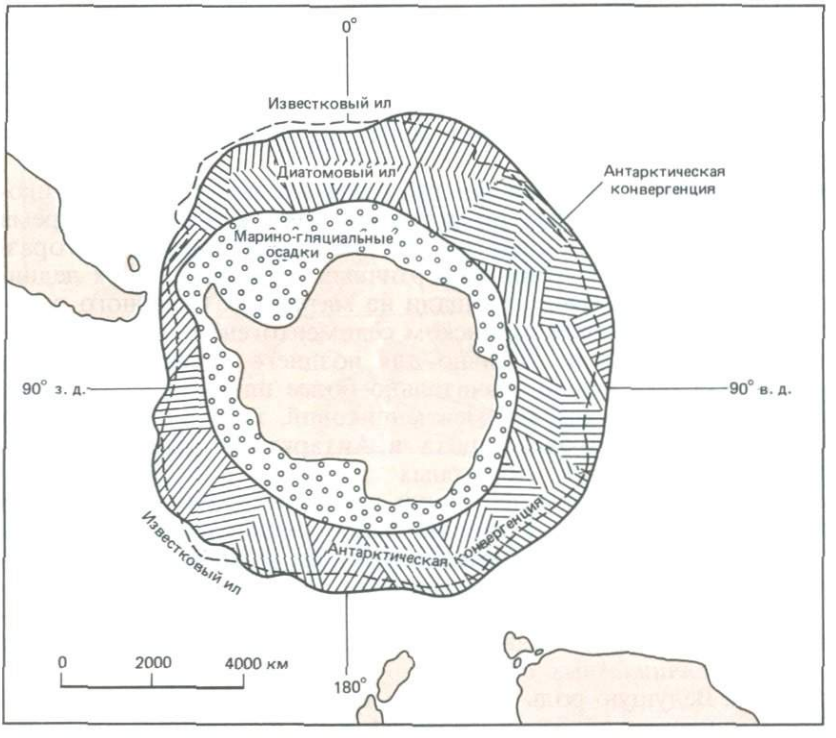


Рис. 13-21. Общая схема распространения поверхностных осадков в Южном океане вокруг Антарктиды [437].

Марино-гляциальные осадки Антарктиды[1]. Филиппи в 1910 г. предложил термин «марино-гляциальные осадки» (нем. glazial marine ablagerungen, англ. glacial marine sediments) для обозначения морских осадков Антарктиды с большим содержанием представленного «горной мукой» (ледниковой мукой) *силта и грубого несортированного обломочного материала и* с малым количеством кальцита и биогенного материала. Для айсберговых осадков характерно беспорядочное распределение песчаных зерен и грубообломочного материала в массе глины. Марино-гляциальные осадки образуют *широкий пояс вокруг Антарктиды (рис. 13-21), встречаются в Арктике* и на небольших площадях в северных частях Атлантического и Тихого океанов. Антарктический пояс имеет ширину от 300 до 1000 км и представлен отложениями от тонких глинистых илов до скоплений валунов. Северная граница распространения марино-гляциальных осадков примерно совпадает с изотермой поверхностных вод 0°С, контролирующей таяние айсбергов. Гуделл с соавторами [384] относят к марино-гляциальным осадки, содержащие более 30% песка и более крупных обломков при отношении силта к глинистой фракции более 1,0, чаще более 2,0. По мнению многих исследователей, такое понимание слишком узкое, поскольку из категории марино-гляциальных при этом исключаются многие осадки явно ледniko-

[1] Детальное описание осадков Антарктиды и карты их распространения и состава приведены в Атласе Антарктиды, т. I, II (1966, 1969).– *Прим. ред.*

вого происхождения, залегающие внутри айсбергового пояса и не имеющие никаких признаков переотложения. Гуделл на основании структурных и генетических критериев выделяет вокруг Антарктиды четыре сменяющие друг друга широтные зоны марино-гляциальных осадков. Самая южная зона представлена недифференцированными прибрежными отложениями подводных моренных глин, гравия, песков и биогенного материала. Не переработанные морскими процессами моренные глины занимают внутреннюю треть континентального шельфа Антарктиды. Их грубообломочная фракция сложена угловатыми обколотыми обломками пород с ледниковой штриховкой размера гальки или гранул. К северу эта зона сменяется песчано-силтовыми осадками, похожими на осадки южной зоны, но являющимися промежуточными между более легко диагностируемыми марино-гляциальными отложениями внешнего шельфа–склона–и пелагическими глинами абиссальных глубин. Они отражают уменьшение содержания грубообломочного материала по мере удаления от континента. Эта зона граничит на севере с глинисто-силтовыми осадками и пелагическими[1] глинами, также содержащими рассеянный обломочный материал айсбергового разноса. Силтово-глинистые осадки в свою очередь переходят на севере в биогенные кремнистые или известковые илы[2]. Таким образом, скорость накопления и содержание грубозернистого материала марино-гляциальных осадков тесно связаны с расстоянием от берегов Антарктиды. Скорости осадконакопления зависят также от путей прохождения айсбергов, контролируемых общей циркуляцией вод, трассами штормов и распространением паковых льдов. Предложено несколько схем классификации марино-гляциальных осадков. Они базируются в основном на различиях в составе осадков и относительной роли материала, непосредственно переносимого льдами, переработанного и нормально-осадочного. Андерсон с соавторами [11], Куртц и Андерсон [619] предложили следующую классификацию:

Ортотилль: осадки, отложенные льдом, движущимся по грунту[3].

Структура–отсутствие сортировки; материал размером от валунов до глины; гравийно-песчаные илы.

Текстура–массивная, неупорядоченное распределение обломочного материала.

Ископаемые остатки–обычно отсутствуют, за исключением встречающихся иногда переотложенных форм.

Распространение–ограничено пределами континентального шельфа; могут иметь значительную мощность (до десятков метров).

Паратилль: осадки, отложенные плавучим льдом, подвергающиеся последующему воздействию морских процессов.

Выделяются два типа:

Остаточный (резидуальный) паратилль–паратилль, перемытый морскими течениями с образованием остаточных скоплений крупнозернистого материала.

Структура–более грубозернистая по сравнению с ортотиллем; тонкозернистый материал обычно отсутствует; гравелистые пески.

Текстура–слоистость от грубой до хорошо развитой.

---

[1] Точнее, гемипелагическими айсберговыми.–*Прим. перев.*

[2] Эта схема не подтверждается фактическим материалом.–*Прим. ред.*

[3] По сути дела это подводная (морская) морена.–*Прим. перев.*

Распространение – на континентальной окраине; значение убывает по мере удаления от края льдов.

Комбинированный паратилль – паратилль, образованный в результате сочетания ледового разноса и нормальной гемипелагической седиментации.

Структура – более тонкозернистая по сравнению с ортотиллем, иногда бимодальный гранулометрический спектр; галечные или песчаные илы.

Текстура – слоистость от грубой до хорошо развитой.

Распространение – могут встречаться всюду в пределах пояса ледового (айсбергового) разноса.

Скорости накопления ледово-морских осадков контролируются четырьмя *факторами:*

1) скоростью ледовой эрозии континента;
2) термальной структурой континентальных или шельфовых ледников с вытекающими отсюда особенностями эрозии и таяния;
3) шириной шельфов;
4) температурой морских вод.

Значение и взаимодействие этих процессов до сих пор не выяснены. Предложены различные модели [9]. *Шельфовый ледник с сухим основанием* обусловливает промерзание дна и замедляет таяние айсбергов (рис. 13-22). *Осадки будут накапливаться на большем расстоянии от области сноса. Шельфовые ледники с водным основанием* будут быстро таять у берега, теряя основную часть своего осадочного материала еще подо льдом, на шельфе, на месте таяния основания (рис. 13-23). Малое количество обломочного материала ледового разноса на дне абиссальной котловины рядом с морем Уэдделла указывает на небольшую интенсивность марино-гляциальной седиментации в этом районе и на то, что шельфовые ледники в восточной части моря Уэдделла имеют водное основание. На рис. 13-22 и 13-23 показано изменение характера марино-гляциальной седиментации *в условиях шельфовых ледников в течение цикла, начинающегося со стадии* наступления ледника с сухим основанием (вероятно, представляющей раннюю стадию оледенения) и кончающегося стадией отступания ледника с водным основанием (вероятно, относящейся к межледниковой стадии).

Выпадение осадков из замерзающего шельфового ледника, по-видимому, минимально, так как включенный в лед обломочный материал в холодных прибрежных районах не высвобождается. Вблизи замерзающих шельфовых ледников шельф покрыт преимущественно илами и илистыми песками. На внешнем краю толстых морских льдов может начаться таяние *айсбергов снизу, что приводит к отложению в этом отдаленном районе* песчанистых илов. В море Уэдделла такой район совпадает с континентальным склоном. Таяние шельфового ледника снизу на стадии водного основания должно привести к быстрому накоплению гравелистых илистых песков вблизи ледника. Переход от сухого (холодного) основания к водному (теплому) будет вызывать отламывание нагруженных осадками айсбергов и сокращение покрова толстых морских льдов за счет быстрого таяния. В геологических разрезах это будет выражено в виде увеличения содержания обломочного материала ледового разноса вблизи континента. *Неизвестно, какое влияние такой прибрежный обломочный материал оказывает* на глубоководное осадконакопление, но зона ледового разноса в условиях сухого основания шельфовых ледников должна распространяться дальше на север.

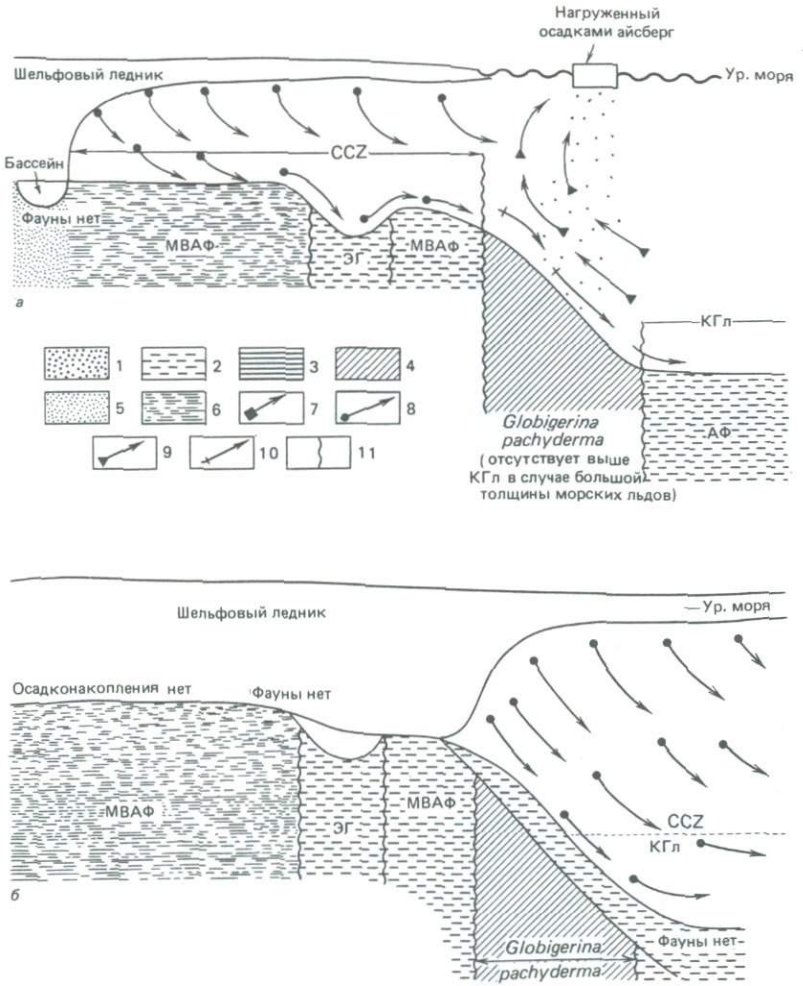


Рис. 13-22. Схематические разрезы через континентальную окраину Антарктиды, демонстрирующие распространение фаций осадков и комплексов бентосных фораминифер. *а* – в условиях выдвигающегося шельфового ледника с сухим основанием (средняя стадия оледенения?); *б* – при развитой стадии выдвинутого шельфового ледника с сухим основанием (ледниковая эпоха?). CCZ – район, в котором $CaCO_3$ не осаждается и не сохраняется; КГл – компенсационная глубина карбонатонакопления [9]. Типы осадков (неотсортированные осадочные отложения): *1* – пески; *2* – илы; *3* – диамиктон; *4* – песчаный ил; *5* – гравелистый илистый песок; *6* – илистый песок. Водные массы: *7* – пресная вода на шельфе; *8* – соленая вода на шельфе; *9* – теплая глубинная вода; *10* – антарктическая придонная вода; *11* – границы биофаций. Биофации: ФШЛ – фация шельфового ледника; ПВШФ – пресноводная шельфовая фация; ГВИАФ – глубоководная фация известковых и агглютинирующих фораминифер; МВАФ – мелководная фация агглютинирующих фораминифер; АФ – фация агглютинирующих фораминифер; ЭГ – эвригалинная фация.

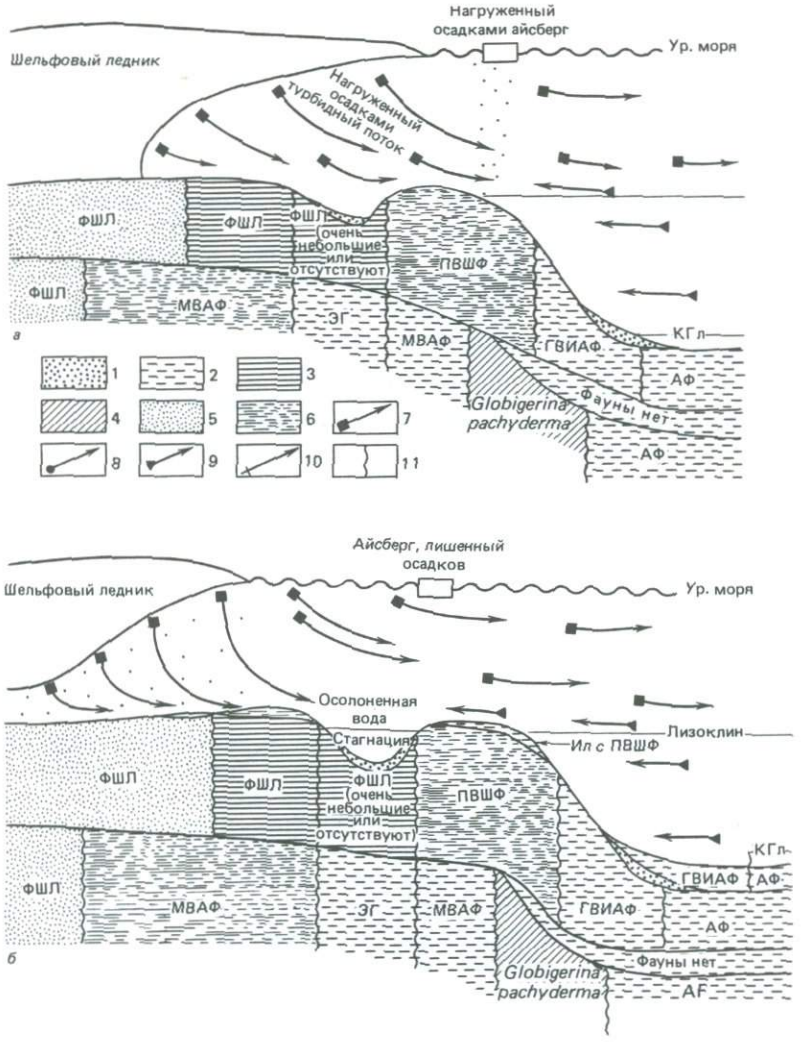


Рис. 13-23. Схематические разрезы через континентальную окраину Антарктиды, демонстрирующие распространение фаций и комплексов бентоносных фораминифер. *а* – при отступании шельфового ледника с водным основанием (ранняя стадия межледниковья?); *б* – при отступившем шельфовом леднике с водным основанием (межледниковье?) [9]. Условные обозначения и буквенные индексы те же, что на рис. 13-22.

Марино-гляциальные осадки Арктики. Обширных ледниковых щитов в Северном полушарии в голоцене (последние 10 тыс. лет) не существовало, и северные полярные районы были заняты океаном, окруженным континентами. Поэтому распространение и характер марино-гляциальной седиментации здесь несколько иные, чем в Антарктиде. Специфика процессов седиментогенеза в Северном Ледовитом океане определяется тем, что в течение большей части года покров морских льдов препятствует переносу терригенного и мелководного осадочного материала поверхностными течениями и ветром. Летом, когда морские льды раскалываются, нагруженные оса-

дочным материалом ледовые острова, айсберги и ледяные поля дрейфуют через Арктику, движимые господствующими течениями и ветрами, и по мере таяния откладывают свой груз на дно[1]. Почти полное отсутствие шельфовых ледников вокруг массивов суши открывает потокам дрейфующих льдов свободный доступ к прибрежным мелководным осадкам. Потоки льда, соскабливая осадки и примерзая ко дну, захватывают осадочный материал, который затем при таянии льда на поверхности и наращивании нового льда снизу совершает путь наверх.

Осадочный материал, вмерзающий в паковые льды[2] у устьев рек и вблизи береговой линии, также вносит свой вклад в осадконакопление в Арктике. Речной паковый лед разламывается во время весенних паводков раньше, чем успевает растаять прибрежный паковый лед. Устремляющиеся вниз по течению льдины выносят в море большие количества осадочного материала. Осадочный материал переносится до тех пор, пока лед не растает или не перевернется. Ледово-морские осадки Арктики гораздо более тонкозернистые по сравнению с их аналогами в Антарктиде, что отражает более высокое содержание ила в переносимом льдами материале. Основным источником осадочного материала в Арктике служат области вечной мерзлоты, откуда поставляется преимущественно тонкозернистый материал. Многие крупные реки, впадающие в Северный Ледовитый океан, текущие, как правило, через обширные прибрежные равнины, имеют очень малые уклоны русел. Относительно грубозернистые фракции их выносов оседают на шельфе сразу же, как только поток теряет скорость. Большая часть песка и гальки застревает в дельтах и прибрежной зоне.

Накопление марино-гляциальных осадков в четвертичное время. Распределение четвертичных марино-гляциальных осадков показывает, когда, где и с какой скоростью осадочный материал осаждался из тающих льдов на дно полярных морей, как менялась палеоциркуляция, каковы были размеры материковых и шельфовых ледников. Руддиман [881] рассчитал скорости аккумуляции марино-гляциальных осадков в разных океанах за четвертичное время с целью выявления роли изменений положения и размеров ледниковых щитов в осадкообразовании. Его работа показала, что в субполярной Северной Атлантике (62%) и в поясе вокруг Антарктиды (12%) накопилась преобладающая часть (74%) материала ледового разноса. Остальное отложилось в Северном Ледовитом океане (6%), в северных районах Тихого океана (8%) и в Норвежском море (12%). В Северную Атлантику, к югу от широты Исландии, поступило примерно 60% песка, перенесенного льдами во всем мире. Малое поступление ледового материала в Южном полушарии вызывает удивление. Это нельзя объяснить выносом льдов на север, за пределы морей Антарктиды, и отложением ледово-морских осадков на более низких широтах, поскольку расчеты Руддимана охватывают как ледниковые, так и межледниковые максимумы осадконакопления. По-видимому, Южный океан получает в целом очень мало обломочного материала ледового разноса. При площади, в шесть раз превышающей площадь Северной Атлантики, суммарная масса поступающего с континента терригенного материала здесь в пять раз меньше. Скорости осадконакопления низки частично из-за того, что Антарктида представляет

[1] Дрейф льдов в Арктике идет круглогодично, летом вскрывается только пояс припайных льдов.– *Прим. ред.*

[2] Автор употребляет термин «паковый лед» (pack ice) неточно: речь идет о припае и речных льдах.– *Прим. перев.*

собой полярную пустыню с небольшим количеством атмосферных осадков, а ледники, имеющие, вероятно, сухие основания, несут мало осадочного материала. Кроме того, покров льда предохранял Антарктиду в позднечетвертичное время от разного рода субаэрального выветривания, снабжающего обломочным материалом флуктуирующие ледниковые щиты. В четвертичное время в северной части Тихого океана было мало мест зарождения айсбергов, что и обусловило низкие скорости аккумуляции здесь марино-гляциальных осадков.

Осадки внеземных источников. Незначительную часть океанских осадков составляют микрометеориты, непрерывным дождем выпадающие на Землю. Их следует поэтому рассматривать отдельно от терригенных осадков. Микрометеориты встречаются в заметных количествах только в очень медленно накапливающихся океанских осадках, особенно в коричневых (пелагических) глинах. Микрометеориты представлены мелкими стекловатыми частицами, которые называются *микротектитами*. Первым обнаружил их в 1967 г. Билли Гласс в осадках Индийского океана, по соседству с ранее хорошо известным полем *тектитов* Западной Австралии. Микротектиты имеют обычно диаметр от 30 мкм до 1 мм и округлую, каплевидную, гантелевидную форму (рис. 13-24). Цвет их различен, но чаще желтовато-коричневый или коричневый. Характер поверхности разнообразен, от гладкой стекловатой до неровной с вмятинами неправильной формы. У большинства поверхность гладкая с неглубокими вмятинами. Скорость накопления *микротектитов определяется величиной около* 0,00002 мм *в* 1000 *лет, но* в некоторых четко выраженных горизонтах разрезов глубоководных осадков количество космогенного материала бывает иногда значительно больше. Получение большего количества данных о концентрациях микрометеоритов представляет особый интерес, поскольку они являются индикаторами *космических катастроф*.

Тектиты – это небольшие, диаметром от 2 до 4 см, стекловатые образования, цвет которых варьирует от черного до прозрачно-зеленого. Их находки локализованы на поверхности Земли в определенных районах, именуемых *эллипсами рассеивания* (strewn fields). Тектиты похожи на обсидиан, но отличаются от вулканических стекол наземного происхождения по спе-

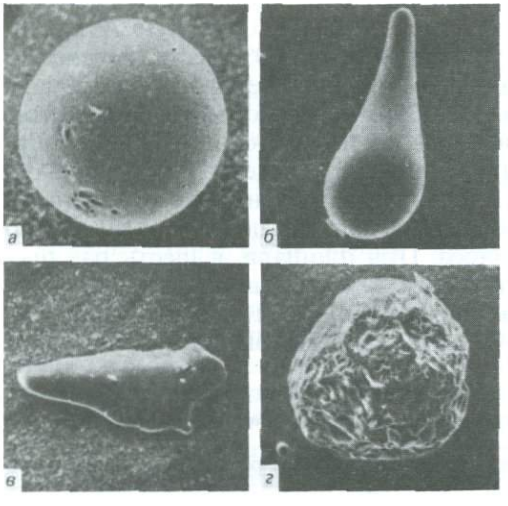


Рис. 13-24. Микрофотографии микротектитов Австралийского поля под сканирующим электронным микроскопом. *а* – сферула диаметром 470 мкм; *б* – каплевидная форма длиной 880 мкм; *в* – микротектит неправильной формы длиной 535 мкм; *г* – форма с неровной поверхностью диаметром 250 мкм [380].

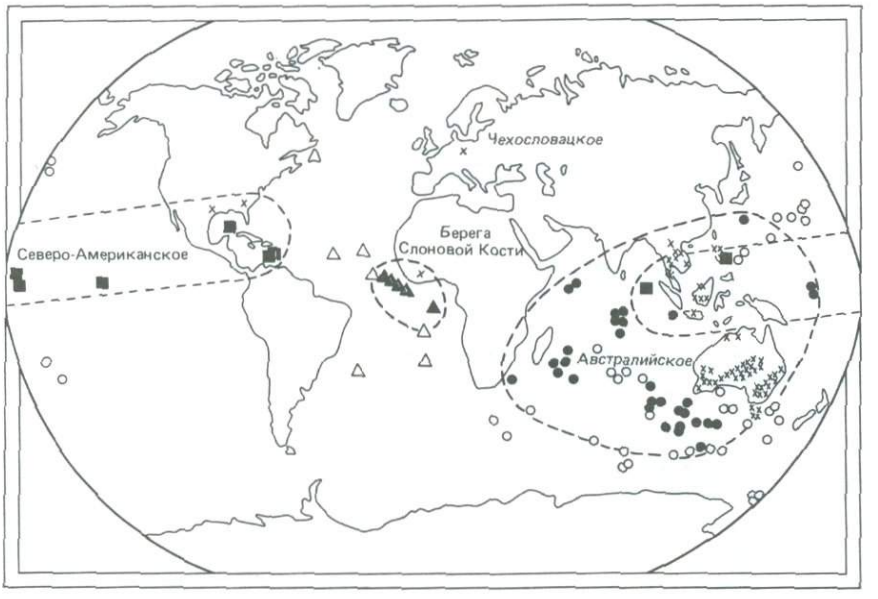


Рис. 13-25. Положение тектитовых полей и колонок осадков, содержащих микротектиты этих полей: Австралийского (черные кружки), Берега Слоновой Кости (черные треугольники) и Северо-Американского (черные квадраты). Колонки, в которых тектиты соответствующих полей не были найдены, показаны светлыми кружками и треугольниками. Распространение тектитов на суше обозначено косыми крестиками. Границы полей (пунктирные линии) проведены с учетом всех известных находок тектитов и микротектитов в каждом из полей [381].

цифике химического состава и отсутствию, как правило, кристаллических включений. На Земле известно четыре поля выпадения тектитов (рис. 13-25): Австрало-Азиатское (Австралия, Индонезия и северная часть Филиппин) – возраст 0,69 млн. лет; Берега Слоновой Кости в Африке – возраст 1,1 млн. лет; Чехословацкое – возраст 14,7 млн. лет и Северо-Американское (штаты Техас, Джорджия) – возраст 35 млн. лет.

Микротектиты найдены в глубоководных осадках вблизи трех из известных тектитовых полей: Австралийского, Слоновой Кости и Северо-Американского (рис. 13-25). Идентификация микротектитов и установление их связи с известными тектитовыми полями базируются на географическом расположении находок, возрасте, внешнем виде, петрографических признаках, физических свойствах и химическом составе. В колонках из восточной части Индийского океана они обычно сосредоточены в слое мощностью по меньшей мере 20–40 см (рис. 13-26). Мощность слоя отражает степень переработки осадков донными животными после осаждения тектитов. Таким образом, стратиграфический диапазон распространения микротектитов служит ценным показателем интенсивности переработки осадков биотурбацией (см. гл. 14). Слои микротектитов в глубоководных осадках регистрируют геологически мгновенные события и представляют, таким образом, хроностратиграфические уровни (рис. 13-26).

Обнаружение микротектитов в глубоководных осадках значительно расширило географические пределы полей выпадения тектитов и внесло существенные поправки в сторону увеличения в оценки общих их масс. Микротектиты из океана оказались полезными также для геохимических

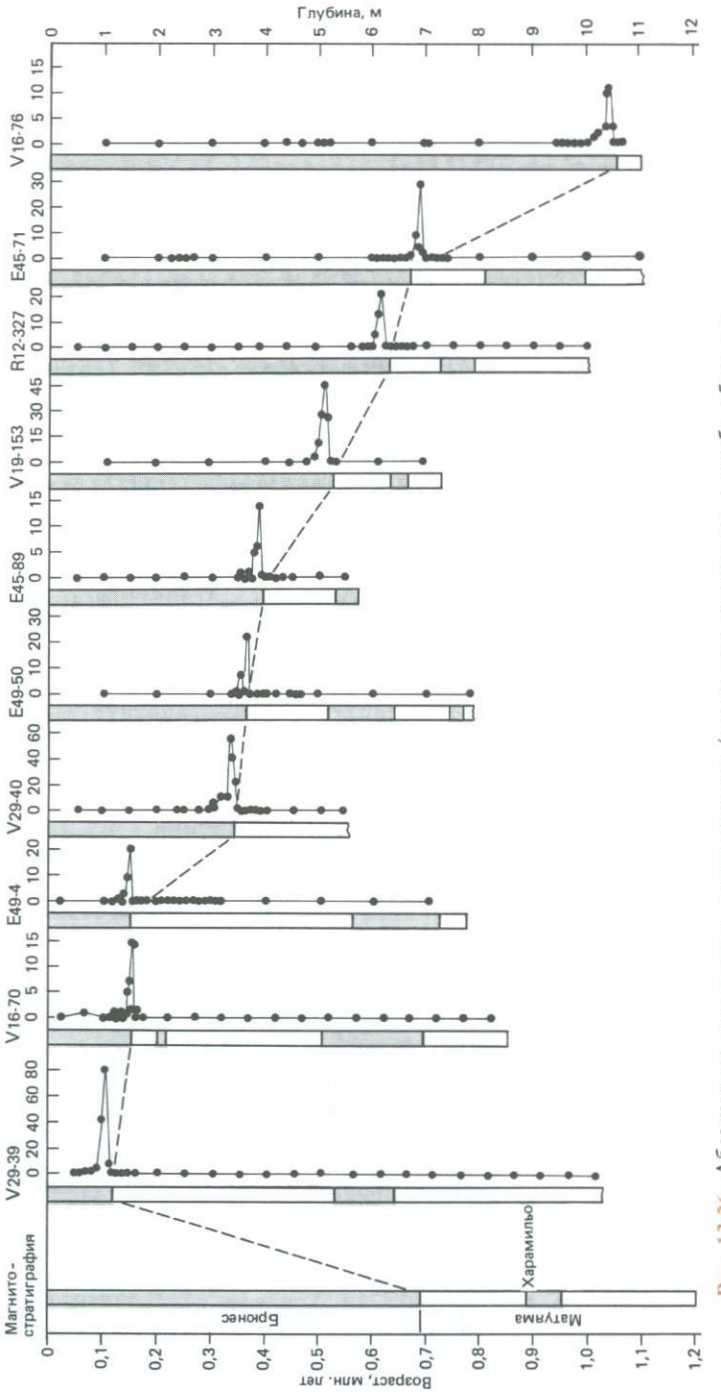


Рис. 13-26. Абсолютное количество микротектитов (число микротектитов в пробе объемом 8 см³) в колонках глубоководных осадков из Австралийского поля тектитов, сопоставленное с палеомагнитной стратиграфией. Пунктирная линия показывает положение границы эпох полярности Брюнес/Матуяма. Обратите внимание, что пик встречаемости микротектитов находится всегда в пределах 30-сантиметрового интервала около границы Брюнес/Матуяма [381].

анализов, поскольку они обнаружили более широкий диапазон вариаций химического состава, чем крупные тектиты. Стратиграфическое положение микротектитов в глубоководных разрезах определено лучше, что позволяет уточнить возраст полей тектитов. Возраст микротектитов определен прямым трековым методом и косвенными методами магнитостратиграфии и биостратиграфии. Микротектитовые слои полей Австрало-Азиатского и Берега Слоновой Кости совпадают с границей палеомагнитных эпох Брюнес–Матуяма (0,69 млн. лет, рис. 13-26) и с палеомагнитным событием Харамильо (1,1 млн. лет) соответственно, подтверждая тем самым возраст этих событий независимым трековым методом. Не известно, существует ли генетическая связь между геомагнитными инверсиями и образованием тектитов, хотя идеи такого рода высказывались Глассом и Хизеном. Большинство исследователей считают, что микротектиты образовались в результате ударов летящих с высокими скоростями метеоритов о земную поверхность. Другие гипотезы связывают их происхождение с распылением крупного метеорита в верхних слоях атмосферы. Возможно также, что после взрыва метеорита во внешней атмосфере стекловатые обломки сначала охладились, а затем разогрелись снова при прохождении через нижнюю атмосферу, в результате чего образовались аэродинамически эродированные тектиты вроде найденных в Австралии.

14. БИОГЕННЫЕ И АУТИГЕННЫЕ ОСАДКИ

Слушая мелодию голубых глубин,
Раковины опускаются на дно.
Земная песня созидания
Превращает их в камень,
Похищая у волн,
И возносит в горы.

Ненси Пенроуз

Биогенные осадки

Биогенными называются *осадки*, сложенные в основном остатками морских организмов. Хотя морские растения и животные невероятно разнообразны, лишь немногие группы имеют твердые части, сохраняющиеся в осадках, однако и среди них не все достаточно многочисленны, чтобы сформировать определенный тип осадка.

На континентальных шельфах известковые осадки образованы скелетными элементами трех или четырех групп макрофоссилий: кораллы и известковые водоросли формируют *кораллово-водорослевые рифовые известняки*, моллюски – *ракушечные известняки*, мшанки – *мшанковые известняки*. Микрофоссилии обычно не встречаются на шельфе в достаточно больших для накопления в виде осадков количествах. Они просто слишком малы, чтобы конкурировать с терригенными осадками или макрофоссилиями, которые часто представлены крупными особями. Хотя некоторые группы, в том числе фораминиферы, могут составлять существенную примесь в мелководных осадках, на континентальных шельфах и в прибрежной зоне не встречаются сколько-нибудь мощные толщи кремнистых осадков.

Несомненно, самыми широко распространенными биогенными осадками современного океана являются *планктоногенные илы* (oozes). Планктоногенными илами называются пелагические осадки, состоящие по крайней мере на 30% из скелетных остатков пелагических организмов; остальная их часть представлена глинистыми минералами. *Карбонатные*, или *известковые, илы* сложены микрофоссилиями с раковинами из карбоната кальция, *кремнистые илы* представлены кремнистыми микрофоссилиями. Далее илы подразделяются в зависимости от слагающих их организмов. Термин *ил* впервые был предложен для описания осадков во время экспедиции на «Челленджере» из-за их мягкой, полужидкой консистенции.

Характер биогенных илов определяется четырьмя главными процессами: *поступлением* биогенного материала, его *растворением*, *привносом* в осадок абиогенных компонентов и *диагенетическим преобразованием*.

Поступление на дно биогенного материала (карбонатного и кремнистого) контролируется относительной продуктивностью продуцирующих его организмов, которая в свою очередь связана с наличием необходимых для роста питательных веществ. Первичная продукция зависит как от освещенности, так и от содержания в воде питательных веществ. Огромные акватории океана характеризуются низким содержанием питательных веществ в фотической зоне из-за расходования значительной их части обитающим здесь фитопланктоном. Биогенные элементы переносятся на промежуточные глубины в виде мертвых организмов или продуктов жизнедеятельности организмов. Они не полностью используются на больших глубинах

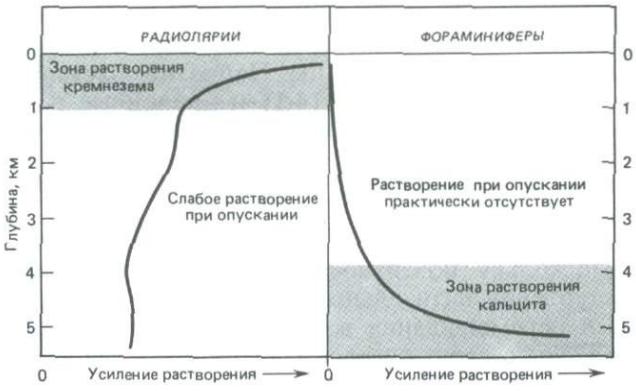


Рис. 14-1. Сравнение профилей растворения радиолярий и планктонных фораминифер, составленных по результатам натурных экспериментов. Основная масса радиолярий (и диатомовых) растворяется в поверхностных водах. Напротив, растворение известковых микрофоссилий происходит главным образом на дне океана, на глубинах более 3,5 км [74].

из-за отсутствия солнечного света и в результате этого там накапливаются. Богатые питательными веществами промежуточные воды отделяются от обедненных ими поверхностных вод постоянным термоклином (см. гл. 8). Этот термоклин препятствует эффективному возвращению биогенных элементов обратно, в фотическую зону. Акватории океанов с неглубоким или нечетко выраженным термоклином содержат больше питательных веществ на поверхности или вблизи нее. К ним относятся зоны прибрежных апвеллингов и океанских дивергенций, в которых происходит интенсивное перемешивание[1]. *Эти районы часто характеризуются максимальными скоростями* накопления биогенных илов. Центры субтропических круговоротов отличаются слабым перемешиванием и более устойчивым термоклином. Это районы минимальной биологической продуктивности и самого медленного биогенного осадконакопления.

Формирование и характер илов определяются первичной продукцией, однако важное значение имеют и другие факторы. Интенсивное разбавление биогенного материала, даже в случае его обильного поступления, происходит на континентальных склонах из-за привноса большого количества терригенного материала. Отложения континентальных окраин (склона и подножия) часто представляют собой смесь глин и биогенного материала, т. е. *гемипелагические осадки*. В таких отложениях биогенные компоненты разбавлены. Переход от гемипелагических осадков к биогенным илам начинается только на больших глубинах на континентальном склоне или там, где уменьшается вынос терригенного материала.

Самым важным фактором, контролирующим распределение и характер илов, являются условия сохранности биогенного материала. Огромное большинство продуцируемого в поверхностных водах Мирового океана биогенного материала растворяется даже раньше, чем попадает в осадки. Растворение кремнезема происходит главным образом в сильно недосыщенных им поверхностных водах (рис. 14-1). Растворимость кремнезема

[1] В современных зонах апвеллингов происходит интенсивное накопление высококремнистых диатомовых илов, а также осадков, обогащенных органикой и фосфатами.– *Прим. перев.*

уменьшается с увеличением давления и понижением температуры. Следовательно, хотя воды океана повсеместно недосыщены по отношению к кремнезему, степень недосыщения глубинных вод меньше. Напротив, растворимость карбонатов увеличивается с глубиной (рис. 14-1), и придонные воды более недосыщены по отношению к карбонату кальция. Таким образом, распространение биогенных известковых осадков отражает в основном условия сохранности. Известковые и кремнистые биогенные осадки формируются принципиально различным способом.

Биогенные кремнистые осадки отражают биологическую продуктивность поверхностных вод. Поскольку поверхностные воды недосыщены кремнеземом, увеличение поступления питательных веществ и растворение кремнезема за счет подъема и перемешивания вод повышают продуктивность кремнистых организмов, что в свою очередь способствует усилению противоположной тенденции – растворения и возвращения в круговорот кремнистых остатков организмов сразу после их гибели. Улучшение условий сохранности приводит к накоплению биогенных кремнистых компонентов в донных осадках.

Биогенные известковые осадки отражают сохранность карбоната кальция на глубине. Поскольку поверхностные воды, как правило, насыщены по отношению к карбонату кальция, он не растворяется в верхней части водной толщи сразу после гибели организмов. Однако подповерхностные воды с глубиной становятся все более недосыщенными карбонатом кальция. Усиление растворения карбоната кальция с глубиной – основной фактор, контролирующий распространение $CaCO_3$ на дне, почти не зависящей от биологической продуктивности поверхностных вод.

Установлены значительные различия между океанами в соотношении кремнистых и известковых осадков. В Атлантике преобладают карбонатные илы, в Тихом океане – кремнистые илы, а в Индийском океане распространены и те и другие (табл. 14-1). Характер каждого океана определяется различиями в придонной циркуляции, которая контролирует как растворение, так и продуктивность (через апвеллинг) всего океана. Система глубинной циркуляции обусловливает процессы фракционирования кремнезема и карбонатов между океанскими бассейнами. Это явление, названное *межбассейновым фракционированием*, изучалось в основном Вольфгангом Бергером, работы которого в последнее десятилетие обеспечили большой прогресс в понимании процесса формирования глубоководных биогенных илов.

Таблица 14-1. **Распределение разных типов пелагических осадков на дне Мирового океана (в %)**[1]

	Океаны			
	Атлантический	Тихий	Индийский	Мировой
Фораминиферовый ил	65	36	54	47
Птероподовый ил	2	0,1	—	0,5
Диатомовый ил	7	10	20	12
Радиоляриевый ил	—	5	0,5	3
Коричневая глина	26	49	25	38
Относительная площадь океанов, %	23	53	24	100

[1] По Бергеру [72]. Данные из работы [1015]. Площадь птероподовых илов в Тихом океане – по Безрукову [95]. Площадь дна Мирового океана равна $268{,}1 \cdot 10^6$ км^2.

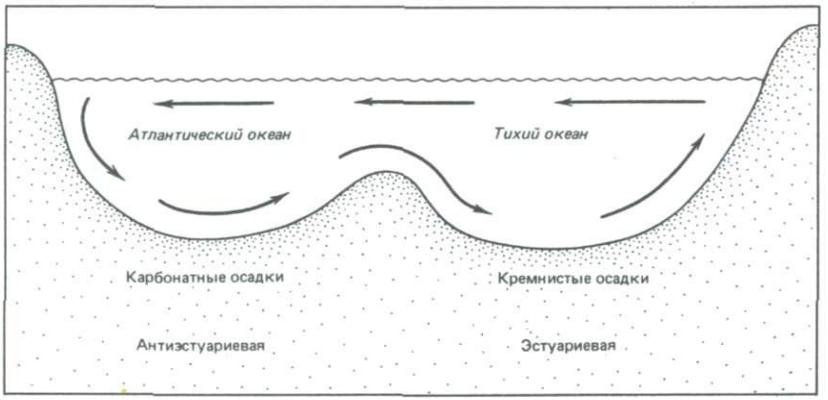


Рис. 14-2. Концепция антиэстуариевой-эстуариевой циркуляции между Атлантическим и Тихим океанами. В высоких широтах Атлантики формируются молодые, богатые кислородом воды, обеспечивающие возможность накопления карбонатов на большей части площади дна океана. Тихий океан получает более старые воды на глубине, а поверхностные воды вытекают из него (как в эстуарии). Слабокарбонатные осадки преобладают на дне северной части Тихого океана, поскольку более старые глубинные воды обогащены CO_2 и, следовательно, более кислые. Высококремнистые осадки аккумулируются в районах апвеллинга.

В Северной Атлантике преобладает *антиэстуариевый*, или лагунный, *тип циркуляции*, в то время как в северной части Тихого океана циркуляция *эстуариевая* [64, 70]. При антиэстуариевой циркуляции глубинные воды вытекают из системы и замещаются поверхностными водами, приходящими в систему (рис. 14-2). Система, меняющая глубинную воду на поверхностную, обедняется биогенными элементами, а бассейн, получивший глубинную воду взамен поверхностной, обогащается ими за счет усиления апвеллинга. Движущей силой типичных антиэстуариевых систем является преобладание испарения над выпадением атмосферных осадков, приводящее к повышению солености вод. Придонные воды таких бассейнов – молодые и богаты кислородом, поэтому они близки к насыщению карбонатом кальция. Таким бассейном является Северная Атлантика. Напротив, при эстуариевой циркуляции поверхностные воды замещаются глубинными, в результате чего усиливается подъем богатых биогенными элементами вод к поверхности. Этот процесс приводит к увеличению биологической продуктивности и продукции биогенного кремнезема, а также к улучшению его сохранности. С другой стороны, придонные воды удалены от районов их формирования и вследствие своего большего возраста обогащены CO_2 (за счет метаболизма глубоководных организмов). Эти воды недосыщены по отношению к карбонату кальция, что приводит к усилению его растворения. Следовательно, такие эстуариевые бассейны, как северная часть Тихого океана, обладают характеристиками продуктивности и сохранности, благоприятными для биогенного кремненакопления. В течение продолжительных интервалов геологического времени связи между разными океанскими бассейнами менялись, что привело к значительным различиям как глубинных, так и поверхностных вод. Вследствие этого межбассейновое фракционирование в прошлом отличалось от современного. Распространение и характер биогенных илов дают ключ к восстановлению таких изменений в прошлом.

Известковые илы. Известковые илы покрывают около 50% (или $140 \cdot 10^6$ км^2) площади дна океанов, и на их долю приходится примерно 67%

всего $CaCO_3$, содержащегося в донных осадках океанов. На долю мелководных карбонатных отложений современных рифов и континентальных шельфов приходится около 9%, а на долю осадков на континентальных склонах – 24% общего содержания $CaCO_3$ в донных осадках. Закономерности распространения $CaCO_3$ в океанах известны со времен Меррея и Ренара, обнаруживших в 1873 г., что $CaCO_3$ обычно отсутствует на глубинах более 4500 м вследствие избирательного растворения. Таким образом, известковые осадки покрывают возвышенные формы рельефа океанских бассейнов. Если удалить всю воду, можно было бы увидеть белые известковые илы, покрывающие возвышенные участки дна подобно снегу в горах. По этой причине некоторые авторы назвали уровень исчезновения карбонатов в осадках «снеговой линией». «Снеговую линию» обычно называют *компенсационной глубиной карбонатонакопления* (*КГл*) (CCD – calcite compensation depth)[1]. Она представляет собой глубину, на которой скорость поступления $CaCO_3$ в осадки уравновешивается скоростью его растворения. В большинстве районов эта граница маркируется переходом от известковых илов к красным глинам, хотя в некоторых областях известковые осадки могут сменяться кремнистыми илами. Как и снеговые линии на суше, положение КГл различно в разных океанских бассейнах; причины этого будут рассмотрены ниже.

Известковые осадки в глубоком океане являются основным регистратором геохимических циклов кальция и двуокиси углерода на Земле (т. е. в системе атмосфера – гидросфера – литосфера). Океаны служат главными резервуарами кальция и углерода. Большое значение в этих циклах имеют обмен CO_2 через границу вода – воздух, поступление бикарбоната кальция с речным стоком и осаждение $CaCO_3$ на дно океанов. В конечном счете количество поступающего в донные осадки карбоната кальция лимитируется его поступлением в океаны (рис. 14-3). Следовательно, средняя скорость накопления карбоната кальция (1 см/год) отражает скорость выветривания пород суши и поступление из гидротермальных источников срединно-океанских хребтов.

Если считать, что океаны находятся в стационарном состоянии, количество ежегодно захороняющегося в осадках карбоната кальция должно быть равно количеству материала, поступающего в океаны. Поступление $CaCO_3$ в океаны почти полностью обеспечивается речным стоком и гидротермальной деятельностью в срединно-океанских хребтах (см. гл. 7), которая дает 0,11 г/(см^2 · 1000 лет) [285]. Скорость осаждения карбоната кальция организмами 1,3 г/(см^2 · 1000 лет) [72] значительно превышает его поступление с речным стоком. Следовательно, 90% поступающего на дно за счет организмов $CaCO_3$ должно растворяться. Растворение реализуется через КГл (рис. 14-3). Если по какой-нибудь причине усиливается карбонатонакопление в мелководных морях или изменяется объем карбоната кальция, поступающего в океаны за счет выноса его реками и гидротермальной деятельности, баланс $CaCO_3$ нарушается, что вызывает сдвиг в положении по вертикали КГл. В позднем фанерозое происходили крупные смещения КГл с амплитудой до нескольких тысяч метров.

Выделено два главных и один второстепенный тип карбонатных илов,

[1] В советской геологической литературе обычно используется термин «критическая глубина карбонатонакопления» (КГл, или КГК), которая соответствует изолинии 10% $CaCO_3$ в осадках (Безруков, Лисицын). – *Прим. перев.*

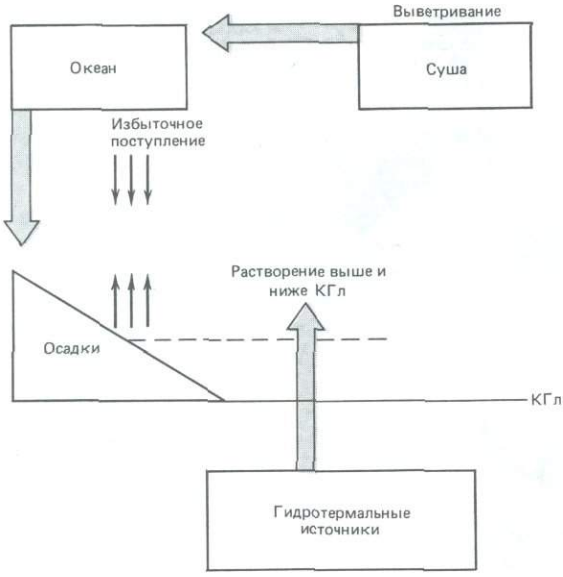


Рис. 14-3. Главные компоненты карбонатной системы океана [862].

что отражает степень растворения первоначального биогенного материала.

Фораминиферовый ил состоит в основном из раковинок планктонных фораминифер. Меррей и Ренар в 1873 г. назвали его *глобигериновым илом.* Это неверное название, поскольку илы состоят из раковин нескольких других родов фораминифер, кроме *Globigerina.* Раковины фораминифер обычно имеют размер песчаной фракции (более 61 мкм), хотя для фораминиферовых илов часто характерно бимодальное распределение по крупности из-за присутствия в них наряду с более крупными фораминиферами более мелкого известкового нанопланктона (мельче 30 мкм).

В нанофоссилиевом, или кокколитовом, иле преобладают известковые нанофоссилии современного семейства водорослей кокколитофорид и вымершей группы дискоастеров. Поскольку известковые нанофоссилии несколько более устойчивы к растворению, чем планктонные фораминиферы, кокколиты часто встречаются на больших глубинах, непосредственно над КГл. Это тонкозернистые илы, хотя они часто содержат более крупные раковины планктонных фораминифер.

Птероподовый ил состоит в основном из арагонитовых раковин птеропод и гетеропод, т. е. планктонных моллюсков, которые несколько крупнее, чем планктонные фораминиферы. Арагонитовые раковины легче растворяются. Распространение птероподовых илов ограничено мелководными тропическими областями с глубинами менее 3000 м в Атлантике и еще меньше в Тихом океане. Пересыщенные $CaCO_3$ воды мелководных тропических областей благоприятны для сохранения раковин птеропод. На Бермудской возвышенности птероподовые илы лучше всего развиты на глубинах около 2000 м. Эти илы особенно богаты $CaCO_3$ (более 95%), поскольку бóльшая часть первоначальной карбонатной фракции сохраняется в осадках.

Распространение известковых илов. Распространение известковых илов в разных океанах неодинаково. Ряд вторичных факторов контролирует распределение карбонатных осадков и их сохранность в пределах океанских

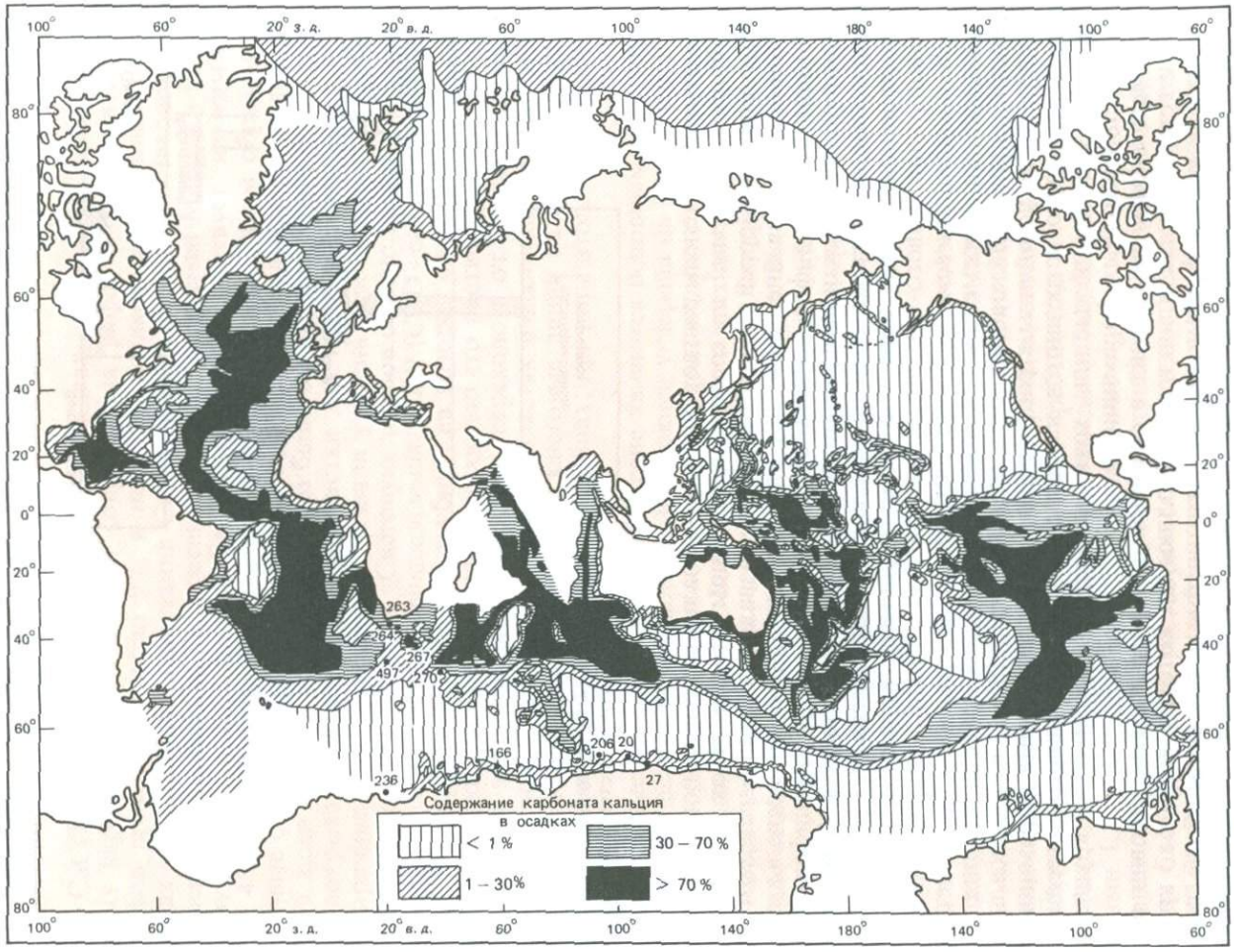


Рис. 14-4. Распространение карбоната кальция в поверхностных осадках Мирового океана (в % от сухого осадка) [658].

бассейнов. Распространение и процентное содержание карбоната кальция в поверхностных осадках океанов (рис. 14-4) изучалось многими исследователями.

Атлантический океан. На рис. 14-4 ясно видно, что распространение карбоната кальция в Атлантике контролируется рельефом. Процентное содержание $CaCO_3$ наиболее высоко на Срединно-Атлантическом хребте и связанных с ним поднятиях и плато, таких, как Китовый хребет, возвышенность Риу-Гранди и Фолклендское плато. Тем не менее разнообразные процессы нарушают эти закономерности. Самыми важными из них являются разбавление терригенными осадками и циркуляция придонных вод. Разбавление мелководным детритом уменьшается с удалением от берега. В некоторых районах дальнейшее разбавление происходит на бóльших глубинах за счет привноса осадков придонными течениями. Атлантика – наиболее богатый карбонатными осадками океан (табл. 14-1). Отсутствие окраинных желобов открывает терригенному материалу доступ в глубокие котловины. В Северной Атлантике больше известковых осадков, чем в Южной, а *в Юго-Восточной – больше, чем в Юго-Западной* (*рис.* 14-4). Разбавление происходит за счет терригенного материала из нескольких источников. Поверхностные осадки Южной Атлантики, южнее примерно 45° ю. ш., бедны $CaCO_3$, что типично для всех секторов Южного океана.

В Тихом океане карбонатных осадков мало (*рис.* 14-4; *табл.* 14-1). К районам с высоким содержанием карбонатных осадков относятся Восточно-Тихоокеанское поднятие и другие возвышенности, такие, как хребты Чилийский, Карнеги и Кокос в юго-восточной и экваториальной частях океана. В юго-западной части Тихого океана высококарбонатные осадки распространены на хребте Лорд-Хау и Новозеландском плато. В северо-восточной части Тихого океана единственная современная провинция карбонатонакопления находится в дальнем западном секторе, к востоку от Новой Гвинеи (рис. 14-4) и в Филиппинском море. Обширные площади дна Тихого океана характеризуются очень низким содержанием $CaCO_3$ в осадках. На дне его котловин преобладают красные глины и кремнистые илы. В южной части Тихого океана, севернее 50° ю. ш., области распространения карбонатных осадков гораздо обширнее, чем в северной части океана.

Индийский океан занимает промежуточное положение между богатой известковыми осадками Атлантикой и бедным ими Тихим океаном (рис. 14-4; табл. 14-1). Карбонатность высока (более 75% $CaCO_3$) на возвышенностях, а в котловинах содержание $CaCO_3$ в осадках не превышает 10%. Разбавление терригенными осадками значительно в Бенгальском заливе и Аравийском море, по обе стороны от полуострова Индостан, а также в Мозамбикской котловине у берегов Юго-Восточной Африки. Колла с соавторами [605] определили *критическую глубину карбонатонакопления* (*КГК*) (CCRD – carbonate critical depth), т. е. уровень, ниже которого содержание $CaCO_3$ в осадках составляет менее 10%. Этот уровень по определению всегда находится выше КГл, ниже которой $CaCO_3$ практически отсутствует. Эти авторы предпочитают использовать КГК, поскольку ее легче определить аналитически. КГК занимает самое низкое положение в экваториальной области; к югу она повышается до самого высокого гипсометрического уровня (3900 м) между 50 и 60° ю. ш.

Продукция пелагических карбонатов. В океанских бассейнах установлены десятикратные вариации в скоростях поступления карбонатов на дно. Продукция карбонатов максимальна в поверхностных водах с высокой биоло-

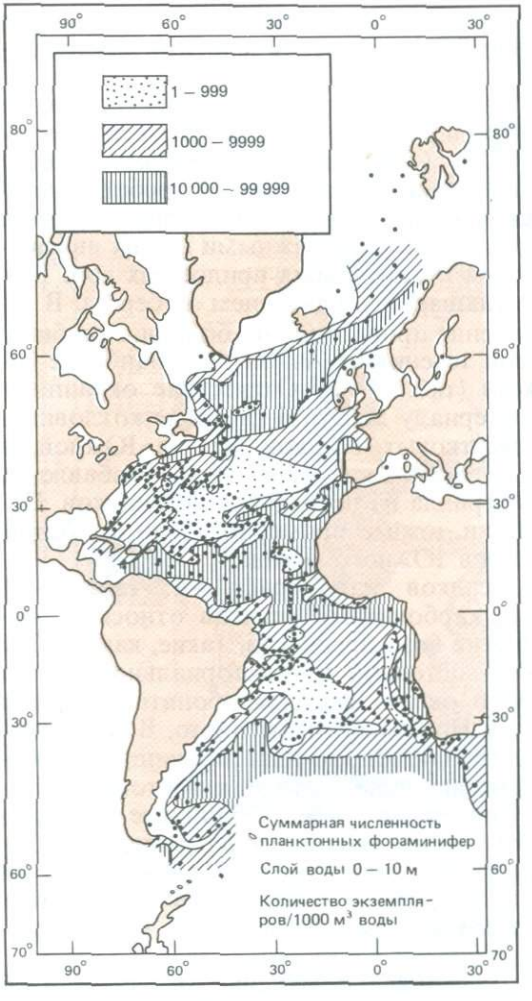


Рис. 14-5. Численность планктонных фораминифер (количество экземпляров/1000 м^3 воды) в верхних 10 м водной толщи Атлантического океана [54].

гической продуктивностью. К этим областям подъема вод относятся полярные районы (рис. 14-5), экваториальные дивергенции и некоторые прибрежные зоны, например у побережья Западной Африки, а также периферические части главных субтропических круговоротов. Минимальная продукция отмечается в центрах субтропических круговоротов, например в Саргассовом море (рис. 14-5). В пределах каждой океанской области концентрации планктонных фораминифер в продуктивных высокоширотных прибрежных и экваториальных районах по крайней мере в 10 раз выше, чем в субтропических круговоротах. Сезонные вариации продуктивности очень значительны, поэтому осадочная летопись представляет собой осреднение долгопериодных сезонных колебаний и пятнистости в распространении живого планктона. В районах с низкой продуктивностью известковый нанопланктон преобладает над планктонными фораминиферами, а в высокопродуктивных районах наблюдается обратная картина. Хотя воспроизводство кокколитов осуществляется гораздо быстрее, чем фораминифер, они значительно мельче, и поэтому кокколитовые осадки образуются медленнее и

в основном там, где большинство раковин фораминифер подвергается растворению.

Измеренные концентрации планктонных фораминифер варьируют от 0 до $100 \cdot 10^6$ экз./1000 м^3 [54]. Самые высокие концентрации в северной части Тихого океана примерно в 1000 раз превышают самые низкие в Саргассовом море. Хотя общая численность фораминифер в Атлантике примерно в два раза ниже, чем в Индийском и Тихом океанах, скорость карбонатонакопления здесь в два раза выше, чем в Тихом океане, что свидетельствует о контролирующей роли условий сохранности в распространении карбонатных осадков. Скорости продуцирования и накопления рассчитываются исходя из средней для океана оценки: 10 планктонных фораминифер на 1 м^3 морской воды [72]. Если численность воспроизводящегося сообщества составляет 2000 экз./м^2 в верхних 200 м водного столба, то на дно поступает 200 тыс. экз./м^2 в год или около 20 раковин/см^2 в год. Поступление 1 раковина/см^2 в год обеспечивает скорость накопления фораминиферового ила около 1 мм/1000 лет, а при поступлении 20 раковин/см^2 в год скорость осадконакопления достигает примерно 2 см/1000 лет при отсутствии растворения. Средняя скорость поступления $CaCO_3$ в осадки составляет 2 г/см^2 в 1000 лет.

Известковые илы обычно накапливаются со скоростями около 1–3 см/1000 лет. Это традиционные единицы измерения скоростей, но иногда удобнее выражать их в единицах г/(см$^2 \cdot$ год)[1].

Продукция кокколитов в фотическом слое варьирует в зависимости от сезона, локального поступления питательных веществ и других гидрологических факторов. В экваториальной области центральной части Тихого океана, где сезонные колебания незначительны, ежегодная продукция кокколитов составляет $7 \cdot 10^{12} - 22 \cdot 10^{12}$ экз./м^2 (обычно 8 г/(м$^2 \cdot$ год)) [482]. Скорость роста фитопланктона в поверхностных водах северного субтропического круговорота Тихого океана оценивается примерно в 0,2–0,3 пары створок в день. Это дает минимальную оценку скорости воспроизводства комплексов кокколитов каждые 4–10 дней в умеренных, субтропических и тропических водах.

На больших площадях Тихого и Индийского океанов скорости осадконакопления не превышают 1 см/1000 лет. Самые глубокие части котловин, изолированные от влияния турбидных потоков, часто характеризуются минимальной скоростью седиментации, и в них накапливаются красные глины. Карбонатные или кремнистые фации в большинстве мелководных районов Атлантики, на срединно-океанских хребтах и в высокопродуктивных областях высоких широт накапливаются со средними скоростями (1–3 см/1000 лет). Максимальные скорости отмечаются на континентальных окраинах и во внутренних морях благодаря сносу материала с континентов на абиссальных равнинах вследствие действия турбидных потоков, а также в Северной Атлантике за счет выноса продуктов ледниковой эрозии из районов материкового оледенения в Северной Америке и Европе. Фактическая скорость осадконакопления сильно варьирует, например, в толщах турбидитов на Алеутской абиссальной равнине и в пелагических разрезах Мексиканского залива она составляет 10–100 см/1000 лет, а на континентальных окраинах и в провинциях бордерлендов значительно превышает

[1] То есть в абсолютных массах (Лисицын, 1974, 1978).– *Прим. перев.*

20–30 см/1000 лет[1]. Скорости седиментации очень важны для определения возможной стратиграфической разрешающей способности разрезов.

Растворение карбоната кальция. Главным фактором, искажающим обусловленные продуктивностью закономерности осадконакопления, является растворение известковых микрофоссилий. Более крупные раковины планктонных фораминифер (крупнее 100 мкм) в меньшей степени подвергаются растворению в ходе опускания на типичные глубины океанского дна (4000–4500 м), чем нанопланктон. Таким образом, самое сильное изменение первоначальных планктонных комплексов в более крупных фракциях происходит на границе морская вода–осадок. По-видимому, то же самое происходит с более мелкими известковыми микрофоссилиями, которые быстро опускаются на дно океана в составе фекальных пеллет. Растворение на дне

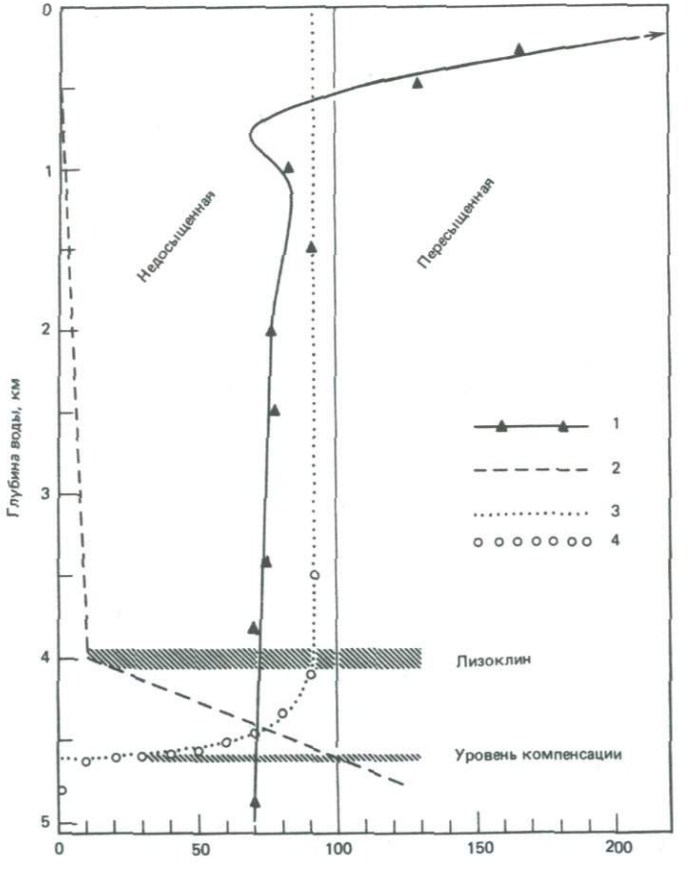


Рис. 14-6. Параметры, влияющие на распространение карбоната кальция в осадках экваториальной области Тихого океана с увеличением глубины [1075]. *1* – насыщение кальцитом (%); *2* – $\frac{\text{скорость растворения}}{\text{скорость поступления}} \times 100$; *3* – содержание $CaCO_3$ в осадках рассчитанное; *4* – содержание $CaCO_3$ в осадках наблюдаемое.

[1] Карты скорости седиментации в океанах впервые были приведены в работах советских авторов (Лисицын, 1974, 1978).– *Прим. перев.*

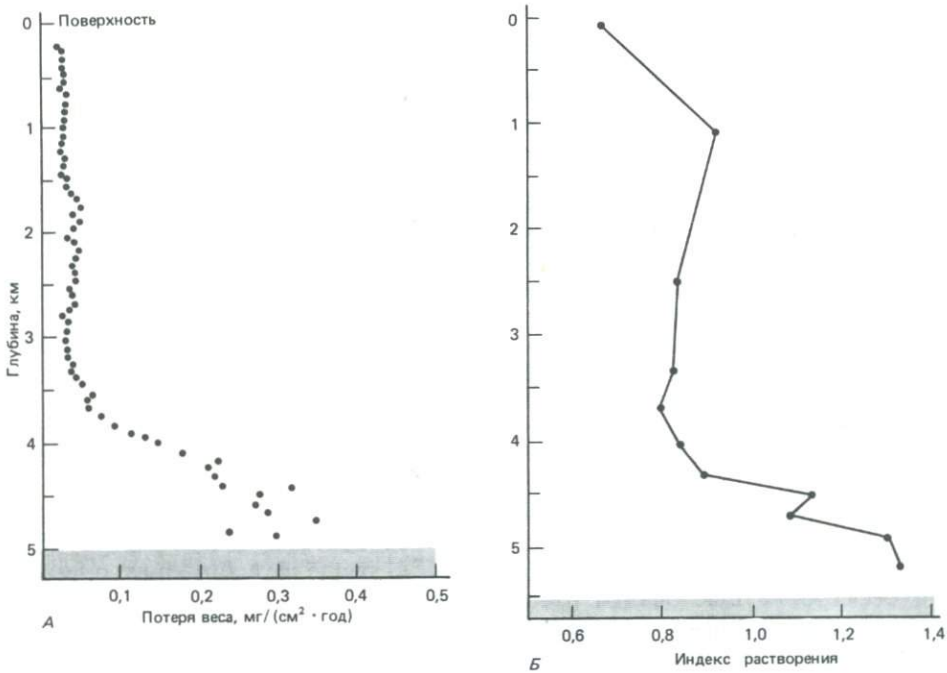


Рис. 14-7. Кривые растворения карбоната кальция в океанах. *А* – график скорости растворения кальцита на заякоренном буе в центральной части Тихого океана, демонстрирующий существование уровня быстрого увеличения скорости растворения вблизи 3700 м (по данным Петерсона [823]). *Б* – график степени сохранности («индекса растворения») фораминифер в Центральной Атлантике, показывающий резкий переход от комплексов фораминифер хорошей сохранности к комплексам плохой сохранности на глубине около 4500 м (фораминиферовый лизоклин) [71].

замедляется по мере поступления новых слоев осадков, образующих диффузионный барьер все увеличивающейся мощности, отделяющий карбонаты от агрессивного растворителя – придонной воды.

На основании первых лабораторных экспериментов и теории термодинамики было предсказано, что океан должен быть недосыщен по отношению к карбонату кальция на всех глубинах ниже верхних нескольких сотен метров (рис. 14-6). Это предположение было позднее проверено натурными экспериментами в центральной части Тихого океана, при которых кальцитовые сферы и комплексы фораминифер подвешивались на буйрепы и измерялась потеря веса за счет растворения [823]. Эти эксперименты показали, что переход от пересыщенных (на поверхности) к недосыщенным по отношению к кальциту водам происходит в пределах нескольких сотен метров от поверхности; ниже морская вода недосыщена $CaCO_3$ на всех глубинах (рис. 14-7). Однако на глубине около 3700 м в водной толще наблюдается резкое увеличение скорости растворения, что близко соответствует глубине (3700–4000 м), на которой кальцит быстро растворяется в осадках. Таким образом, хотя воды недосыщены ниже поверхности океана, эффективное растворение фораминифер в этом и других районах начинается на значительно бóльших глубинах (около 3700–4500 м) [71, 1075].

Растворение обусловлено агрессивностью воды, которая усиливается с уменьшением содержания карбонатного иона, с понижением температуры, повышением гидростатического давления, увеличением количества проходящей через осадок воды и повышением парциального давления CO_2. Двуокись углерода, взаимодействуя с водой, образует угольную кислоту, которая растворяет карбонат кальция:

$$CO_2 + H_2O + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^- .$$

Углекислый газ выделяется при дыхании бентосных организмов. Парциальное давление CO_2 возрастает там, где вода остается у дна вблизи районов скопления продуктов дыхания и районов окисления органического вещества.

Сверху вниз по глубине можно выделить по крайней мере три варьирующих в пределах разных регионов уровня, связанных с сохранностью карбоната кальция в глубоководных осадках.

1. *Лизоклин* разделяет комплексы хорошей и плохой сохранности планктонных фораминифер (фораминиферовый лизоклин), птеропод (птероподовый лизоклин) и кокколитов (кокколитовый лизоклин).

2. *Критическая глубина карбонатонакопления* (КГК) – уровень, ниже которого содержание карбоната кальция в осадках составляет менее 10%.

3. *Глубина карбонатной компенсации* (КГл) разделяет карбонатсодержащие и бескарбонатные осадки (рис. 14-6).

Два из этих уровней – лизоклин и уровень карбонатной компенсации (рис. 14-6) – наиболее широко используются морскими литологами. Поскольку КГК представляет собой просто меру процентного содержания $CaCO_3$ в осадках, этот уровень будет рассмотрен первым, хотя он отражает конечную стадию удаления карбонатов из осадков. Концепция лизоклина основана на наблюдениях характера сохранности комплексов микрофоссилий.

Компенсационная глубина карбонатонакопления. КГл имеет среднюю глубину около 4,5 км, т.е. она находится примерно посредине между гребнями срединно-океанских хребтов и глубочайшими участками океанских котловин (помимо глубоководных желобов). Уровень КГл примерно соответствует 50%-ному насыщению вод CO_3^{2-}, но причина этой закономерности не выяснена. Установлены большие различия между положением КГл в Атлантическом и Тихом океанах (рис. 14-8) [83]. В Тихом океане КГл обычно находится на меньших глубинах, примерно на глубине 4200–4500 м (рис. 14-8), в то время как на большей части Северной Атлантики и в некоторых районах Южной Атлантики она расположена примерно на глубине 5000 м или глубже (рис. 14-8). Более мелководное положение КГл в Тихом океане является результатом бóльшего возраста и обогащенности вод CO_2, что обусловливает увеличение агрессивности придонных вод. КГл располагается значительно ниже, примерно на 5000 м, в высокопродуктивной экваториальной зоне Тихого океана (рис. 14-8), за исключением ее восточной части. Увеличение глубин компенсации – результат повышенной биологической продуктивности и усиленного поступления биогенного известкового материала на океанское дно. КГл повышается к континентальным окраинам (рис. 14-8), поскольку в этом направлении увеличивается поступление органического вещества в осадки в той форме, которая обеспечивает повышение содержания CO_2 в придонных водах, что приводит к образованию угольной кислоты и усилению растворения. Таким образом, в районах подъема воды и высокой продуктивности, уда-

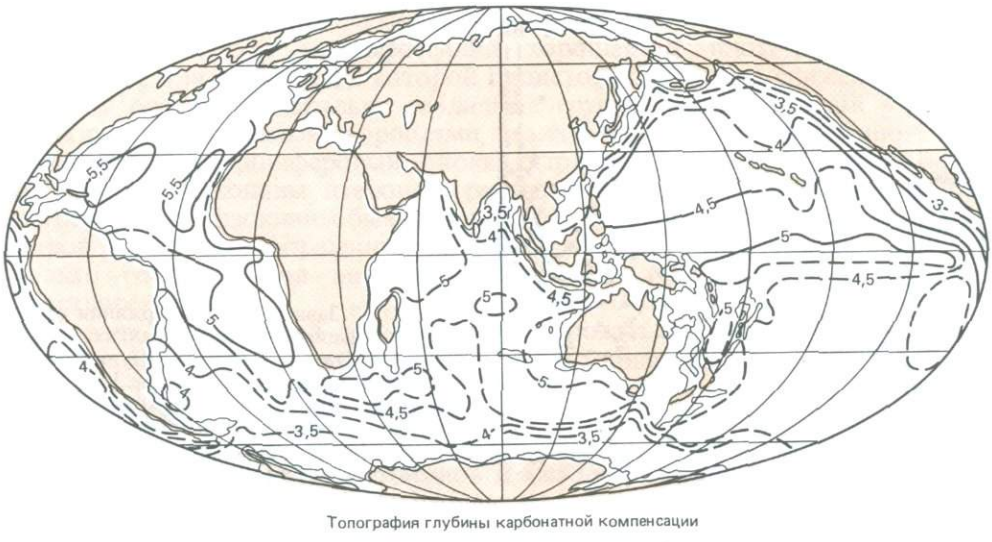


Рис. 14-8. Положение глубины карбонатной компенсации (КГл) в Мировом океане (в км) [83].

ленных от континентов, КГл находится ниже, а в прибрежных районах высокой продуктивности она поднимается.

Положение КГК и резкость перехода между известковыми и бескарбонатными осадками представляют собой функцию трех главных переменных: глубины абиссального термоклина, увеличения скорости растворения с глубиной, скорости поступления карбонатного и бескарбонатного материала в осадки. Особое значение имеет влияние придонной циркуляции, которое хорошо иллюстрируется распространением карбоната кальция в осадках Южной Атлантики [1052, 1053]. В этом районе уровень КГл варьирует от котловины к котловине [291]. В Бразильской котловине и в северной части Аргентинской котловины КГл находится на 4800 м, в Капской котловине – на 5100 м, в Ангольской котловине – на 5400 м или ниже (рис. 14-9). Различия в положении КГК контролируются распространением холодных антарктических придонных вод, богатых растворенным углекислым газом, характеризующихся низким содержанием карбонат-ионов и, следовательно, агрессивных по отношению к карбонату кальция. Антарктические придонные воды текут на север через Аргентинскую котловину и, проходя через бреши в возвышенности Риу-Гранди, проникают в Бразильскую котловину. Восточнее Срединно-Атлантического хребта эти воды идут в Капскую котловину, а путь в Ангольскую котловину им преграждает ограничивающий ее с юга Китовый хребет. Из Бразильской котловины воды движутся на восток через зону разлома Романш в Срединно-Атлантическом хребте, вызывая усиление растворения на своем пути. Однако находящийся в зоне разлома Романш порог на глубине 4300 м препятствует прохождению самых глубинных и холодных вод. Поэтому поступающие в Ангольскую котловину придонные воды на 0,5°С теплее придонных вод Бразильской котловины. Таким образом, истинные ААДВ не проникают в Ангольскую котловину. Этим ограничением их потока объясняется наличие известковых илов в глубокой части Ангольской котловины и их отсутствие в самых глубоких частях других котловин.

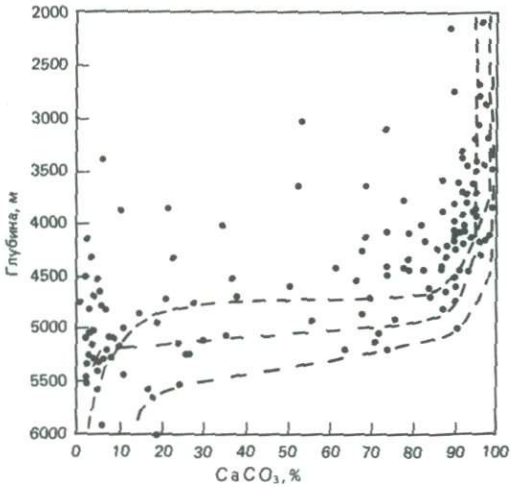


Рис. 14-9. Зависимость содержания карбоната кальция в донных осадках от глубины в Южной Атлантике. Пунктирными линиями показано положение КГл в котловинах: Бразильской (верхняя), Капской (средняя линия) и Ангольской (нижняя). (График любезно предоставлен Эллисом и Муром, 1973 [291].)

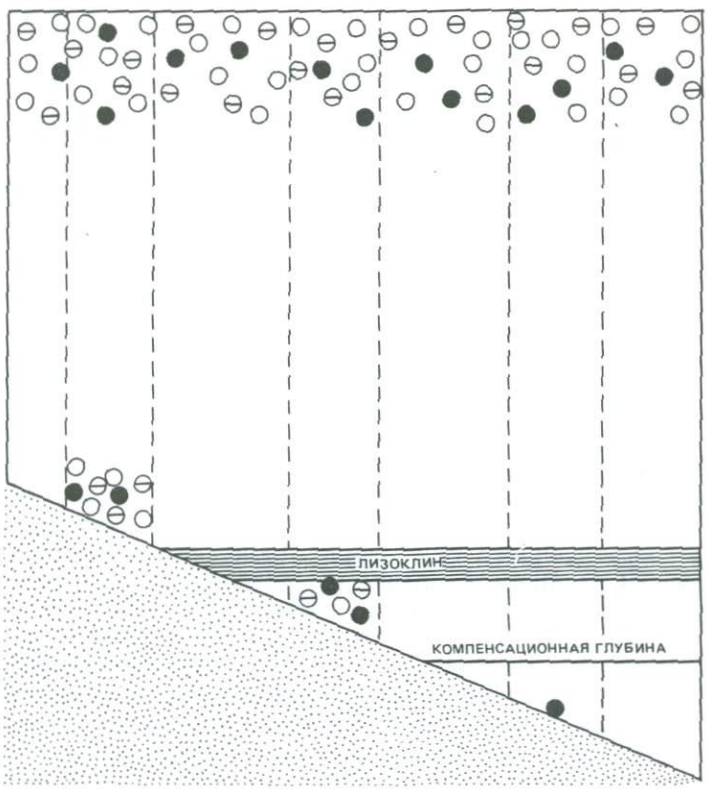


Рис. 14-10. Схема усиления избирательного растворения различных видов планктонных фораминифер с глубиной. Выше лизоклина в осадках сохраняется большинство видов. Ниже лизоклина происходит быстрое уменьшение разнообразия видов и морфотипов и накопление устойчивых форм. Ниже КГл фораминифер практически нет [51].

Кальцитовый и арагонитовый лизоклины. Лизоклин – это уровень, разделяющий комплексы микрофоссилий хорошей и плохой сохранности (рис. 14-10), или глубина, на которой происходит заметное снижение карбонатности осадков. Поскольку различные группы микрофоссилий в целом растворяются с разными скоростями, различают три типа лизоклинов: птероподовый, фораминиферовый и кокколитовый. Так как арагонит, из которого состоят раковины птеропод, растворяется легче, птероподовый, или арагонитовый, лизоклин обычно находится на несколько сотен или тысяч метров выше, чем фораминиферовый, а кокколитовый лизоклин – на несколько сотен метров ниже из-за большей устойчивости кокколитов к растворению.

Из этих трех уровней легче всего картировать фораминиферовый лизоклин. Эксперименты по растворению планктонных фораминифер хорошей сохранности из карбонатных осадков тропической зоны показали, что фораминиферовый лизоклин соответствует глубине, на которой около 80% фораминифер по весу теряется вследствие растворения. Положение лизоклина варьирует в пределах океанов и между ними. Лизоклины находятся глубже всего в Северной Атлантике и занимают самое мелководное положение в северной части Тихого океана. В Атлантике они поднимаются до промежуточных глубин. Большинство исследователей считают, что вариации глубин лизоклинов в океанах прежде всего определяются различиями концентрации карбонат-ионов в придонных водах различных районов [135, 769, 770, 854]. Более того, Брокер и Такахаси [135] показали, что вариации положения кальцитового (фораминиферового) лизоклина в пределах 200 м можно объяснить изменениями концентрации карбонат-иона в глубинных водах (рис. 14-11). Концентрации карбонат-иона отличаются в различных водных массах, и, следовательно, глубина лизоклина варьируется в зависимости от соотношения вод трех типов (североатлантических глубинных, антарктических придонных и северотихоокеанских глубинных). Лизоклин располагается на максимальной глубине там, где до дна распространены САГВ с высоким содержанием карбонат-иона. Там, где осадки омываются антарктическими водами, лизоклин находится на промежуточной глубине. Самое мелководное положение лизоклин занимает в северной части Тихого океана, где глубинные воды с низким содержанием карбонат-иона (богатые питательными веществами) перекрывают ААДВ [135].

По поводу вторичных механизмов, регулирующих растворение карбонатов и, следовательно, глубину лизоклина, нет единого мнения. К предполагаемым механизмам относят скорость поступления карбонатов и органического вещества [65, 443], наличие органических и бактериальных пленок на известковых зернах [178], концентрацию кинетических ингибиторов, таких, как фосфат-ионы, в глубинных водах [769], турбулентность или скорости придонных течений [283]. Такие факторы могут локально влиять на глубину лизоклина, но Брокер и Такахаси [135] считают, что главным контролирующим фактором является концентрация карбонат-ионов в промежуточных и глубинных водных массах.

Избирательное растворение известковых микрофоссилий. Растворение обогащает комплексы фораминифер устойчивыми формами (рис. 14-10). Это относится и к другим группам, в том числе к кокколитам, а также к кремнистым радиоляриям и диатомеям. Степень обогащения устойчивыми формами служит мерой затронувшего комплексы растворения. Как кокколиты, так и бентосные фораминиферы обычно более устойчивы против растворения, чем самые устойчивые планктонные фораминиферы. С усиле-

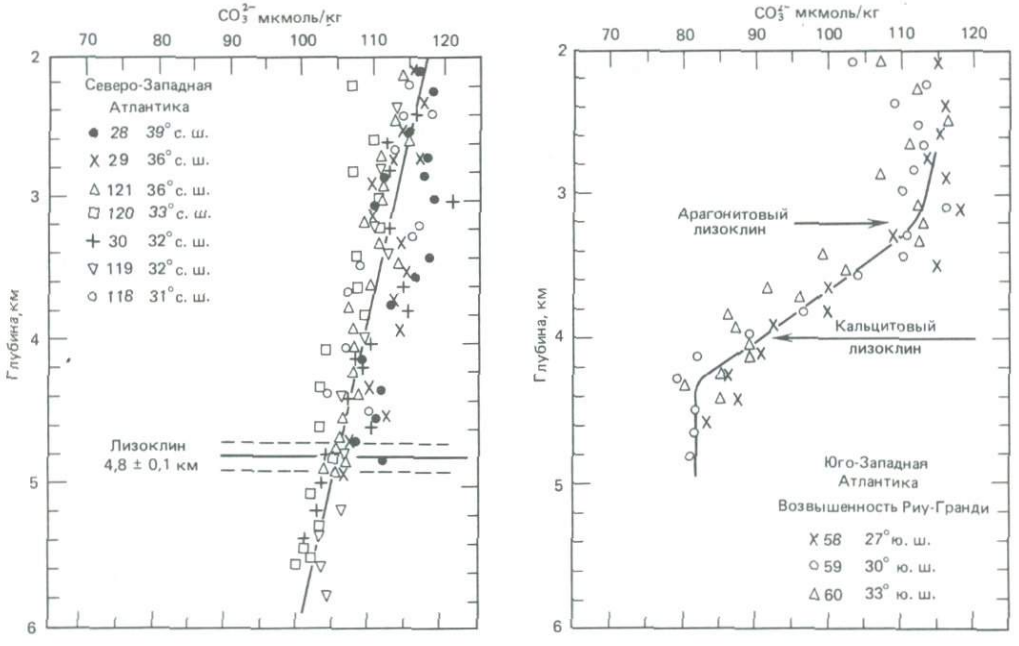


Рис. 14-11. Изменение концентрации карбонат-иона с глубиной в Атлантическом океане. Слева – Северо-Американская котловина (31–39° с. ш.). Лизоклин заимствован из работы [598], по данным об изменениях комплексов планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков. Концентрация карбонат-иона на уровне лизоклина составляет 106 ± 2 мк моль/кг. Справа – район Южной Америки вблизи возвышенности Риу-Гранди [135].

нием растворения комплексов микрофоссилий их интерпретация в качестве показателей экологических условий в поверхностных водах все более усложняется.

Фораминиферы. Большинство достигающих дна раковин фораминифер вскоре растворяется. Этот процесс сильно влияет на структуру комплексов фораминифер, сохраняющихся в донных осадках. В результате растворения, перемыва и перемешивания эти комплексы могут значительно отличаться от первоначальных планктонных комплексов в водной толще (рис. 14-10). Изучение степени растворения раковин планктонных фораминифер в глубоководных водах показывает, что растворение в основном происходит на дне океана, а не при опускании в водной толще.

Современные виды были объединены в группы в зависимости от устойчивости к растворению. Пример такой группировки дан на рис. 14-10. Все комплексы с разных широт содержат элементы с различной чувствительностью к растворению. Степень растворения контролируется толщиной стенки, размером, формой и другими факторами. Толщина стенки, по-видимому, представляет собой самый важный фактор. Степень сохранности оценивается количественно в виде индекса растворения, который может основываться на разных показателях, таких, как изменяющийся фаунистический состав, количество обломков раковин, соотношение бентосных и планктонных фораминифер.

Раковины видов, живущих в верхней части водной толщи, часто более

хрупкие, поэтому они растворяются легче, чем виды, обитающие на бóльших глубинах. Популяции взрослых особей нескольких видов планктонных фораминифер, населяющих значительные глубины, дополнительно секретируют кальцит в форме килей или корок. Эти особенности увеличивают их устойчивость против растворения.

Известковый нанопланктон. Большинство кокколитов устойчиво к растворению как в планктоне, так и в комплексах хорошей сохранности в осадках, в то время как комплексы планктонных фораминифер хорошей сохранности содержат высокий процент неустойчивых форм. Таким образом, закономерности растворения двух групп различны. Комплексы кокколитов начинают подвергаться растворению глубже 3000 м, а между 3000 и 5000 м происходит серия изменений состава комплексов, приводящих к снижению видового разнообразия флоры кокколитов и в конечном счете к исчезновению этой группы на глубине 5300 м.

Образование мела и известняка. Мел и известняк – это литифицированные известковые илы. Они образуются в результате гравитационного уплотнения, а также растворения, переосаждения и перекристаллизации биогенных карбонатов. При этом пористость уменьшается от 70% в илах до приблизительно 10% в сцементированных известняках, а объем сокращается примерно на $^1/_3$. Имеющиеся данные показывают, что известковый ил трансформируется в мел в толще осадков на глубине в несколько сот метров, а известняки образуются в ходе дальнейшей цементации при захоронении на глубине около 1 км. Карбонатные породы получены при бурении во всех океанах и имеют возраст от 20 до 120 млн. лет.

Общая картина прогрессивного диагенеза карбонатов от илов к мелу и известняку хорошо изучена благодаря применению сканирующего электронного микроскопа. С увеличением глубины происходит постепенное разрушение фораминифер, но не в результате раздавливания, а вследствие растворения. Известковые нанофоссилии очень чувствительны к растворению и обрастанию раковин вторичным кальцитом. Объем осадка уменьшается в результате обезвоживания на ранних стадиях, изменения упаковки, уменьшения пористости за счет растворения раковин фораминифер, избирательного растворения нанофоссилий и переосаждения кальцита [1080]. У дискоастеров вскоре после попадания в осадки начинается вторичный рост кальцитовой оболочки. На других микрофоссилиях выпадение кальцита начинается только после того, как уплотнение и обезвоживание приводят к формированию поддерживающего зерна каркаса. Эта стадия достигается в нижней части интервала уплотненного ила, где осадок становится хрупким. Кальцит начинает откладываться вдоль краев и в центральных частях плаколитов кокколитов и в конце концов между проксимальным и дистальным щитками. Эвгедральные кристаллы кальцита начинают расти в свободном пространстве камер фораминифер. Поровое пространство заполняется, а частицы срастаются. На поздних стадиях диагенеза почти все микрофоссилии покрыты субгедральными или эвгедральными выростами кальцита; центральные части кокколитов переполнены гранулярным кальцитом, а оставшиеся камеры фораминифер заполнены вторичным кальцитом. Бóльшая часть порового пространства также сцементирована гранулярным кальцитовым цементом [240, 912, 1080].

Мы видели, что с увеличением глубины и со временем ил превращается в мел, а затем в известняк, но в процессе литификации происходят еще многочисленные превращения меньшего масштаба. Для их объяснения Шлангер и Дуглас [911] предложили концепцию *диагенетического потен-*

циала. Согласно этой концепции, различным типам осадков требуется разное время для достижения одинаковых стадий литификации. Диагенетический потенциал измеряет степень диагенеза, которому мог подвергнуться осадок при нормальном течении геологических процессов. Эта величина определяется первичным характером осадка, т.е. соотношениями мелких и крупных микрофоссилий, кокколитов и фораминифер, измененностью комплексов в результате растворения ниже лизоклина или КГл, скоростями осадконакопления, биологической продуктивностью и многими другими неясными факторами. Различия диагенетического потенциала вызываются изменениями палеоокеанологических условий. Сейсмические отражающие горизонты в разрезах глубоководных осадков связаны с формирующимися в ходе диагенеза поверхностями раздела, способными отражать акустические сигналы. В этом смысле в сейсмических горизонтах фиксируются палеоокеанологические события. Поскольку последние могут сказываться на обширных площадях океанов, сейсмические отражающие горизонты должны коррелироваться на больших расстояниях. Отсюда следует также, что коррелирующиеся акустические горизонты регистрируют стратиграфическое распространение диагенетических потенциалов, приобретенных ими в ходе захоронения.

Помимо изменения комплексов микрофоссилий диагенез сильно влияет на изотопный состав биогенного карбоната кальция. Чтобы иметь палеоклиматическое значение, изотопный состав микрофоссилий должен оставаться неизменным [905]. Покрытие кокколитов или фораминифер вторичным кальцитом может привести к занижению палеотемпературных оценок [274]. При анализе изотопно-кислородных данных необходимо учитывать возможные диагенетические искажения [559]. Кейгвин [558] обнаружил, что перекристаллизация фораминифер хорошо развита уже в таких молодых осадках, как позднемиоценовые (около 6 млн. лет назад). Она, очевидно, влияет на результаты изотопно-кислородных измерений, полученные по кернам пробуренных скважин (рис. 14-12).

Кремнистые илы. Кремний – один из самых распространенных элементов на Земле. В природе он особенно часто встречается в соединении с кислородом и называется в этой форме *кремнеземом.* Богатые кремнеземом наземные породы служат его главными источниками. Большое количество кремнезема поступает в реки в результате выветривания и эрозии этих пород. В океанах кремнезем сначала попадает в прибрежные осадки, но некоторая его часть достигает глубоководных областей. Часть растворенного кремнезема захороняется в составе поровых вод, но бóльшая часть извлекается из морской воды и используется живыми организмами. Биологическое извлечение кремнезема является первым из двух доминирующих факторов в его морском цикле. Некоторые группы организмов строят свои скелеты из биогенного опалового (гидратированного, аморфного) кремнезема. К ним относятся диатомовые, радиолярии, кремневые губки и силикофлягелляты. Второй процесс, влияющий на морской цикл кремнезема, – это растворение. После гибели скелетные остатки планктонных кремнистых организмов опускаются сквозь водную толщу, и по пути бóльшая часть кремнезема растворяется. Небольшая доля кремнистого материала накапливается на дне. Если кремнезем концентрируется (составляет более 30% осадка), образуются *кремнистые илы.* Они называются *диатомовыми илами,* когда преобладают диатомеи (более 30%), и *радиоляриевыми илами,* когда преобладают радиолярии (более 30%). Диатомовые илы типичны для высокоширотных областей и некоторых районов континентальных окраин, а ра-

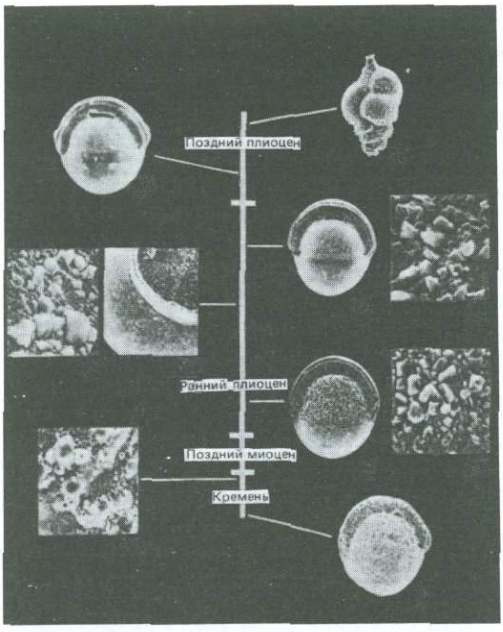


Рис. 14-12. Фотографии под сканирующим электронным микроскопом, показывающие усиление вторичной кальцификации бентосных фораминифер с увеличением глубины и возраста в скважине глубоководного бурения № 157. Два экземпляра позднеплиоценового возраста не имеют кальцитовых корок. У раннеплиоценовых и позднемиоценовых форм развита вторичная кальцификация вследствие диагенеза [558].

диоляриевые илы характерны для районов экваториальных дивергенций. Области кремненакопления тесно связаны с зонами высокой биологической продуктивности и высоких концентраций фосфатов в результате апвеллинга и перемешивания поверхностных вод. Условия, благоприятные для образования протоплазмы, способствуют также биологической фиксации опалового кремнезема. Корреляция между кремнистыми осадками и биологической продуктивностью еще усиливается благодаря тому, что в районах высокой биопродуктивности и фиксации кремнезема в осадки поступает большое количество органического вещества, что обусловливает благоприятный для сохранения биогенного кремнезема химический состав поровых вод. Условия, способствующие хорошей сохранности кремнезема и карбоната кальция, различны, поэтому известковые илы относительно бедны биогенным кремнеземом, и наоборот. Накопление биогенного кремнезема контролируется скорее океанологическими, чем геохимическими условиями. Независимо от районов поступления растворенного кремнезема в океаны он накапливается в виде биогенного кремнезема только под богатыми питательными веществами высокопродуктивными поверхностными водами.

Рассчитано, что вынос кремнезема в океан реками составляет около $4{,}3 \cdot 10^{14}$ г/год [442]. Считается, что для современных и позднечетвертичных океанов характерно равновесное состояние, при котором скорости кремненакопления уравновешиваются поступлением нового материала в океаны. Современное равновесное состояние системы характеризуется недосыщенностью океанских вод кремнеземом на всех глубинах, поскольку кремнистые организмы, «забывающие» о поддержании геохимических балансов, ежегодно продуцируют гораздо больше биогенного кремнезема, чем выносится реками. Это должно приводить к недосыщению аморфным кремнеземом в масштабах океана. Несмотря на недосыщение вод океанов кремнеземом, организмы продолжают строить свои скелеты. Однако во всех

районах, возможно за исключением Северной Атлантики, где концентрация растворенного кремнезема близка к нулю, наличие кремнезема не является лимитирующим фактором для роста организмов с кремневой функцией. Главным лимитирующим фактором для биологической продуктивности служит наличие питательных веществ, которые поступают в высокопродуктивные зоны за счет подъема вод. Каждый год в этих процессах участвует больше кремнезема, чем поступает в океанский резервуар или удаляется из него. Недосыщенность океанских вод обусловливает распад большинства кремневых скелетов сразу после гибели организмов. Обычно лишь небольшая часть (от 1 до 10%) захороняется в осадках на дне океана. Эту часть составляют более массивные или более устойчивые к растворению формы. Концентрация растворенного кремнезема в океане и, следовательно, скорость растворения прямо пропорциональны избытку биологической продуктивности поверхностных вод за счет поступления нового кремнезема в океан. Это напоминает цикл карбоната кальция с одним важным отличием: растворимость карбоната кальция возрастает с увеличением давления (и, следовательно, глубины), в то время как кремнеземом более недосыщены поверхностные воды (рис. 14-1). Тенденция накопления кремнистых осадков в более глубоких частях котловин и растворения карбонатов сводит к минимуму значение последних как разбавителей кремнистых илов. Для биологического извлечения кремнезема требуется 200–300 лет, а для попадания его в осадки – до 18 тыс. лет. Таким образом, с геологической точки зрения скорости извлечения и отложения почти мгновенно отражают изменения в поступлении кремнезема в океан.

В общем самые старые глубинные воды (наиболее удаленные от мест последнего соприкосновения с фотической зоной) характеризуются самыми высокими содержаниями кремнезема. В Тихом океане, где придонные воды движутся с юга, содержание кремнезема увеличивается к северу. Это накопление кремнезема является результатом усиления растворения биогенного материала осадков и водной взвеси и делает Тихий океан «кремнистым» океаном. Поскольку в Атлантике происходит обмен глубинных вод на бедные кремнеземом поверхностные воды, этот океан обеднен кремнеземом. В Индийском океане придонные воды имеют промежуточный возраст между атлантическими и северотихоокеанскими. Вследствие этого в Индийском океане содержание кремнезема умеренное, и лишь на небольших площадях у экваторов встречаются радиоляриевые илы.

Распространение кремнистых илов. Если кремнезем удаляется из океанов в ходе биологических процессов, то где должно происходить биогенное кремненакопление? Ответ на этот вопрос неоднозначен. Некоторые ученые полагают, что бóльшая часть биогенного кремнезема накапливается в прибрежных осадках, т.е. в областях перемешивания эстуариевого типа [442]. Другие исследователи считают, что около 75% поступающего в океан кремнезема накапливается в глубоководных осадках Антарктики [247]. Независимо от ответа существует четкая корреляция между продуктивностью кремнистого планктона (рис. 14-13) и аккумуляцией кремнезема в донных осадках (рис. 14-14). Помимо областей подъема вод к югу от антарктической конвергенции, вокруг Антарктиды (рис. 14-13 и 14-14), главными районами кремненакопления являются высокие широты Северного полушария (Берингово море, северная часть Тихого океана и Охотское море; рис. 14-14) и районы прибрежных апвеллингов, связанных с восточными пограничными течениями [165, 659]. В высоких широтах Северного полушария концентрации кремнезема в осадках значительно ниже, чем в Антаркти-

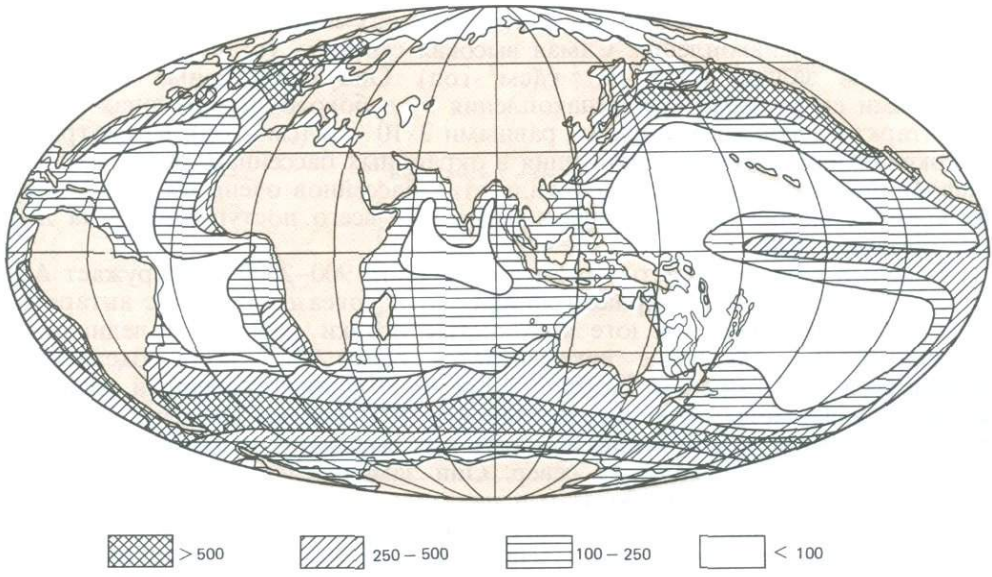


Рис. 14-13. *Скорость извлечения растворенного кремния (г SiO_2/(м^2·год) фитопланктоном* в подповерхностных водах Мирового океана [165].

ке, за счет более сильного разбавления терригенным материалом. В районах, прилегающих к западным окраинам континентов, в результате сгона поверхностных вод от берега образуются прибрежные апвеллинги. В этих сезонных апвеллингах вода поднимается с глубин в первые сотни метров от поверхности океана, как, например, в Калифорнийском, Перуан-

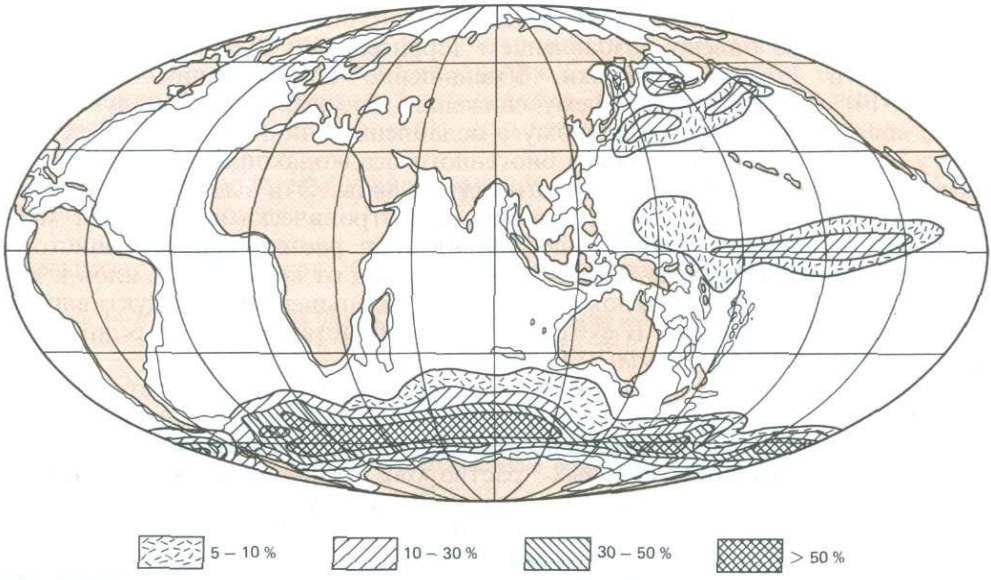


Рис. 14-14. Распространение и процентное содержание биогенного кремнезема в поверхностном слое осадков Мирового океана в пересчете на бескарбонатное вещество [165].

ском и Канарском апвеллингах. В этих районах поддерживаются высокие скорости кремненакопления. Самая высокая скорость установлена в Калифорнийском заливе – до $8 \cdot 10^{-2}$ г/(см^2·год). Она сопоставима с максимальными скоростями кремненакопления в глубоководных районах к югу от антарктической конвергенции, равными $2 \cdot 10^{-2}$ г/(см^2·год). Несмотря на высокие скорости кремненакопления в окраинных бассейнах, таких, как Калифорнийский залив, общая площадь этих бассейнов очень мала, поэтому их кремнистые осадки составляют менее 10% всего поступающего на дно кремнезема [247].

Главный пояс кремнистых осадков шириной 900–2000 км окружает Антарктиду (рис. 14-14). Северная граница этого пояса совпадает с антарктической конвергенцией; на юге кремнистые осадки сменяются ледниково-морскими. В этом поясе накапливается более 75% всего океанского кремнезема [247], причем биогенный кремнезем, представленный главным образом диатомовыми, может составлять 70% осадка по весу. Сильные ветры, дующие из Антарктиды и вокруг нее, вызывают подъем вод и отгоняют поверхностные воды на север. Они замещаются поднимающимися промежуточными водами, богатыми питательными веществами (см. гл. 8).

В экваториальных областях дивергенция поверхностных вод, обусловленная асимметричным распределением ветров над поверхностью океана вблизи географического экватора, приводит к обширному подъему вод, вызывающему увеличение биологической продуктивности (рис. 14-13) и усиленное накопление известковых и кремнистых осадков. Здесь в кремнистых осадках преобладают радиолярии, и скорости осадконакопления значительно ниже (0,089 г/см^2 в 1000 лет), чем в высоких широтах. На дне глубокого океана западнее Восточно-Тихоокеанского поднятия биогенные осадки представлены известковыми илами вблизи экватора, которые к северу и югу быстро сменяются преимущественно кремнистыми илами. Карбонатные осадки накапливаются со скоростями 10–20 мм/1000 лет в зависимости от глубины, а кремнистые осадки – со скоростями 4–5 мм/1000 лет. Убывание концентрации кремнезема восточнее примерно 110° з. д. (рис. 14-14) обусловлено разбавлением терригенным материалом из Центральной и Южной Америки. Уменьшение концентрации к западу (рис. 14-14) соответствует общему снижению биологической продуктивности с востока на запад, связанному с ослаблением подъема вод. К северу и югу от экваториального пояса биогенного осадконакопления кремнистые илы переходят в коричневые пелагические глины. Эти глины распространены под относительно непродуктивными субтропическими водными массами на бóльших глубинах, где усиливается растворение кремнистого и карбонатного материала. Тем не менее переход от кремнистых илов к коричневым глинам в основном обусловлен уменьшением продуктивности с удалением от экватора. В субтропических областях скорости седиментации составляют менее 2 мм/1000 лет.

Морской цикл биогенного кремнезема. Рис. 14-15 иллюстрирует источники и процессы осаждения и трансформации, которые могут влиять на морской цикл кремнезема, в том числе речной сток, подводный вулканизм (поступление из гидротермальных растворов), подводное выветривание, высокотемпературное изменение базальтов, а также растворение кремнистых раковин до захоронения и миграцию кремнезема вверх из поровых вод [442]. Из различных первичных источников (рис. 14–15; табл. 14-2) самым важным является речной сток ($4{,}27 \cdot 10^{14}$ г/год). Материал подводного вулканизма реагирует с морской водой, образуя кремнезем как продукт

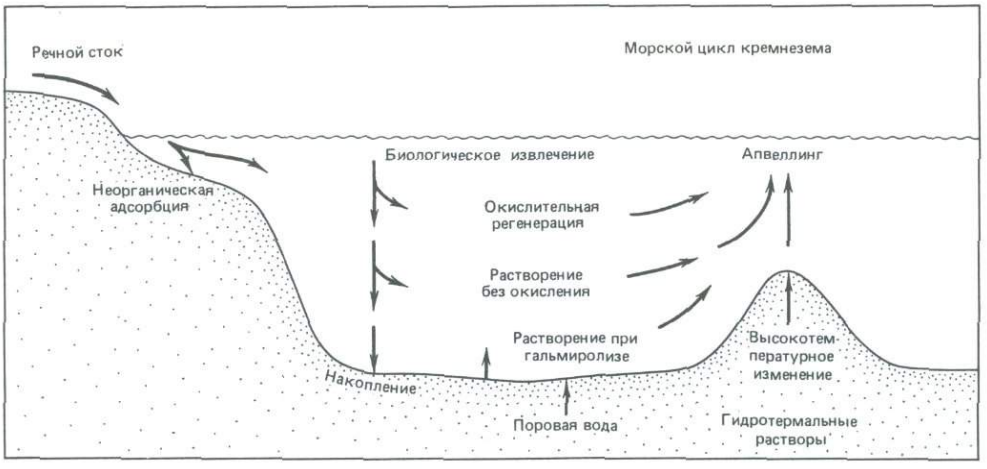


Рис. 14-15. Элементы цикла растворенного кремнезема в океанах [442].

выщелачивания, но количество материала, формирующегося в результате гидротермальной деятельности, по-видимому, незначительно по сравнению с выносимым реками (оно составляет лишь около 20%, по данным Корлисса с *соавторами* [204]). *Низкотемпературные реакции на дне океана, при* которых освобождается кремнезем, могут быть сгруппированы в три основных класса (рис. 14-15): растворение опаловых кремнистых раковин, низкотемпературное изменение океанских базальтов и низкотемпературное изменение обломочных кремнистых частиц. Низкотемпературное изменение базальтов может давать около 20% кремнезема, ежегодно поступающего в океан с речным стоком (табл. 14-2). Растворение опаловых раковин на дне также может вносить большой вклад в баланс кремнезема, но его трудно отличить от растворения в водной толще. Поступление кремнезема в результате низкотемпературного изменения и освобождения из поровых вод, циркулирующих в глубоководных осадках, является другим источником, который, вероятно, дает больше кремнезема, чем годовой речной сток [247] (табл. 14-2).

К главным процессам трансформации кремнезема в океанах (рис. 14-15) относятся следующие:

1. *Биогенная фиксация организмами.* Рассчитано, что она в 40–75 раз превышает речной сток. Скорость трансформации кремнезема в океане

Таблица 14-2. **Геохимический баланс растворенного кремнезема в современном океане, 10^{14} г SiO_2/год ([247], по данным из работы [442])**

Поступление		Удаление	
Процесс	Количество	Процесс	Количество
Растворенный сток рек	4,3	*Захоронение опаловых* раковин	*10,4*
Подводное выветривание	0,9		
Диффузионный поток через поверхность дна	5,7	Неорганическая адсорбция в устьях рек	0,4
	10,9		*10,8*

в результате этого процесса значительно больше скорости поступления или удаления.

2. *Окислительное растворение* – быстрое растворение хрупких кремнистых раковин после гибели в результате окисления покрывающей их протоплазмы. Этот процесс очень важен, так как до попадания на дно океана растворяется около 95% кремнезема.

3. *Растворение без окисления* воздействует на опаловые раковины как при опускании через водную толщу, так и на дне океана. Поскольку глубинные воды повсеместно недосыщены по отношению к опаловому кремнезему, скорость растворения должна лимитироваться химическим равновесием. Растворение без окисления протекает медленно, поэтому оно в основном идет на дне. По мере старения придонных вод в них в результате растворения накапливается растворенный кремнезем.

Осаждение кремнезема в океанах (рис. 14-15) включает биогенное кремненакопление, адсорбцию растворенного кремнезема, связанную с подводным вулканизмом, и неорганическую адсорбцию кремнезема на частицах поступающей в океан взвеси. Самый важный процесс – биогенное осаждение. Бóльшая часть кремнезема удаляется из круговорота биогенным путем, причем преимущественно в глубоководных районах вокруг Антарктиды [247]. Поскольку биологические процессы играют доминирующую роль в морском цикле кремнезема, пересыщение вод и соответственно неорганическое осаждение аморфного кремнезема, по-видимому, были маловероятны уже начиная с кембрия, когда в осадочных разрезах появилось много кремнистых организмов, и практически невозможны начиная с позднего мезозоя, когда в осадках стали многочисленными диатомеи.

Важнейшие элементы морского цикла кремнезема приведены в табл. 14-2. В ней даны составляющие годового баланса [247], в котором поступление из различных источников (вынос реками, диффузия через дно океана, подводное выветривание) уравновешивается основными процессами удаления из цикла (накопление опаловых раковин и неорганическая адсорбция в устьях рек).

Растворение биогенного кремнезема. Лишь небольшая часть (менее 4%) кремнезема, заключенного в опаловых скелетных элементах в подповерхностных водах океанов, достигает морского дна; основная часть возвращается в водную толщу в виде растворенного H_4SiO_4 преимущественно в верхних 1000 м (рис. 14-1). Те кремнистые микрофоссилии, которые действительно достигают дна, даже в форме остатков особей или в составе фекальных пеллет, подвергаются дальнейшему растворению как до, так и после захоронения, поскольку придонные и иловые воды также недосыщены аморфным кремнеземом. Расчеты для центральной части экваториальной области Тихого океана показывают, что 90–99% биогенного опала, продуцируемого в поверхностных водах, растворяется, не достигнув границы раздела вода – осадок; дополнительное растворение происходит в толще осадков, и кремнезем поступает в придонные воды. В результате в осадочных разрезах остается около 2% первоначального количества опала, продуцируемого организмами.

Самые хрупкие окремненные скелетные элементы полностью растворяются при опускании через толщу воды, а более устойчивые формы с толстой стенкой сохраняются дольше при опускании или даже на дне океана. Можно выделить более крупные таксономические группы в порядке увеличения устойчивости к растворению: силикофлягелляты, диатомеи, хрупкие радиолярии, прочные радиоляции, кремневые губки. Поскольку многие

комплексы растворяются, фауна в донных осадках является лишь бедным *по составу реликтом первоначальных комплексов поверхностных вод.* Створки диатомовых, обитающих в Северной Атлантике, вероятно, слабо окремнены по сравнению со створками диатомей, населяющих другие районы. Концентрации кремнезема в североатлантических водах очень низкие и даже достигают нулевых значений в фотической зоне, где организмы экстрагируют почти весь доступный кремнезем. Атлантические диатомеи легко растворяются, возможно, в результате слабого окремнения панцирей или сокращения числа устойчивых видов. Биогенный опал лучше сохраняется в осадках под высокопродуктивными поверхностными водами.

Образование кремней. Глубоководные кремни обычно встречаются в виде очень твердых уплотненных слоев или конкреций криптокристаллического или микрокристаллического кристобалита или кварца (оба являются *полиморфными разновидностями* SiO_2), *образующихся при переосаждении* аморфного кремнезема. Эти породы очень хорошо сцементированы и обладают чрезвычайно низкой пористостью. Одним из крупных открытий на начальном этапе глубоководного бурения было установление широкого распространения кремней в разрезах глубоководных осадков. Вследствие своей прочности кремни создавали большие трудности на ранних стадиях осуществления Проекта глубоководного бурения и препятствовали глубокому бурению во многих точках. К счастью, применение более эффективных буровых долот и методики повторного ввода инструмента в скважину позволили решить эту проблему. Образцы кремней были получены во всех океанах обычно с глубины в несколько сот метров от дна. Хотя кремни широко распространены, они составляют лишь небольшую часть океанских осадков по объему. Осадочные ассоциации показывают, что только небольшая часть кремнистых осадков на дне океана превратилась в кремни; остальная часть оставалась относительно неконсолидированной [495]. Кремни связаны с широким спектром типов осадков и обнаружены в отложениях любого возраста начиная с юры, хотя особое значение они имеют в осадках доолигоценового возраста. Более 1/3 глубоководных разрезов эоцена содержит хотя бы немного кремней. Резкое уменьшение количества кремнистых осадков и связанных с ними кремней в конце эоцена указывает на крупное изменение химического баланса океанов.

Диагенез кремнезема и формирование кремней привлекли большое внимание. Был исследован ряд проблем, в том числе стадии диагенеза кремней, механизм их формирования и происхождение в океанах кремнезема, из которого в конечном счете формируются кремни. Мы рассмотрим каждый из этих вопросов.

Одним из первых признаков диагенеза кремнезема является срастание раковин радиолярий. Обычно формирование кремней происходит за счет растворения и переосаждения опала, в результате чего образуется губчатая масса неупорядоченного кристобалита с незаполненными опаловыми скелетами. В конце концов она превращается в породу, полностью состоящую из кварца [444]. Хит и Моберли [444] различают четыре стадии в процессе формирования кремней в толще карбонатных осадков: заполнение пустых камер фораминифер халцедоном или кварцем–халцедоном, замещение основной массы карбонатных пород тонкозернистым кристобалитом, замещение самих раковин фораминифер халцедоном и кварцем–халцедоном и в конце концов заполнение кремнеземом всех пустот в породе и превращение кристобалита в кварц.

Весь процесс формирования кремней еще точно не выяснен, но две тео-

рии привлекли большое внимание. Согласно первой *теории созревания* Уайза – Вивера [1143] и фон Рада – Роша [1105], за определенное время кремнезем в конце концов должен пройти через различные стадии диагенеза, описанные выше. Вторая *теория минеральной ассоциации* связывает формирование кремней со специфическими седиментологическими и минералогическими ассоциациями [624]. Согласно теории созревания, кремни могут образовываться с различными скоростями. Например, Уайз и Вивер [1143] наблюдали превращение кремнистых илов в настоящие кремни в колонке очень молодых плиоценовых осадков (3–4 млн. лет) из Южного океана. Скорость формирования кремней связана с диагенетическим потенциалом, который пока слабо изучен. Напротив, Лансло [624] отводит большую роль глинистым минералам и проницаемости осадка. Он считает, что различные типы кремней встречаются в разных вмещающих осадках: кварцевые и халцедоновые кремни – в карбонатных осадках, а неупорядоченные кристобалитовые кремни – в глинах. В результате этих наблюдений Лансло пришел к выводу, что поскольку глинистые осадки содержат много катионов металлов и обладают небольшой пористостью, в них формируется кристобалит, неупорядоченная структура которого достаточно открыта для размещения в ней крупных катионов. Так как проницаемость карбонатных осадков больше, в них вследствие относительно быстрого увеличения отношения кремнезема к катионам металлов могут выпадать халцедон и кварц. Уайз и Вивер [1143] отвергают эту теорию на том основании, что неупорядоченный кристобалит может формироваться независимо от литологического состава, если есть подходящий источник поступления биогенного кремнезема. По мнению Калверта [165] и Хита [442], должен иметь место значительный поток кремнезема из донных осадков в придонную морскую воду [240]. Это привело многих исследователей к предположению, что кремни формируются в результате запаздывания такого поступления по сравнению с быстрым захоронением кремнистых осадков турбидитами или пеплами [495].

Главной проблемой, касающейся происхождения кремней, было установление источника кремнезема. Предположено по крайней мере три источника. Для происхождения некоторых кайнозойских кремней выдвинуты вулканические теории [165, 372, 444, 699]. Согласно второй теории, при диагенетической трансформации смектита в иллит высвобождается кремнезем, который может использоваться для окремнения [372]. По самой общепринятой теории, подтвержденной многими исследованиями Проекта глубоководного бурения, происхождение кремней связывается с диагенезом биогенного кремнезема [165, 442, 624].

Гибсон и Тоу [372], а также Маттсон и Пессаньо [699] предполагают, что эоценовые кремни Северной Атлантики и Карибского региона по крайней мере частично имеют вулканическое происхождение. Это заключение основано на ассоциации кремней со смектитами, цеолитами и первичным вулканокластическим материалом. Данные выводы оспаривались Уайзом и Вивером [1143], которые утверждали, что огромное большинство океанских кремней, сформировавшихся со среднего палеозоя, имеет биогенное происхождение. Следовательно, кристобалит, тридимит и кварц образовались в осадках, обогащенных избыточным кремнеземом, являющимся продуктом растворения кремнистых микрофоссилий. Эти авторы считают, что присутствие редких кремнистых микрофоссилий в разрезах кремней может служить хорошим свидетельством наличия в первоначальных осадках гораздо большего количества ископаемых остатков, чем сохранилось в на-

стоящее время, а основная их часть растворилась в ходе диагенеза. Гаррелс и Мак-Кензи [361] указывают, что при формировании кремней первоначальные кремнистые скелетные остатки могут быть настолько сильно изменены за счет растворения и переотложения, что становятся неопределимыми. Биогенные кремнистые осадки могут трансформироваться в породу, не содержащую видимых признаков первоначального биогенного происхождения осадка. В эоценовых кремнистых осадках численность радиолярий резко сокращается вблизи уровня окремнения. Кремни, вероятно, формируются различными способами и за счет разных источников, в том числе растворения и переосаждения биогенного кремнезема, замещения мела, изменения вулканогенного материала и осаждения из гидротермальных растворов [165, 240]. *Однако вследствие тесной связи кремней с опаловыми* осадками основным процессом должна быть трансформация биогенного материала. Отсутствие различимого вулканогенного материала в большинстве кремней и данные по геохимии осадочного цикла кремнезема в целом опровергают необходимость экзотического источника подвижного кремнезема [442, 1143].

Благодаря тесной ассоциации кремнистых осадков с кремнями некоторые теории связывают образование кремней с крупными палеоокеанологическими событиями [87, 444, 464, 861]. Такие предположения небезосновательны. Биогенное кремненакопление было особенно характерным для определенных интервалов эоцена, и кремни широко распространены в среднем эоцене, формируя сейсмический горизонт А (см. гл. 2).

Бергер [70] предполагает, что в среднем эоцене и позднем мелу, когда уровень океана был высоким, затопленные шельфы должны были получать больше карбонатов, но отдавали имеющийся кренезем в глубокий океан. Высокие уровни океана способствовали также снижению количества поступающих в его глубокие части терригенных осадков, ослабляя, таким образом, разбавление океанских кремнистых осадков. В эти временны́е интервалы океанские осадки должны были быть кремнистыми, что создавало предпосылки для формирования кремней. Напротив, во время морских регрессий и узких шельфов, например в олигоцене, осадки океанских котловин были обогащены карбонатами и обеднены кремнеземом. Кремненакопление, вероятно, могло быть существенным на континентальных окраинах и на внешнем краю шельфа за счет усиления апвеллинга, обусловленного *интенсификацией сезонных ветров. Если долгопериодные циклы регрессий–трансгрессий* хотя бы частично являлись следствием гляциоизостазии, формирование кремней должно быть связано с теплыми климатами. Мак-Гоуран [714] также считает, что скрытой причиной формирования кремней являются палеоокеанологические изменения, но он, напротив, полагает, что кремни скорее связаны с холодным, а не с теплым климатом.

Осаждение взвеси в пелагиали. Чтобы сформировать глубоководные пелагические осадки, тонкозернистый эоловый материал и биогенные частицы, образующиеся в верхней части водной толщи океана, должны опуститься на несколько тысяч метров. Частицы диаметром более 30 мкм погружаются на такие глубины всего за несколько дней или недель. Если бы весь биогенный материал был столь же чувствителен к растворению, как бóльшая часть диатомовых, времени опускания в несколько недель было бы достаточно для растворения скелетных элементов уже в верхней части водной толщи. Большинство планктонных фораминифер с диаметром 50–60 мкм опускается в лабораторных резервуарах со скоростью 2 см/с. Это означает, что они должны достигать глубочайших участков океанских

котловин всего лишь за несколько дней. Даже если допустить более сильную турбулентность, можно утверждать, что планктонные фораминиферы и частицы такого же размера, т.е. многие радиолярии, быстро опускаются на дно океана.

Однако многие компоненты пелагических осадков значительно мельче, чем фораминиферы и радиолярии. Более мелкими являются известковые микрофоссилии (средний размер 10 мкм), диатомовые (средний размер около 50 мкм), эоловые осадки и вулканогенный материал (мельче 5–10 мкм). Такие мелкие частицы опускаются очень медленно. Судя по скоростям опускания в лабораторных экспериментах, для кокколита средней величины требуется около 100 лет, чтобы опуститься на дно океана. В действительности при обычной для океана турбулентности отдельные частицы такого размера теоретически вообще не должны достигать дна. Однако накопление мощных толщ тонкозернистых осадков на дне океана ясно показывает, что эти частицы все же осаждаются какими-то способами. Впервые объяснение процесса опускания было предложено Ломаном [667]. Опускание может ускоряться за счет объединения мелких частиц в небольшие комки, вырабатываемые мелким зоопланктоном и называемые *фекальными пеллетами*. Фекальные пеллеты представляют собой небольшие (50–250 мкм) агрегаты фекального материала, покрытые оболочкой (рис. 14-16), которая предохраняет их от рассыпания. Пеллеты содержат большое количество пустых створок фитопланктона, которые, очевидно, сохраняются после проглатывания фитопланктона зоопланктоном [925]. Единичная пеллета может содержать 10^5 кокколитов и приблизительно 1 мкг карбоната кальция. Скорость опускания фекальных пеллет варьирует от 40 до 400 м/день, т.е. она на 1–3 порядка выше, чем для большинства клеток фитопланктона. Следовательно, менее чем за 2 месяца пеллеты могут достичь глубин 5000 м. Опускание в составе пеллет почти наверняка обеспечивает сохранность материала в водной толще до тех пор, пока оболочка не повреждена. В тропических водах оболочка легче подвергается биологическому распаду и содержимое может выпадать в воду, где ранее защищенный фитопланктон легко растворяется (рис. 14-17) [483].

Ускоренное опускание планктона в виде фекальных пеллет (рис. 14-17) имеет два важных геологических следствия.

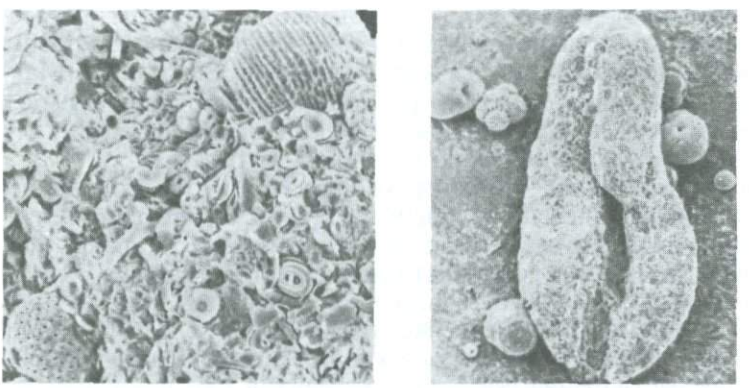


Рис. 14-16. Фекальные пеллеты пелагических копепод. Длина пеллеты около 180 мкм. Увеличенной показана та же пеллета, у которой видна трещина на поверхности, заполненная кокколитами. Типичный диаметр диска кокколита – 3 мкм. (Любезно предоставлено С. Хонджо, Океанографический институт Вудс-Хол.)

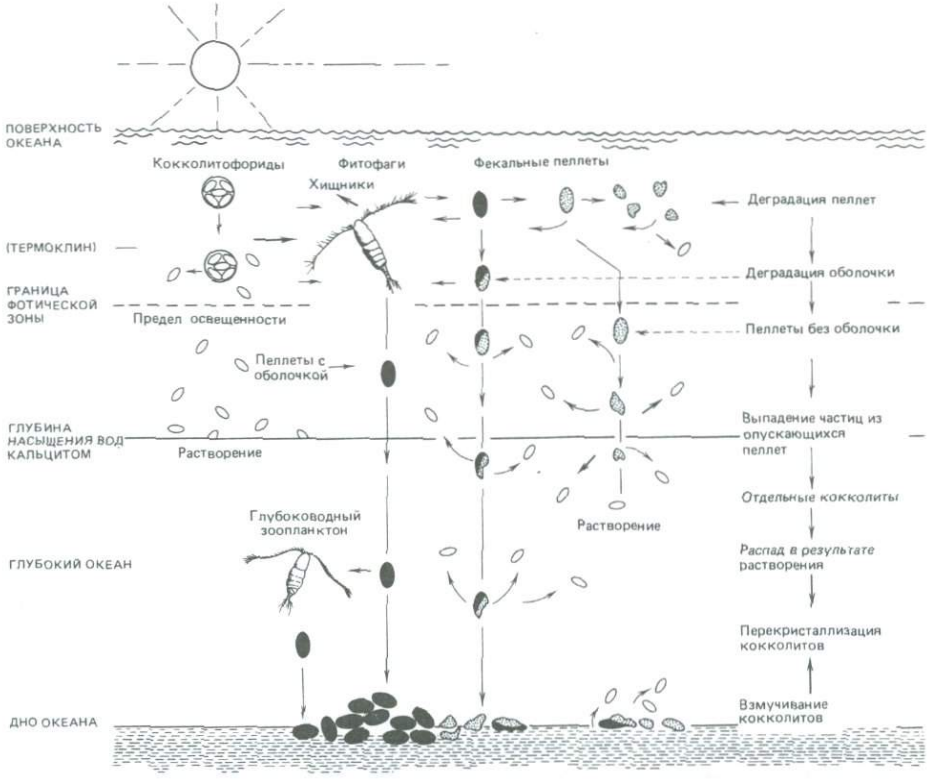


Рис. 14-17. Модель взаимосвязей между продукцией, переносом, растворением и осаждением кокколитов в открытом глубоком океане. Шкалы непропорциональны. Скорость осаждения кокколитов: в виде пеллет – 160 м/сут, в виде дискретных кокколитов – 0,15 м/сут [482].

1. Планктонные комплексы поверхностных вод могут проектироваться на дно без существенного запаздывания между продуцированием и отложением. Боковой перенос океанскими течениями минимален. Таким образом, биогеографические закономерности распределения планктона не нарушаются горизонтальным дрейфом, что могло бы происходить, если бы пеллетный механизм не был столь эффективным. Хонджо [483] рассчитал, что 92% кокколитов, продуцируемых в северной части Тихого океана, опускаются на глубины в несколько тысяч метров в составе фекальных пеллет, после чего большинство из них растворяется на дне.

2. Ускоренное погружение препятствует растворению значительной части микропланктона при опускании через толщу вод. Обычно площадь поверхности кокколита, т. е. поверхность его соприкосновения с водой, составляет около 80 мкм^2. Измеренная Петерсоном [823] на станции в центральной части Тихого океана скорость растворения кальцита составляла 0,3 мм/(см^2·год). При такой скорости кокколиты будут растворяться не более чем за 1 год при опускании менее чем на 100 м ниже уровня насыщения вод по отношению к кальциту. Наличие обширных площадей, покрытых кокколитовыми илами, на больших глубинах демонстрирует эффективность ускоренного опускания. Этот процесс, вероятно, даже более важен для сохранения кремнистых микрофоссилий из-за недосыщенности поверх-

ностных вод и чувствительности к растворению сразу после гибели организмов. Накопление пеллет может, таким образом, поставлять избыточное количество кремнезема на океанское дно, способствуя поддержанию недосыщенности поверхностных вод. Однако успешный перенос в неповрежденном виде через водную толщу обычно не означает сохранения в донных осадках, поскольку, достигнув дна, пеллеты подвергаются биологическому распаду и микрофоссилии могут растворяться недосыщенными придонными водами (рис. 14-17).

Ускоренное опускание имеет гораздо меньшее значение для устойчивого против растворения тонкозернистого абиогенного материала, такого, как глинистые минералы и кварц. Тем не менее эти частицы, вероятно, также без разбора проглатываются видами зоопланктона и участвуют в осаждении пеллет на дно океана.

Обогащенные органическим веществом осадки бескислородных вод. *Бескислородные, или анаэробные, осадки* накапливаются на дне океана в тех местах, где вода обеднена кислородом. Осадки обогащаются органическим веществом, которое не окисляется из-за отсутствия кислорода. Осадки, образующиеся в этих восстановительных условиях придонной среды, всегда имеют черный цвет за счет высокого содержания органического вещества и пирита. Бескислородные осадки не характерны для современного океана, но они были очень распространены в прошлом, особенно в молодых расширявшихся океанских бассейнах, таких, как ранний, почти изолированный Атлантический океан. В современном океане бескислородные осадки накапливаются в Черном море, в полуизолированных бассейнах у южной Калифорнии и в одном небольшом, заполненном рассолом бассейне на континентальном склоне Луизианы в Мексиканском заливе[1]. В четвертичное время бескислородные условия временами устанавливались в восточной части Средиземного моря, хотя современная среда там кислородная.

Развитие бескислородных условий определяется рядом факторов, которые значительно понижают концентрацию кислорода в придонном слое. Это происходит в полуизолированных бассейнах с ограниченной придонной циркуляцией или под промежуточными водами океанов, на уровне кислородного минимума и под высокопродуктивными поверхностными водными массами вдоль некоторых континентальных окраин. Образующиеся в этих совершенно различных обстановках осадки трудно отличить друг от друга, поскольку все они обычно слоисты и обогащены органическим веществом. Образовавшиеся в анаэробных условиях обогащенные органическим веществом осадки называются *сапропелями*. К ним относятся некоторые черные битуминозные сланцы и аргиллиты. Иногда богатые органическим углеродом и серой в форме пирита осадки образуют мощные толщи. Они имеют большое экономическое значение. Ненарушенность связанных с этими толщами осадков указывает на отсутствие роющих бентосных организмов. Способы образования сапропелей на больших площадях океанского дна разнообразны и пока плохо изучены. Исчерпывающий обзор этого вопроса можно найти в работах Риана и Читы [891], Тиде и ван Андела [1039]. Для объяснения происхождения разновозрастных сапропелей были предложены различные механизмы.

В качестве объяснения предлагалось вертикальное распространение слоя кислородного минимума на всю толщу вод океана в периоды либо увеличения продуктивности поверхностных вод (т.е. во время апвеллинга), либо

[1] А также во впадине Кариако (Карибское море), областях апвеллингов и др.–*Прим. ред.*

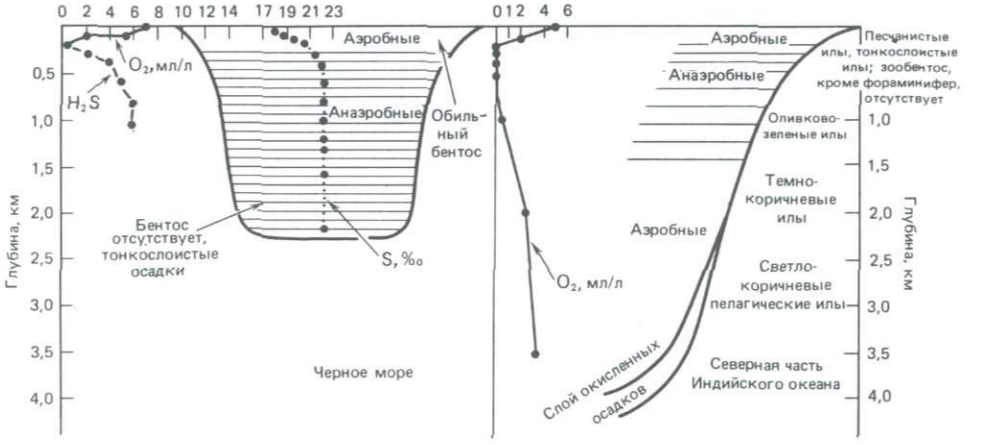


Рис. 14-18. Схема аэробных – анаэробных водных масс и их влияние на распространение осадков в Черном море и в северной части Индийского океана [1039].

ослабления термогалинной циркуляции. Для развития этого процесса необходимо обеднение вод кислородом только в ограниченном интервале глубин, не обязательно включающем самые глубокие части бассейна (рис. 14-18). Наличие слоя кислородного минимума лучше всего объясняет распространение древних, богатых органическим веществом осадков, обнаруженных на возвышенностях.

Другими важными факторами формирования осадков, обогащенных органическим веществом, являются стагнация в результате изоляции или полуизоляции бассейнов и наличие барьеров, ослабляющих циркуляцию (рис. 14-18). Стагнация Черного моря в позднечетвертичное время и Северной Атлантики в мелу, вероятно, была результатом слабой глубинной и вертикальной циркуляции. В этих случаях бескислородные условия могли возникать за счет недостаточного количества кислорода для восполнения его содержания в придонных водах. Даже в условиях открытого океана, где придонные воды постоянно им пополняются, содержание кислорода снижается по мере их старения и удаления на болѣшие расстояния от районов формирования в высоких широтах. Образующиеся вокруг Антарктиды современные придонные воды содержат сначала 8 мл/л растворенного кислорода. Однако к моменту их прихода в северную часть Тихого океана содержание кислорода снижается до 2 мл/л за счет дыхания абиссальных организмов[1].

Другой механизм подразумевает стабильную стратификацию водных масс для установления анаэробных условий и сохранения необычно больших количеств органического вещества в глубоководных осадках. Стабильность водных масс по вертикали обусловливается усилением стратификации солености и температуры. Соленость и температура зависят от таких факторов, как средняя температура воздуха, соотношение испарения и выпадения атмосферных осадков над океаном и прилегающей сушей и степень изолированности бассейна. Вертикальное перемешивание океанских

[1] Главным образом за счет распада органического вещества в глубинных водах и донных осадках.– *Прим. ред.*

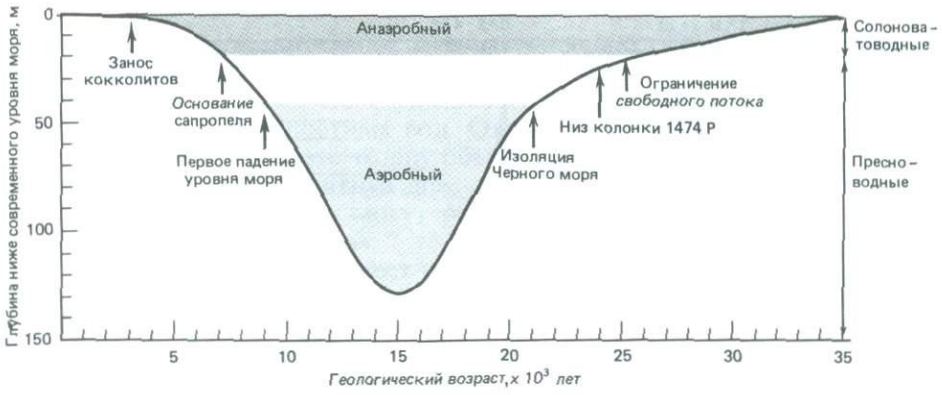


Рис. 14-19. Изменение уровня Черного моря за последние 35 тыс. лет и главные палеоокеанологические события, связанные с колебаниями уровня моря [249].

вод ослабевает за счет сильной плотностной стратификации. Устойчивая стратификация возникает в результате формирования поверхностных вод пониженной солености, как это происходило в восточной части Средиземного моря при образовании сапропелей.

Примеры из современных и позднечетвертичных бассейнов. Осадки Черного моря. В позднечетвертичных глубоководных осадках Черного моря происходило накопление сапропеля [246]. Современное осадконакопление – преимущественно аэробное[1]; накапливаются кокколитовые илы. Стагнация Черного моря в позднечетвертичное время вызывалась отсутствием перемешивания водных масс и поступления в более глубокие его части кислорода, жизненно необходимого для аэробного распада органического вещества. В результате этого содержание органического углерода в голоценовом сапропеле, сформировавшемся около 7000 лет назад, составляет около 20%. Позднечетвертичные осадочные разрезы Черного моря непосредственно связаны с историей колебаний уровня океана (рис. 14-19). Осадочная толща отражает чередование пресноводных, солоноватоводных и истинно морских условий. Около 23 тыс. лет назад, когда уровень океана опускался на 40 м по сравнению с современным, Черное море было полностью изолировано от Средиземного и стало пресноводным бассейном. Во всей водной толще преобладали аэробные условия (рис. 14-19); эта фаза длилась 12–13 тыс. лет [246]. Примерно с 9 до 7 тыс. лет назад морская вода иногда переливалась в Черное море через Босфорский порог в результате повышения уровня океана. Эти вторжения морских вод формировали слои соленых вод на дне Черного моря, но не оказывали большого влияния на соленость поверхностных вод. Вертикальная циркуляция ослабевала, и на границе вода–осадок начинали развиваться анаэробные условия, способствовавшие сохранению органического детрита. Этот интервал маркирует начало перехода от пресноводных условий к морским и от обстановки хорошей аэрации к стагнации. Порог в Босфорском проливе был все еще слишком мелководным, чтобы препятствовать двухслойной циркуляции, а вытекавший поток пресных вод сильно затруднял проникновение содер-

[1] На шельфах; глубже 150–200 м современное осадконакопление – анаэробное за счет сероводородного заражения вод. – *Прим. перев.*

жащих кислород соленых вод. Около 7000 лет назад в глубокой части бассейна зона сероводородного заражения стала настолько устойчивой, возможно поднявшись на несколько сот метров над дном, что поступающие кислородсодержащие воды больше не могли разрушить анаэробную водную массу (рис. 14-19). Примерно к 3000 лет назад морские условия стали окончательно господствующими. Между Средиземным и Черным морями установилась двухслойная циркуляция, и в Черное море вернулась глубоководная фауна (рис. 14-19).

Бассейны Калифорнийского бордерленда. Изоляция бассейнов Калифорнийского бордерленда (рис. 12-21) от открытого океана с нормальными вертикальными градиентами водных масс привела к ослаблению циркуляции в результате нарушения этих градиентов. Глубинные воды проникают во внешние бассейны центральной части бордерленда и движутся на север через постепенно повышающиеся пороги. Воды бассейнов глубже порога однородны по плотности [294], и по направлению к северу в бассейны поступает все меньше глубинных вод. В настоящее время этот поток формируется за счет промежуточных вод северной части Тихого океана с очень низким содержанием кислорода. Вследствие этого дно бассейнов повсеместно покрыто водами с первоначально низким содержанием кислорода, которое еще уменьшается за счет окисления органического вещества, поступающего в зонах апвеллингов [389]. Частично бескислородные условия в бассейне Санта-Барбара резко сокращают численность придонных сверлильщиков и способствуют аккумуляции осадков с ненарушенной слоистостью, богатых органическим веществом. Эти морские варвы (ленточные, или тонкослойчатые, осадки) с годичной цикличностью представляют особый интерес, поскольку в них содержится полный разрез кремнистых микрофоссилий за последние 10 тыс. лет. Эти толщи были изучены с высоким разрешением и по ним получены детальные палеоклиматические и палеоокеанологические данные.

Впадина, заполненная рассолами, Мексиканский залив. Известно, что бескислородные осадки формируются также в бассейнах с концентрированными рассолами. Самый известный современный пример – бассейн Орка на континентальном склоне северной части Мексиканского залива, на глубине 1800 м. В результате просачивания соли из соляного диапира в позднечетвертичное время образовались концентрированные рассолы, заполнившие нижние 200 м этого замкнутого бассейна. Большая плотность придонной воды препятствует вертикальному перемешиванию и вызывает стагнацию. Такая обстановка мешает окислению осадков и создает условия для накопления органического вещества. Бентос на уровне рассолов в этом бассейне практически отсутствует. Осадки черные, богатые органическим веществом и обычно тонкослоистые.

Верхняя часть континентального склона. Осадки могут накапливаться в анаэробных условиях и в открытом океане, в верхней части континентального склона (рис. 14-18), где слой кислородного минимума под высокопродуктивными поверхностными водами соприкасается с дном океана. Содержание кислорода понижено в результате окисления больших количеств органического вещества, опускающегося через водную толщу. Такое явление наблюдается в северо-западной части Индийского океана (рис. 14-18), где в воде на глубине 150–800 м практически нет кислорода. В этой зоне откладываются осадки, обогащенные органическим веществом. Содержание кислорода снова возрастает ниже слоя кислородного минимума, в связи с чем изменяется характер осадков (рис. 14-18).

Примеры из геологической истории. Сапропели восточной части Средиземного моря. В течение позднего кайнозоя в восточной части Средиземного моря периодически отлагался сапропель. Слои сапропелей характерны для осадков конуса выноса Нила, Тунисского пролива и Адриатического моря. В настоящее время они не формируются. Содержание органического вещества в позднекайнозойских сапропелях варьирует от 1 до 18% (в среднем 4%). Для объяснения отложения слоев сапропелей в восточной части бассейна предложено несколько гипотез. Однако любые попытки понять механизм образования сапропелей в восточной части Средиземного моря должны учитывать следующее: полное отсутствие бентосной фауны и биотурбации; присутствие необычных комплексов планктонных фораминифер в слоях сапропелей; морское происхождение органического вещества; то, что отложение слоев сапропелей происходило как в теплые, так и в холодные эпизоды в пределах межледниковий, а также замечательную однородность отдельных слоев сапропелей в обширных районах (более 1000 км в поперечнике) и в больших интервалах глубин, от глубочайшей части бассейна до глубин 300 м на континентальном склоне [1043].

Отсутствие бентосных микрофоссилий и высокое содержание органического вещества в сапропелях свидетельствуют о временном обеднении придонных вод кислородом. В слоях сапропелей встречаются комплексы планктонных фораминифер с многочисленными раковинами *Neogloboquadrina dutertrei.* Повышенное содержание этого вида, предпочитающего относительно низкую соленость, указывает на проникновение в море больших количеств пресных вод в поверхностном слое в течение интервалов отложения сапропелей. Низкая соленость поверхностных вод подтверждается наличием связанных с сапропелями эпизодов особенно легкого изотопно-кислородного состава воды. Стагнация была недолгой и продолжалась всего лишь несколько тысяч лет [1043].

Большинство гипотез предполагает образование широко распространенного и устойчивого поверхностного слоя низкой солености, что прерывало нормальную термогалинную вертикальную циркуляцию и вызывало формирование бескислородных условий в глубочайших частях бассейна. В настоящее время наиболее широко принята модель Олауссона [797], поддержанная Рианом [889]. Эта гипотеза связывает отложение сапропеля с дегляциацией и высокими стояниями уровня океана. Когда уровень моря поднялся выше порога в Босфорском проливе (40 м), пресные воды из Черного моря (которое было заполнено талыми ледниковыми водами) потекли в Эгейское море, в восточную часть Средиземного моря. Совместный эффект понижения солености поверхностных вод и повышения температуры оказался достаточным для ослабления вертикальной циркуляции и проявления стагнации в глубоких бассейнах, обусловившей накопление слоев сапропелей.

Ранний Атлантический океан. В течение поздней юры и мела на ранних стадиях раскрытия Атлантического океана, когда палеоциркуляция в более изолированных бассейнах была ограниченной, в бескислородных условиях накапливались широко распространенные мощные толщи черных сланцев, обогащенных органическим веществом [20, 709, 1039]. Обогащенные органическим веществом осадки отлагались в Северной Атлантике в отдельные интервалы времени, примерно с раннего мела (готерив) по средний мел (сеноман) и местами в туронском веке позднего мела. В Южной Атлантике слои черных сланцев широко распространены в осадках поздней юры (оксфорд)–среднего мела (сеноман) и местами даже в позднем

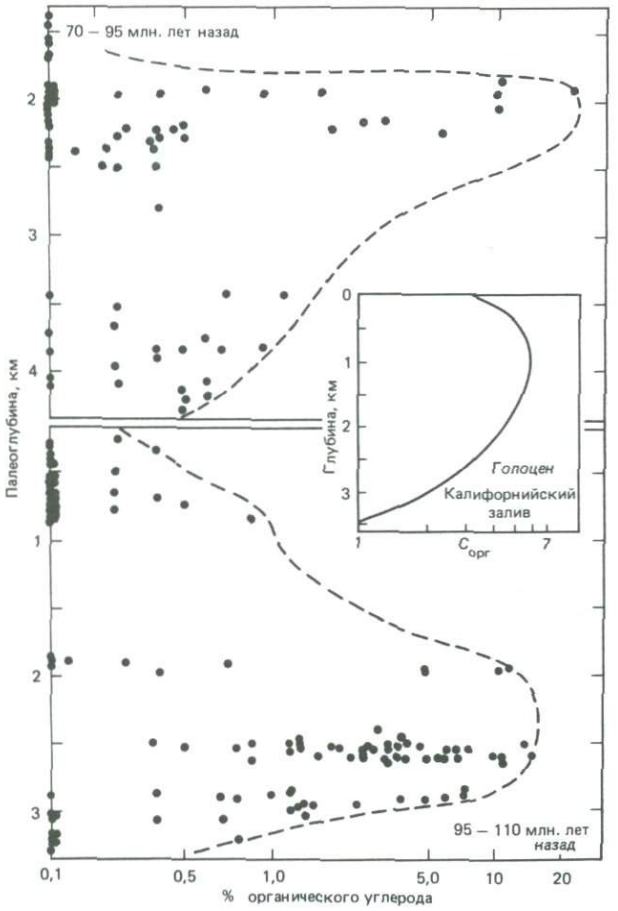


Рис. 14-20. Вариации содержания $C_{орг}$ в осадках Южной Атлантики с глубиной (в км) для двух интервалов мелового периода (70–95 млн. лет назад и 95–110 млн. лет назад). На врезке показано изменение содержания $C_{орг}$ с глубиной в *современных осадках Калифорнийского залива*. Обращает на себя внимание максимальное содержание $C_{орг}$ на глубинах распространения промежуточных вод, связанных со слоем кислородного минимума в этом районе [1039].

мелу (коньяк). Черные сланцы сложены терригенными глинами, обогащенными органическим веществом, в том числе фрагментами растений. Прослои органического вещества часто имеют мощность несколько десятков метров и переслаиваются с известковыми осадками с отчетливыми *комплексами бентосных фораминифер. Первоначальная глубина отложения* нижнемеловых бескислородных осадков варьирует от 2500 до 3000 м, а для позднемеловых составляет около 2500 м (рис. 14-20). Бескислородные обстановки могли развиваться в промежуточных океанских водах в зоне кислородного минимума. Полный глубинный, интервал зоны кислородного минимума в мелу еще необходимо определить дополнительным бурением в большем интервале палеоглубин. Но когда откладывались верхнемеловые бескислородные осадки, в тех же бассейнах на бóльших глубинах одновременно *могли накапливаться окисленные осадки (рис. 14-20). Это могло бы* быть очень важным, хотя и спорным, фактором формирования черных сланцев. Природа таких широко распространенных бескислородных осадков все еще остается невыясненной, и было выдвинуто несколько гипотез. Разные исследователи отводили различную роль ряду факторов, в том числе возрасту, источнику, среде формирования придонных вод, подъему и продуктивности вышележащих вод, количеству поступающего в котло-

вины реакционноспособного органического вещества. Некоторые авторы полагают, что эти разрезы не формировались как другие сапропели и высокое содержание органического углерода в них обусловлено поступлением большого количества обогащенных органическим веществом осадков с континентов [20]. Широкое распространение черных сланцев в мелу, вероятно, вызвано обильным выпадением атмосферных осадков и формированием обширных дельт, но даже огромные количества органического вещества должны были бы окислиться, если бы отсутствовали бескислородные условия. Возможно, молодые океанские котловины развивались через ранние стадии отчетливой стратификации по солености, обеспечивавшей сохранение органического углерода в осадках, несмотря на скорость его поступления за счет выноса реками или продуктивности поверхностных вод. Соленостная стратификация ослабевала по мере расширения бассейна и исчезновения препятствовавших эффективной циркуляции барьеров.

Главный, остающийся нерешенным вопрос касается факторов, вызывавших сильную плотностную стратификацию водной толщи. Возможно, что в течение мела, в эпизоды усиленного речного стока и интенсивного выпадения атмосферных осадков, не только поступали на дно большие количества органических остатков, но также возникала плотностная стратификация за счет образования низкосоленых поверхностных вод. Поступающие через Карибское море тихоокеанские воды могли быть обеднены кислородом за счет повышенной продуктивности организмов в экваториальном поясе; кроме того, испарение могло превышать поступление атмосферных осадков, и благодаря опусканию плотных соленых поверхностных или шельфовых вод развивалась устойчивая плотностная стратификация. Бескислородные условия могли вызываться длительным временем размещения придонных вод и низким первоначальным содержанием кислорода в высокосоленых водах. В более открытых бассейнах со слабой циркуляцией, вероятно, существовали промежуточные условия. Плотные соленые морские воды, образовавшиеся за счет испарения на окружающих прибрежных мелководьях в низких широтах, по-видимому, переливались в котловины, создавая устойчивую стратификацию и бескислородные условия. Эти вторжения, которые, вероятно, регулировались изменениями климата, могли создать ритмически повторявшиеся бескислородные условия в более крупных океанских бассейнах.

Аутигенные осадки

Аутигенными называют минералы, образующиеся in situ на поверхности дна или внутри осадочной толщи. Они являются продуктами физико-химических и биохимических реакций, происходящих во время накопления или диагенетического преобразования осадков. Большинство аутигенных минералов выпадает химическим путем из морской воды. Ионы, участвующие в реакциях аутигенного минералообразования, имеют различное происхождение, в том числе гидротермальное и биогенное. Различия состава отдельных слоев в железо-марганцевых конкрециях могут нести информацию об изменениях геохимических характеристик среды их формирования. Если удается выяснить во всех деталях связь процессов формирования аутигенных минералов с конкретными факторами среды, то по аутигенным минералам можно реконструировать палеосреду древних океанов.

В океанских осадках чаще встречаются следующие пять групп аутигенных образований: металлоносные осадки и гидроокислы железа, железо-

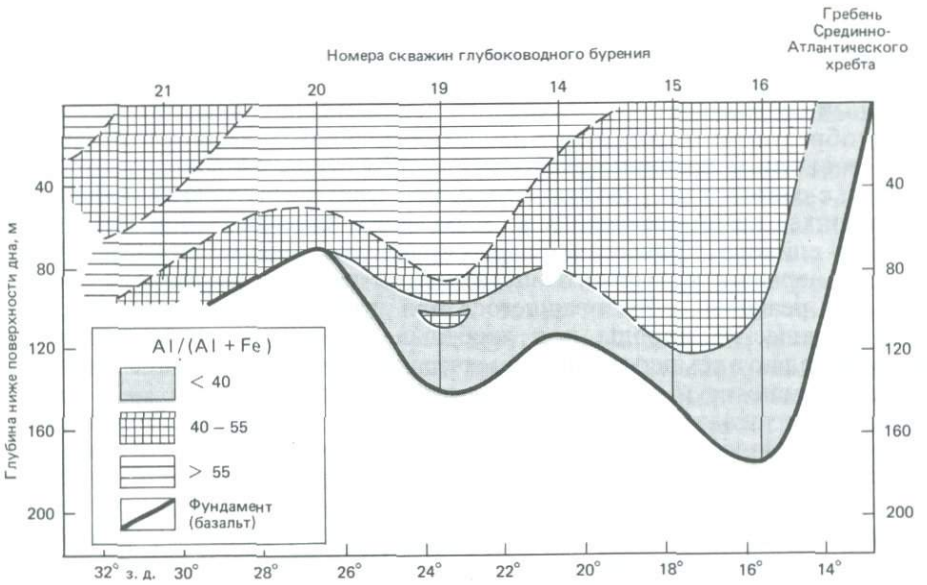


Рис. 14-21. Схематический разрез через западный фланг Срединно-Атлантического хребта в Южной Атлантике, показывающий обогащение базальных осадков на хребте железом [118].

марганцевые конкреции, фосфориты, цеолиты и барит. Великолепный обзор данных об аутигенных минералах океанских осадков дан Кроненом [216].

Металлоносные осадки и окислы железа. Обогащенные переходными металлами отложения тесно связаны с активными срединно-океанскими хребтами. Такие отложения, характеризующиеся повышенными концентрациями железа, марганца, меди, хрома, свинца и некоторых других металлов, формируются в районах с высоким тепловым потоком, вблизи гребня срединно-океанского хребта, в тесной связи с генерацией новой океанской коры. Содержание железа в них бывает больше 20% (в пересчете на бескарбонатное вещество). Осадки, залегающие непосредственно на базальтовом фундаменте срединно-океанских хребтов, также обогащены металлами (рис. 14-21). Их называют *базальными железистыми (металлоносными) илами.* Они представляют собой древние аналоги металлоносных илов, образующихся в настоящее время на гребнях срединно-океанских хребтов. Этот базальный слой накопился на гребне хребта и переместился затем в ходе спрединга вниз по склонам. Металлоносные осадки формируются также в континентальных рифтовых зонах на начальных стадиях дрейфа континентов и образования океанов. Лучшим примером является Красное море, хотя металлоносные илы в данном регионе разбавляются терригенным материалом, поступающим с соседних континентов (см. гл. 11). Обычно осадкообразование на срединно-океанских хребтах носит чисто пелагический характер, поскольку привнос терригенного материала в эти районы почти отсутствует[1].

В современных рифтовых зонах срединно-океанских хребтов выделяются металлоносные осадки трех типов [285]: железо-марганцевые [119], чи-

[1] Калифорнийский залив, Аденский залив, пролив Хуан-де-Фука.– *Прим. ред.*

сто марганцевые (почти чистый MnO_2) [763, 940] и железисто-сульфидные, обедненные марганцем [285]. Похоже, что наиболее широко распространены осадки железо-марганцевой ассоциации. Именно они образуют металлоносный базальный слой осадочного чехла океанов. Считается, что все три типа образуются в результате гидротермальной деятельности, связанной с вулканизмом срединно-океанских хребтов (рис. 14-22).

Эдмонд с соавторами [285] показали, что слои металлоносных осадков, образовавшихся на новой океанской коре, представляют собой различные проявления единого процесса – прогрессирующего перемешивания поднимающегося первичного высокотемпературного кислого раствора с восстановительной реакцией, образовавшегося при просачивании воды через горячие вулканические породы под хребтами. Локальные вариации этого потока определяют температуру и химический состав вод, которые в конце концов поднимаются и изливаются на дно океана.

Сульфиды осаждаются в результате минимального разбавления первичного раствора. Изливаясь на дно океана, эти высокотемпературные кислые, сульфидные и металлоносные растворы смешиваются с холодной щелочно-окислительной окружающей водой (рис. 14-22). Если скорости потока достаточно высоки, чтобы доминировать над местным режимом придонных вод, то формируются массивные сульфиды. Напротив, там где гидротермальные растворы сильно разбавлены активно циркулирующими «грунтовыми водами», отложение сульфидов происходит преимущественно в пределах глубинных подводящих каналов, а не на дне океана. В противоположность этому марганцевые корки отлагаются на океанское дно из бо-

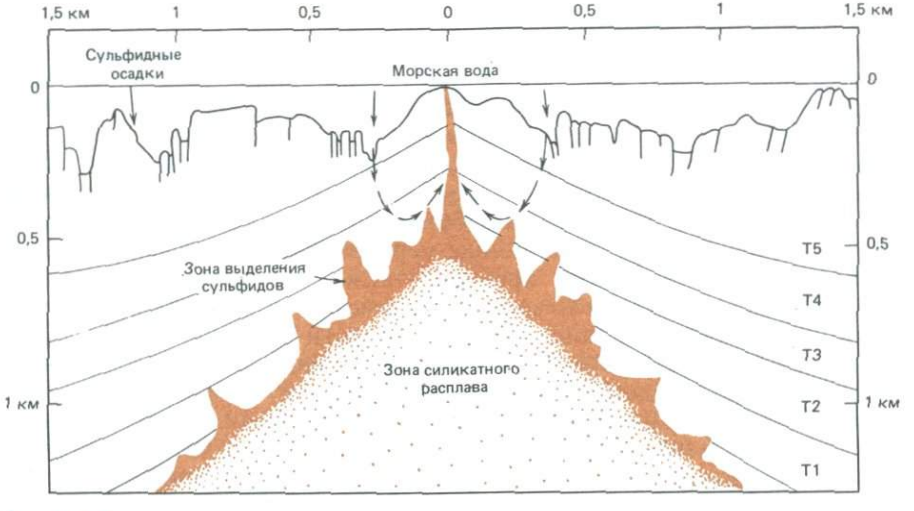


Рис. 14-22. Схема осевой зоны быстро расширяющегося хребта – района отложения сульфидов. Гидротермальная зона расплавленного вещества имеет состав базальтового расплава и покрыта зоной выделения кристаллических сульфидов из высокотемпературных растворов. Районы боковых деформаций наиболее благоприятны для циркуляции морской воды. Нанесены температурные кривые (T) по расчетам Слипа (Sleep, 1975) для хребтов, расширяющихся с полускоростью 5 см/год. Поскольку скорость спрединга в районе 21° с. ш. составляет около 3 см/год, изотермы будут круче и кровля зоны плавления в коре на 1–2 км глубже, чем показано. Температуры: $T1$ – 1185°С, $T2$ – 1000°С, $T3$ – 800°С, $T4$ – 600°С, $T5$ – 300°С. Вертикальный масштаб профиля рельефа дна увеличен в два раза. Зона силикатного расплава, представляющая магматическую камеру, по вертикали не увеличена [463].

лее холодных окисленных растворов, содержащих лишь небольшой процент первоначального гидротермального раствора. Промежуточные условия перемешивания гидротермальных растворов и грунтовых вод приводят к одновременному осаждению железа и марганца, типичных для обогащенного железом базального слоя осадков [285].

Обогащенные железом (и марганцем) базальные осадки тесно связаны с быстро расширяющимися хребтами, осадки, обогащенные сульфидами железа,–с хребтами, расширяющимися с промежуточными скоростями, а марганцевые осадки–с медленно расширяющимися хребтами. Небольшое количество железо-марганцевых осадков на очень медленно расширяющихся хребтах, вероятно, связано с их более интенсивными тектоническими движениями, которые могут увеличивать проницаемость коры и, следовательно, обеспечивать возможность циркуляции большого количества грунтовой воды, а также понижать температуры поднимающихся ко дну растворов. В центрах спрединга с промежуточными скоростями, таких, как Галапагосский спрединговый хребет, проницаемость относительно низка вследствие сочетания меньшей тектонической трещиноватости и низких скоростей накопления вулканических пород. В этих районах поднимающиеся горячие растворы отлагают на океанском дне сульфиды (например, пирит и марказит) [204, 285]. Обнаруженные на Восточно-Тихоокеанском поднятии, около 21° с. ш., массивные сульфиды формируют почти конические и столбчатые структуры различного размера (высотой 3–10 м), вытянутые почти параллельно аккреционной границе плит (см. гл. 7).

Металлоносные гидротермальные растворы могут переноситься на значительные расстояния. Считается, что обогащенные железом и марганцем осадки в депрессии Бауэра сформировались на Восточно-Тихоокеанском поднятии, на расстоянии 1000 км, и были перенесены придонными течениями. Следовательно, скорость аккумуляции гидротермальных осадков в любой точке зависит не только от активности на гребнях хребтов, но и от интенсивности и направления переноса придонными водами от гребней хребтов.

Образование металлоносных осадков в Красном море связано с несколько иным процессом, чем те, которые протекают на срединно-океанских хребтах, но он также является результатом гидротермальной активности при образовании новой коры. Главное отличие заключается в том, что прилегающие континенты служат близкими источниками тяжелых металлов. В Красном море некоторые впадины содержат горячие (50–60°С) рассолы в водной толще на глубинах около 2000 м. Соль поступает в них за счет растворения нижележащих эвапоритов. Плотность рассолов препятствует вертикальной циркуляции в водной толще. Это отсутствие циркуляции наряду с окислением больших количеств органического вещества создает бескислородные условия и удерживает металлоносные растворы во впадинах. Восстановительные условия допускают аккумуляцию в воде высоких концентраций ионов металлов, в тысячу раз превышающих содержание в поверхностных водах. Когда рассол встречается с вышележащей, содержащей кислород водой, выпадает гидроокись железа, которая затем поглощает из воды медь, цинк, кобальт, марганец, свинец и другие металлы. В бескислородных условиях, на бóльших глубинах, значительная часть металлов реагирует с сероводородом, образуя в осадках ярко окрашенные сульфиды металлов с повышенными концентрациями меди, цинка, серебра, свинца, железа и марганца [300].

Обогащенные железом базальные осадки, удаленные от гребня хребта,

рассматриваются как древние аналоги металлоносных осадков, формирующихся на гребне хребта в настоящее время. Этот процесс с разной интенсивностью идет с раннего кайнозоя. Базальные осадки имеют устойчиво повышенные концентрации металлов по сравнению с вышележащими отложениями или с осадками того же возраста вне гребня хребта. Марганец и железо являются элементами, постоянно обогащающими осадки гребня хребта в течение последних 50 млн. лет. Скорости аккумуляции железа в базальных отложениях показывают, что интенсивность гидротермальной деятельности менялась. В периоды ее усиления скорость аккумуляции Fe за пределами гребня хребта также была выше средней. Распространение таких связанных с гидротермальными осадками элементов, как Mn и Zn, тоже отражает вариации интенсивности гидротермальной активности во времени. Периоды максимальной аккумуляции Fe вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия тесно связаны с интервалами крупных изменений скорости или направления спрединга (или обоих) вдоль гребня хребта [643].

Железо-марганцевые конкреции. Возможно, известным даже домашним хозяйкам словосочетанием, связанным с морской геологией, является термин *железо-марганцевая конкреция*. В течение десятилетий конкреции вызывали лишь любопытство ученых, но в настоящее время благодаря своей огромной экономической ценности сконцентрировали на себе большое внимание. Они содержат миллиарды тонн металлов и помимо марганца богаты никелем, медью, кобальтом, железом и в небольших количествах включают еще две дюжины других металлов. Эти образования более, чем любые другие, стимулировали политическую деятельность, касающуюся международного морского права и богатств дна открытого океана. Железо-марганцевые конкреции представляют экономический интерес благодаря высоким концентрациям в них меди и никеля. Содержание меди и никеля в конкрециях, образующих широкий пояс к югу от Гавайских островов, более чем вдвое превышает концентрацию этих элементов в месторождениях, разрабатываемых на суше. Особенно важен никель, поскольку его месторождения редки, а в конкрециях он встречается вместе с медью. Кобальт также накапливается во многих конкрециях, но его распространение менее закономерно, и он обычно ассоциируется с железом и свинцом. Существует корреляция между типом осадков и обогащением их металлами. Например, медь и никель особенно характерны для кремнистых илов, в то время как железо имеет в основном гидротермальное происхождение. Для добычи железо-марганцевых конкреций со дна океана в широких масштабах были разработаны изощренные технологические приемы.

Железо-марганцевые образования очень широко распространены на дне океана, встречаясь в виде корок, конкреций или тонких пленок на породах. Конкреции, важные с коммерческой точки зрения образования, представляют собой черные или коричневые стяжения минералов, сложенные окислами марганца и железа. Обычный диаметр конкреций от 1 до 10 см (но он может варьировать от 20 мкм до 15 см). Железо-марганцевые окислы встречаются в тонкозернистой силикатной или обогащенной железом основной массе, связанной с зернами обломочных минералов или с биогенными компонентами. Конкреции растут концентрическими слоями, как луковица, вокруг центрального ядра различного состава (рис. 14-23).

Глубоководные железо-марганцевые конкреции были впервые подняты со дна океана во время экспедиции «Челленджера» в феврале 1873 г., в 250 км к юго-западу от острова Ферру (Канарские острова). С тех пор их распространение закартировано с различной детальностью во всех океанах,

Рис. 14-23. Поперечное сечение железо-марганцевой конкреции из Тихого океана. В этом образце срослись две конкреции. Длина конкреции около 6,5 см [985].

кроме Северного Ледовитого, в основном с помощью подводных фотографий. Конкреции широко распространены на дне океана, за исключением районов быстрого осадконакопления, в которых отлагаются турбидиты или гемипелагические осадки. Они особенно характерны для районов со скоростями осадконакопления менее 5 мм/1000 лет и с условиями хорошей вентиляции придонной среды.

Концентрические слои железо-марганцевых конкреций отражают границы химического и минерального состава и варьируют в размерах от легко различимых колец до микроскопических текстур (рис. 14-23). Эти вариации могут свидетельствовать об изменениях обстановки формирования и в таком случае являются палеогеохимическими индикаторами, связанными с колебаниями состава морской воды во время роста конкреции. Сопоставляя изменения химического состава, зарегистрированные отдельными конкрециями, *не приходится удивляться, что между средним составом* железо-марганцевых конкреций из разных океанов существуют систематические различия. В периоды медленного прироста окислов металлов или быстрой пелагической седиментации в состав конкреций часто включаются частицы биогенных осадков. Вертикальное распространение конкреций в осадочных разрезах изучено плохо, но создается впечатление, что на поверхности дна океана численность конкреций непропорционально высока [485]. Кажется, что на каждую находящуюся на поверхности дна конкрецию приходится только одна в верхних 4 м осадочной толщи. Несколько важных вопросов, касающихся железо-марганцевых конкреций, все еще требуют удовлетворительного ответа. Самый важный из них состоит в том, каков же все-таки механизм формирования конкреций? Далее, каким образом они сохраняют свое положение на поверхности дна? Какими параметрами среды определяется их состав? Что является источником многочисленных компонентов? Каково стратиграфическое распространение конкреций в мезозойских и кайнозойских осадках океанов?

Геохимия железо-марганцевых конкреций. Глубоководные железо-мар-

ганцевые конкреции обычно накапливаются медленно, что приводит к длительному контакту между железо-марганцевыми окислами и морской водой. Это создает возможность концентрации редких элементов. Морская вода пересыщена марганцем Mn^{2+}, который является главным источником выпадения MnO_2:

$$Mn^{2+} + {}^1/_2O_2 + 2OH^- \rightleftharpoons MnO_2 + H_2O.$$

MnO_2 не осаждается в свободном растворе. Для начала осаждения необходим каталитический эффект поверхности, т. е. наличие ядра, конкреции или поверхности породы. Двумя главными минералами железо-марганцевых конкреций являются бёрнессит и тодорокит, различающиеся в основном степенью окисления и гидратированности, контролируемой Eh среды отложения. В тодороките марганец может замещаться как никелем, так и медью, что объясняет их обилие в обогащенных тодорокитом конкрециях. В табл. 14-3 приведены концентрации пяти металлов в конкрециях.

Таблица 14-3. **Среднее содержание Mn, Fe, Co, Cu, Ni в железо-марганцевых конкрециях из Атлантического, Тихого и Индийского океанов (в %) и средние значения для Мирового океана [218]**

	Атлантический океан			Тихий океан	
	Среднее	Максимальное	Минимальное	Среднее	Максимальное
Mn	16,18	37,69	1,32	19,75	34,60
Fe	21,2	41,79	4,76	14,29	32,73
Ni	0,297	1,41	0,019	0,722	2,37
Co	0,309	1,01	0,017	0,381	2,58
Cu	0,109	0,884	0,022	0,366	1,97

	Индийский океан			Мировой океан	
	Минимальное	Среднее	Максимальное	Минимальное	Среднее
Mn	9,87	18,03	29,16	11,67	17,99
Fe	6,47	16,25	26,46	6,71	17,25
Ni	0,161	0,510	2,01	0,167	0,509
Co	0,052	0,279	1,04	0,068	3,323
Cu	0,034	0,223	1,38	0,029	0,233

Конкреции в верхней (морская вода) и нижней (осадок) своих частях, возвышающихся над уровнем дна, отличаются по строению и химическому составу. В верхней части химические реакции происходят между морской водой и конкрецией, а в нижней, находящейся в осадке,–между морской водой, конкрецией и осадком. Нижняя часть гораздо больше обогащена марганцем и медью, а верхняя–железом и кобальтом [218]. Железо-марганцевые пленки на поверхности слоев кремней, выступающих из обнажений коренных пород и не контактирующих с донными осадками, по химическому составу сходны с верхними частями конкреций. Состав конкреций на дне Мирового океана (рис. 14-24) варьирует из-за различий в минералогии, источниках элементов и среды осадконакопления. Источники элементов могут меняться в зависимости от вариаций биологической продуктивности, колебаний интенсивности, расположения и типов вулканизма, а также других факторов.

Скорости формирования. Железо-марганцевые конкреции растут медленно. Радиометрическими методами датирования установлены скорости ро-

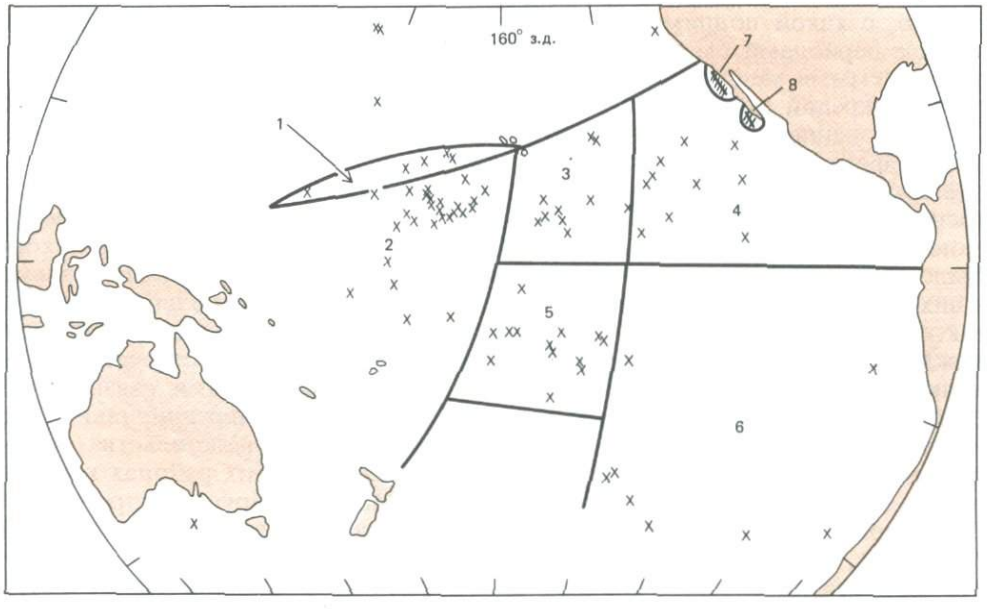


Рис. 14-24. Некоторые региональные различия геохимического состава железо-марганцевых конкреций Тихого океана [218]. Показаны главные геохимические провинции конкреций в Тихом океане: *1* – горы Мид-Пасифик (конкреции богаты Co и Pb, бедны Ni и Cu); *2* – конкреции среднего состава; *3* – конкреции, обогащенные Ni и Cu, бедные Co; *4* – конкреции, обогащенные Ni, Cu и Mn, бедные Co; *5* – конкреции, обогащенные Co и Ti; *6* – конкреции, обогащенные Ni, бедные Co; *7* – подводные горы Калифорнийского бордерленда (конкреции обогащены Co, бедны Ni и Cu); *8* – континентальный бордерленд (конкреции обогащены Mn и Mo, бедны Ni, Co, Cu, Pb, Fe и Ti). Крестиками показаны станции опробования.

ста примерно от 1 до 4 мм/10^6 лет или 0,2–1,0 мг/(см$^2 \cdot 1000$) лет. Для сравнения напомним, что осадки накапливаются со скоростью более 1 м/10^6 лет даже в районах медленной седиментации, удаленных от источников континентального обломочного материала, и вне областей высокой биологической продуктивности. Рост конкреций может быть прерывистым вследствие чередования интервалов захоронения осадками и открытого нахождения на морском дне, а также наличия или отсутствия входящих в состав конкреций металлов. Кришнасвами [608] обнаружил, что аутигенное осаждение Mn на дне Тихого океана почти постоянно и что вариации его абсолютных концентраций в осадках, вероятно, отражают локальные отличия в скоростях седиментации. Конкреции обычно находятся на поверхности или частично захоронены. Очень медленные скорости аккумуляции подтверждают, что железо-марганцевые конкреции существуют не только благодаря своей необычной способности притягивать имеющийся вокруг марганец, но и вследствие того, что некий механизм препятствует их захоронению. Конкреции обычно остаются на поверхности и аккумулируют марганец примерно с той же скоростью, что и окружающие осадки. Если конкреции захороняются, их рост прекращается. Наличие конкреций в подповерхностных слоях осадков некоторых районов показывает, что они действительно в конечном счете захороняются. Каким образом они так долго остаются на поверхности? По этому вопросу нет единого мнения, но возможны следующие объяснения: миграция конкреций вверх с той же ско-

ростью, с какой поднимается поверхность осадков; изменение скоростей *роста с периодами быстрого роста во время эрозии вмещающих осадков*, прерываемыми медленным ростом конкреций во время осадконакопления; рост конкреций при движении поверхности осадков вниз.

Захороненные конкреции не изменяются с глубиной[1]. Следовательно, они не формируются за счет диффузии элементов вверх из ранее захоронившихся конкреций. Перекатывание придонными течениями или бентосными организмами может удерживать конкреции на поверхности. Верхнюю часть конкреции можно определить по отложению на ней осадков. Было также обнаружено, что некоторые конкреции перевернуты, поскольку *в них есть четкий верх. Второй механизм (влияние бентоса) очень вероятен*, так как на подводных фотографиях дна прослеживается четкая корреляция между конкрециями и бентосными организмами. Между встречаемостью конкреций и придонными течениями с высокими скоростями связь более слабая. Во многих областях с высокой численностью конкреций, таких, как экваториальная часть Тихого океана, не обнаружены свидетельства большой активности придонных течений; следовательно, в этих районах конкреции не могли образоваться за счет их деятельности. С другой стороны, богатые поля конкреций обнаружены на определенных участках океанского дна, *таких, как дно Южного океана, где распространены течения с высокими* скоростями. В таких районах эрозия донных осадков и неотложение обеспечивают условия для формирования железо-марганцевых конкреций. Возможно, что, когда придонные течения размывают и выносят осадки, конкреции смещаются и поворачиваются, открывая все свои поверхности, в результате чего происходит наращивание слоев, как у луковицы. Сначала конкреции располагаются на дне более или менее равномерно, не соединяясь друг с другом, вероятно, благодаря передвижению между ними роющих бентосных организмов. По мере увеличения концентрации конкреций они начинают ограничивать территорию и запасы пищи роющих организмов. В некоторых районах железо-марганцевые конкреции покрывают почти 100% поверхности дна. Эти участки, называемые *мостовыми железо-марганцевых конкреций*, отделяют роющие организмы от запасов пищи и формируют защитную поверхность, препятствующую эрозии. В большинстве таких мостовых отдельные конкреции не соединяются, как булыжники мостовой, вероятно, вследствие их продолжающегося постепенного смещения. Некоторые конкреции срастаются, формируя твердую поверхность.

Распространение. Большие концентрации конкреций встречаются в северной и южной частях Тихого океана (рис. 14-25), где они связаны с коричневыми глинами[2] и медленно накапливающимися кремнистыми илами [217, 377, 735]. В северной части Тихого океана максимальные концентрации встречаются вблизи южной границы обширной области накопления коричневых глин, занимающей большую часть Северо-Тихоокеанского бассейна. Обширные провинции распространения конкреций расположены в областях минимального осадконакопления. Внешние пределы районов высоких концентраций конкреций совпадают с зонами повышенных скоростей осадконакопления за счет терригенных или биогенных источников. В Тихом океане, где срединно-океанские хребты оказывают меньшее влияние на придонную циркуляцию, конкреции наиболее обильны в восточных

[1] Имеются многочисленные указания на растворение конкреций в толще осадков.– *Прим. ред.*

[2] В современной геологической литературе чаще употребляется термин «пелагические глины».– *Прим. перев.*

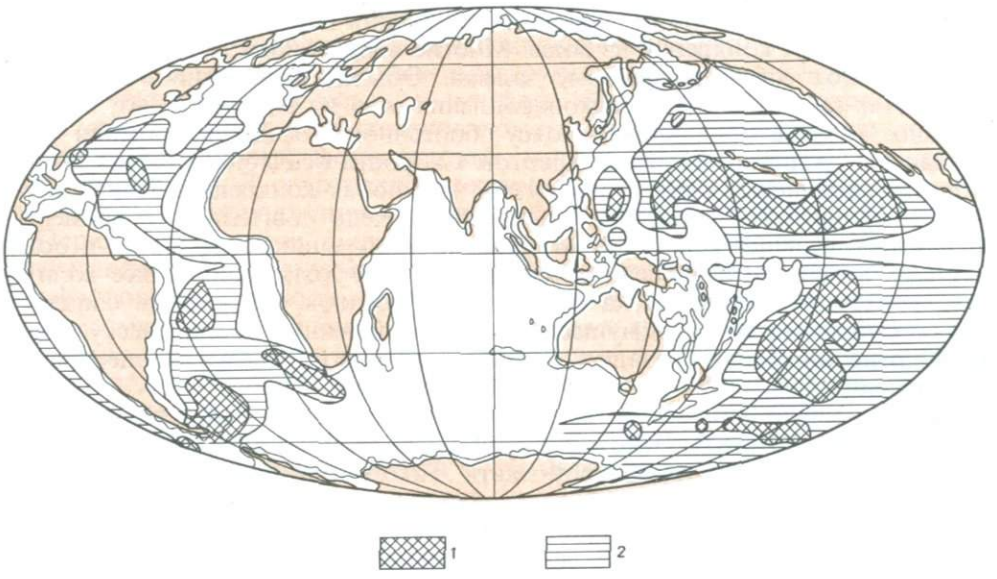


Рис. 14-25. Распространение железо-марганцевых конкреций в Тихом и Атлантическом океанах [218]. *1* – плотное покрытие дна конкрециями, местами более 90%; *2* – конкреции встречаются часто, хотя распределены неравномерно.

и западных частях провинций, расположенных южнее и севернее экваториального пояса биогенных илов (рис. 14-25). Южный океан, ограниченный Антарктическим циркумполярным течением, маркируется обширными полями конкреций, образованных в результате деятельности придонных течений. В Атлантическом (рис. 14-25) и Индийском океанах, где скорости биогенной седиментации выше (особенно в Атлантике) и накапливаются турбидиты, районы с низкими скоростями осадконакопления встречаются только между абиссальными равнинами и срединно-океанскими хребтами. В этих районах максимальные концентрации конкреций отмечаются и вне пределов влияния Антарктического циркумполярного течения (рис. 14-25).

Происхождение конкреций. Генезис конкреций вызывает большие дискуссии. Экспедиция «Челленджера» привела к появлению четырех главных гипотез формирования конкреций: гидрогенной (осаждение из морской воды), гидротермальной (осаждение из гидротермальных растворов, связанных с подводными вулканами), гальмиролизной (выветривание подводных лав и вулканокластического материала) и диагенетической (ремобилизация Mn в толще осадков и переосаждение на границе раздела вода – осадок). Первые две гипотезы привлекли большое внимание. Осаждение из морской воды должно быть медленным и постоянным, в то время как осаждение из гидротермальных источников при подводных излияниях протекало бы более быстро. Большинство данных свидетельствует о небольших скоростях формирования конкреций. В виде конкреций может осаждаться марганец из любых источников. Многие поля конкреций удалены от каких-либо локальных вулканических источников, но такие источники, вероятно, важны там, где они существуют.

Таким образом, большинство конкреций растет в ходе их перекатывания на поверхности осадков и переворачивания бентосными организмами.

Для образования сплошных мостовых конкреций необходимы эрозия осадков и осаждение конкреций из воды. Многие конкреционные поля в океанах представляют собой реликтовые залежи. Обычно конкреции образуются в областях со скоростями осадконакопления от 4 до 8 мм/1000 лет, примыкающих к экваториальному поясу биогенного осадконакопления или к флангам срединно-океанских хребтов. Скорости осадконакопления в провинциях коричневых глин столь низки, что любая конкреция, начав расти, может продолжать свой рост в течение очень длительного времени[1].

Распространение конкреций во времени. Конкреции встречаются в осадках всех возрастов от эоцена до современности. Хотя наибольшее количество конкреций находится на границе вода–осадок, это еще не означает, что они образовались преимущественно в современную геологическую эпоху. Многие конкреции оказались на поверхности в результате концентрации при эрозии.

Захороненные конкреции встречаются в разрезах океанских осадков в больших количествах. Некоторые глубоко залегающие горизонты конкреций в восточной экваториальной части Тихого океана содержат больше конкреций, чем верхние несколько метров осадочного разреза. Это свидетельствует о том, что в третичное время конкрециями была покрыта большая часть океанского дна, чем в четвертичное время. Причиной этого могли быть более низкие скорости осадконакопления, обусловленные замедленными скоростями накопления биогенного материала и меньшим поступлением терригенного материала или повышенной концентрацией исходного вещества. Последнее кажется маловероятным, поскольку увеличение поступления терригенного материала и усиление эксплозивного вулканизма в течение позднего кайнозоя должны были увеличить концентрацию необходимых для образования конкреций ионов. Таким образом, концентрация конкреций на современном дне океана представляет собой вторичный артефакт, не отражающий увеличение скорости роста конкреций. Химический состав конкреций также менялся со временем. Никеля и, возможно, меди больше в конкрециях среднетретичного (миоцен-олигоценового) возраста, чем в более молодых.

Фосфориты. Фосфориты являются осадочными породами, состоящими главным образом из фосфатных (P_2O_5) минералов, преимущественно микрокристаллического карбонат-фторапатита. Первые образцы фосфоритов со дна океана были добыты путем драгирования в 1873 г. в экспедиции «Челленджера» на континентальной окраине Южной Африки. Фосфориты встречаются в двух главных тектонических обстановках: либо в виде тонких (менее 30 см) пластов на континентальных шельфах и на верхних частях континентальных склонов (на глубинах от 200 до 500 м), на плато и мелководных возвышенностях, обычно в ассоциации с мелководными известняками и известковыми илами, либо в виде мощных толщ (более нескольких сот метров) в геосинклиналях, где они ассоциируются с богатыми органическим веществом сланцами, кремнями, доломитами и в меньшей степени известняками. Фосфориты наиболее обильны на континентальном шельфе и в верхней части континентального склона, где они нередко встречаются в виде *фосфоритовых конкреций* диаметром более 25 см. Все же чаще встречаются крупные агрегаты, пластины и гальки. В этих фациях фосфориты

[1] Исчерпывающие материалы по генезису конкреций, их свойствам и закономерностям распространения приведены в работе «Железо-марганцевые конкреции Тихого океана».– М.: Наука, 1976.– *Прим. ред.*

представлены в конгломератовых или неконгломератовых формах. Конгломератовые типы состоят из фосфатизированной гальки, известняка и макрофауны в цементе из глауконита и других минералов. Содержание фосфата в таких породах равно в среднем 18%. Неконгломератовые типы представляют собой фосфатизированные известняки, содержащие до 15% фосфата. Большинство фосфоритовых залежей на континентальных окраинах *реликтовые*. В современном океане они, по-видимому, формируются только в высокопродуктивных прибрежных зонах Юго-Западной Африки и Перу, где молодые тонкослоистые неконсолидированные фосфориты перемешаны с реликтовыми фосфоритовыми конкрециями. Для образования фосфоритов необходима высокая концентрация фосфора в морской воде, поэтому фосфориты часто связаны с зонами апвеллинга или древних апвеллингов, где воды обогащены биогенными элементами. У Юго-Западной Африки подъем богатых фосфором вод связан с системой Бенгельского течения, что и обусловливает формирование фосфоритов [970]. Фосфориты банки Агульяс к югу от Южной Африки представляют собой одну из крупнейших в мире осадочных залежей фосфоритов на морском дне. Их образование обусловлено крупным древним апвеллингом[1].

Фосфорит может образоваться путем замещения карбоната фосфатом в восстановленных биогенных осадках. Источником фосфора при этом служит продукция планктона в поверхностных водах. Большинство исследователей считают, что высокая биологическая продуктивность, необходимая для образования фосфоритовых залежей, связана с планктоном и приводит к очень высоким скоростям осадконакопления. В таких условиях захороняется большое количество неокисленного органического вещества в неконсолидированных осадках, которое в дальнейшем преобразуется в фосфориты. Последовательное замещение карбоната фосфатом с увеличением глубины удается наблюдать в поверхностном слое осадков.

Согласно другой модели, образование фосфоритов происходит путем непосредственного осаждения из богатых фосфором промежуточных вод, минуя промежуточный процесс продуцирования планктона в поверхностных водах. На банке Агульяс богатые фосфором воды поднимаются на край шельфа (около 150 м) в результате динамического апвеллинга. Богатые фосфором воды в этом районе распространяются от термоклина до дна. Верхнемиоценовые морские фосфориты широко распространены во всем мире, указывая на значительные апвеллинги над мелководными платформами. В это время кроме апвеллингов должны были существовать еще и другие специфические условия, объясняющие широкое распространение фосфоритов, но они пока не выявлены.

Цеолиты представляют собой широко распространенную группу белых или бесцветных водных алюмосиликатов, сходных по составу с полевыми шпатами и образующихся как продукты выветривания. Они ассоциируются с медленно накапливающимися глубоководными осадками, особенно с коричневыми глинами. В глубоководных осадках наиболее широко распространены две группы цеолитов – филлипсит и клиноптилолит.

---

[1] Механизм современного фосфоритообразования в зонах прибрежных апвеллингов, раскрытый Г. Н. Батуриным (1969 г.), представляет собой сложный многоэтапный процесс, включающий биогенное связывание растворенного фосфора фитопланктоном, осаждение его на дно в составе планктоногенного органического вещества, стягивание P_2O_5 в ходе диагенеза в конкреции или микроконкреции и концентрирование последних при перемыве осадков. Описание явления современного фосфоритообразования зарегистрировано в СССР как научное открытие в 1984 г. под названием «эффект Батурина».– *Прим. ред.*

Филлипсит – наиболее распространенный цеолит в океанских осадках – встречается в виде удлиненных призматических кристаллов. В областях очень низких скоростей осадконакопления его содержание достигает 50% от бескарбонатного материала осадков. На дне Тихого океана филлипсит ассоциируется с оксигидратами железа и марганца, монтмориллонитовыми глинами, палагонитом и другими вулканогенными частицами. Меррей и Ренар в 1891 г. высказали предположение, что филлипсит образуется в результате изменения (подводного выветривания) вулканокластического материала на океанском дне. В частности, филлипсит может возникнуть при подводном изменении палагонита, который сам представляет собой продукт изменения подводных вулканических пород. Он встречается в виде коричневых или желтых выделений в интерстициях пиллоу-лав.

Клиноптилолит встречается во всех трех океанах, но наиболее обилен в Атлантике [99]. Обычно считают, что клиноптилолит образуется в результате изменения кислого вулканогенного материала, особенно риолитового вулканического стекла, а также опалового кремнезема. Таким образом, он может формироваться за счет как вулканических, так и невулканических источников.

Морской барит. Барит ($BaSO_4$) широко распространен в глубоководных осадках в виде кристаллических или микрокристаллических фаз; кроме того, он может замещать вещество фекальных пеллет. Его средняя концентрация равна примерно 1‰, но может достигать 10% в бескарбонатном веществе некоторых типов осадков [215]. Барит образуется либо в ходе подводной гидротермальной деятельности, либо за счет биогенного материала. Установлена четкая зависимость между содержанием бария и биологической продуктивностью [18].

15. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ: ДВИЖЕНИЕ И ФЛУКТУАЦИИ ПОТОКОВ

На этом пути кажется неизбежным, что поверхностные воды северной и южной холодных зон рано или поздно должны опуститься на дно океана и образовать там толщу вод, мощность которой зависит от скорости поглощения ею тепла нижележащей земной коры и вышележащих поверхностных вод.

Томас Х. Хаксли

Геологические индикаторы придонных течений

Введение. В конце XIX в. интерес к глубинам океана вызвал появление науки океанология. Сначала бушевали страсти вокруг вопроса о том, может ли существовать жизнь при огромных давлениях, низких температурах и в абсолютной темноте глубокого океана; организация экспедиции на «Челленджере» явилась прямым результатом этих споров. Экспедиция быстро рассеяла представления о безжизненности абиссальных глубин, но потребовалось еще почти сто лет, чтобы опровергнуть столь же неверную идею о неподвижности вод глубокого океана. Введенные в заблуждение геологи использовали ископаемые знаки ряби и размывов, найденные в породах всех возрастов, как доказательство, что эти породы являются мелководными отложениями. Даже когда в 1968 г. началось глубоководное бурение, большинство стратиграфов ожидало найти в глубоком океане полные, ненарушенные разрезы осадков и ископаемых остатков. Оказалось, что ненарушенные разрезы являются исключением, а не правилом. В последние годы эрозия и переотложение осадков на океанском дне были признаны широко распространенными процессами как в пространстве, так и во времени. Различие закономерностей осадконакопления и несогласия показывают, что глубоководная осадочная летопись обычно неполная. Эти несогласия интерпретировались как показатели эпизодического потока придонных вод, обусловленного изменениями климатических условий или тектонической конфигурации океанских бассейнов. Большая вероятность того, что придонная циркуляция играет важную роль в перераспределении глубоководных осадков, впервые была осознана Георгом Вюстом в 1930-е гг. Сначала он, основываясь на потенциальной температуре, корректно предположил наличие довольно сильных придонных течений в Южной Атлантике, а позднее из динамических расчетов вывел скорости 10–15 см/с. Прямые инструментальные измерения глубинных течений подтвердили его расчеты, но геологи все еще продолжали скептически относиться к существованию в глубоком океане течений с достаточно большими скоростями, способных эродировать дно. После того как обширные пространства океанского дна были сфотографированы, остались лишь отдельные скептики. При нормальных условиях подводные камеры на станциях делают 10–30 фотографий, причем каждый кадр захватывает 2–3 м поверхности дна. Таким образом был продемонстрирован эффект воздействия придонных течений и других седиментационных процессов на морфологию морского дна и выработаны критерии идентификации и интерпретации созданных течениями форм рельефа. Следы придонных течений варьируют от едва заметных сглаженных участков дна и слабого наклона растущих на дне организмов через линии течений, осадочные шлейфы и знаки ряби до знаков размыва и обнаженных мостовых, лишенных осадков.

Выявление путей развития различных форм рельефа океанского дна обеспечивает информацию о природе и структуре *бентического пограничного слоя* океанов. Бентический пограничный слой отличается от вышележащих вод близостью поверхности морского дна. Оценка динамики и истории развития экзогенных форм рельефа позволяет устанавливать, насколько важными и быстрыми были глубинные течения в прошлом и как они изменяют поверхность осадков сейчас. Необходимо подчеркнуть, что крупные формы рельефа дна океана могут не отражать характера современной глубинной циркуляции, поскольку есть доказательства того, что крупные аккумулятивные гряды сформировались в прошлом, когда придонные течения были более активными. Хотя эти гряды являются реликтовыми формами, они будут трактоваться в данной главе как формы поверхности осадков современного морского дна.

Большая часть площади дна океанов омывается довольно медленными глубинными течениями (со скоростями менее 2 см/с), которые переносят холодные и плотные придонные воды из полярных районов в другие части океанских бассейнов, где придонные воды медленно поднимаются и замещают поверхностные воды. Однако прямыми измерениями течений в определенных секторах абиссали на средних глубинах установлены скорости до 40 см/с. Скорости по крайней мере 15–20 см/с сохраняются на расстоянии до 0,5 м от дна. На средние скорости могут накладываться приливные колебания величиной несколько сантиментров в секунду, но они пока еще слабо изучены. Там, где течение обтекает подводную гору, локальная скорость может увеличиваться в 2 раза.

Абиссальная циркуляция (см. гл. 8) контролируется четырьмя важными факторами: образованием придонных вод в определенных районах, рельефом дна, межокеанскими связями и проходами, вращением Земли. Плотностные потоки ищут самые глубокие пути в океанах. Эти трассы определяются в основном взаимодействием конфигурации океанского дна и сил, приводимых в действие вращением Земли. Течения проходят преимущественно вдоль западных окраин бассейнов. Это следствие действия силы Кориолиса (см. гл. 8), направляющей течения вдоль изобат. Такие течения называются *контурными*. Однако течение может не идти вдоль изобат, если на него действуют иные силы, такие, как различия потенциальной плотности и взаимодействие с другими движущимися водными массами. Тем не менее геологическая роль придонных течений особенно значительна вдоль западных окраин океанов. В Атлантике идущий на север поток плотных ААДВ (антарктические придонные воды) оказывает влияние в основном на распространение осадков в Южной Атлантике, в то время как в северо-западной Атлантике вдоль восточной окраины Северной Америки на юг движется почти столь же сильный поток САГВ (североатлантические глубинные воды). Эти течения размывают осадки и переносят их на юг, хотя Гольфстрим может распространяться достаточно глубоко, чтобы осложнить закономерности их воздействия. Подобное действие придонных вод отмечается и на западных окраинах Тихого и Индийского океанов. Сильные течения связаны также с межокеанской циркуляцией через проходы между континентами и островами, такими, как проливы Дрейка, Гибралтарский и Флоридский, Юкатанский канал и бреши в хребте Маккуори к югу от Новой Зеландии. Важными с океанологической точки зрения каналами являются *глубоководные проходы* (gateways), соединяющие разные океаны. Особый интерес представляют районы максимального переноса вод, где наиболее сильно сказывается действие придонных потоков.

Методы исследования

Созданные течениями формы рельефа океанского дна варьируют в размерах от миллиметров до сотен километров. Этот разброс создает трудности в определении характеристик форм рельефа, поэтому необходимо использовать широкий спектр методов, от подводного фотографирования до сейсмического метода отраженных волн. История придонной циркуляции изучалась также различными литологическими и микропалеонтологическими методами, каждый из которых кратко рассматривается ниже.

Визуальные и геофизические методы. *Фотографии дна.* Прямые наблюдения океанского дна для изучения микрорельефа требуют использования пригодной для работы под водой дистанционно управляемой или автоматической подводной телекамеры. Знаки ряби и размывов, а также выходы коренных пород впервые были сфотографированы Хизеном в конце 1940-х гг. в Атлантике и Менардом в начале 1950-х гг. в Тихом океане[1]. Эти исследователи собрали первые прямые доказательства сильных течений в глубоком океане. Позднее Хизен и Холлистер разработали методы интерпретации фотографий дна практически для всех известных придонных обстановок. Большинство фотографий на возвышенных участках рельефа – подводных горах и уступах, а также в глубоководных каналах демонстрирует впечатляющие свидетельства активности придонных течений. К видимым на подводных фотографиях эффектам придонных течений относятся отклоненные потоком прикрепленные бентосные организмы, облака ила, взмученные камерой, а также линии течений, знаки ряби и размыва на дне. У ряда бентосных организмов-фильтраторов, таких, как горгонарии и морские лилии, выработалась уплощенная форма, удобная для пропускания через тело максимальных количеств воды; они ориентируются перпендикулярно течению. Таким образом, ориентация организмов, изогнутых придонными течениями, указывает направления течений. Придонные течения создают некоторые характерные формы, различимые на подводных фотографиях (рис. 15-1 и 15-2). Эти формы можно выстроить в ряд в зависимости от силы течений. При минимальных скоростях течений для илистых участков дна характерны многочисленные отчетливые ходы илоедов, которые сглаживаются под действием медленных придонных течений до тех пор, пока не образуется гладкая поверхность; однако свидетельства жизни в виде частично размытых следов все еще могут быть обильными. С увеличением скоростей течений на поверхности осадков возникают удлиненные валики, называемые *знаками намыва* (streamers), за положительными формами, например комками и капролитами (рис. 15-1, *E*). Дальнейшее увеличение скорости течения может вызвать появление знаков ряби (рис. 15-1, *A – C*). В ложбинах некоторых знаков ряби скапливаются отмытый песок, гравий и мелкие железо-марганцевые конкреции (рис. 15-1, *A*, *B*). С высокими скоростями течений иногда связано увеличение концентраций железо-марганцевых конкреций (рис. 15-2), лежащих на поверхности осадков. Там, где отдельные конкреции разделены осадками, всегда имеются веские доказательства умеренных или высоких скоростей течений: сглаживание осадков (рис. 15-2, *C*), развитие шлейфов (рис. 15-1, *E* и 15-2,3*e*) или промоин (рис. 15-2, *E*).

Характеристики течений можно также устанавливать по отсутствию оса-

[1] С начала 1950-х гг. фотографирование дна регулярно проводилось в экспедициях «Витязя» и других советских научно-исследовательских судов.– *Прим. перев.*

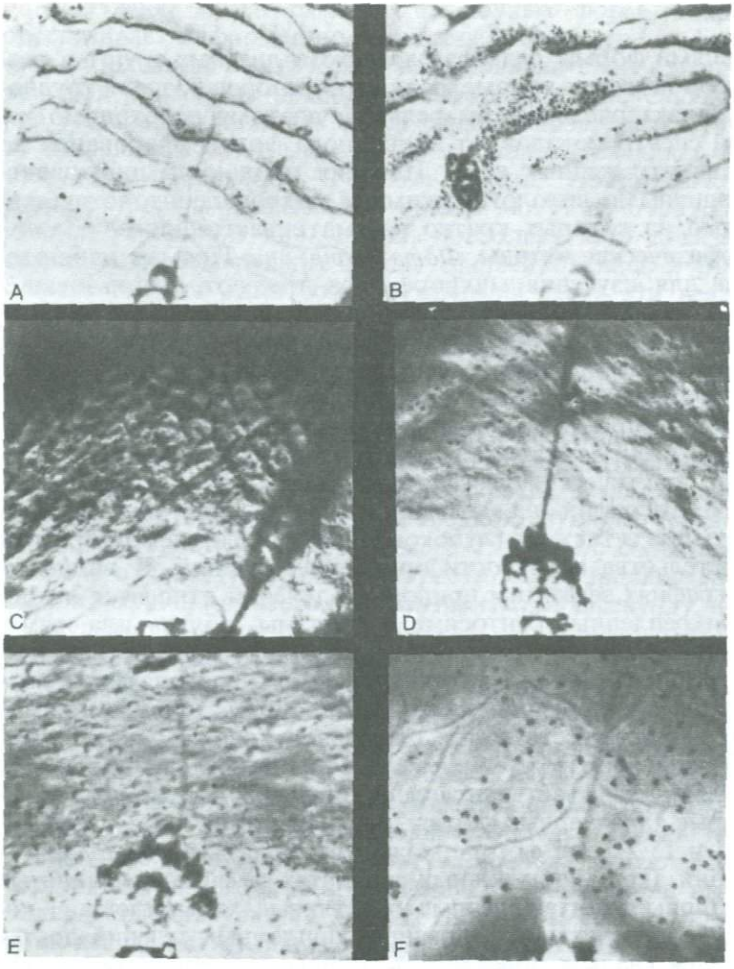


Рис. 15-1. Фотографии дна юго-восточной части Индийского океана, свидетельствующие *о наличии сильных и очень сильных придонных течений* [592, с. 333]. *А* – асимметричные знаки ряби с укороченными гребнями и с редкими мелкими железо-марганцевыми конкрециями в западинах; справа посередине видна голотурия (2750 м). *В* – асимметричные знаки ряби с укороченными гребнями и со скоплениями мелких железо-марганцевых конкреций и песка в западинах (2750 м). *С* – знаки ряби (4574 м). *Д* – линии течения на поверхности осадков (4241 м). *Е* – *осадочные шлейфы, образовавшиеся позади частично захороненных железо-марганцевых* конкреций, наверху в центре голотурия (2974 м). *F* – многочисленные железо-марганцевые конкреции на песчаном дне; видна отчетливая биотурбация (4302 м). М. с. – морские сажени.

дочного покрова на скалах или по характеру осадков, заполняющих трещины и расщелины. Направления течений часто определяют, измеряя компасом направление движения рассеянных облаков ила, сфотографированных придонной камерой, а также по ориентировке животных и форм микрорельефа, таких, как знаки ряби и намыва. Направления течений, определенные первыми двумя методами, являются лишь моментальными показателями. Поскольку для создания форм микрорельефа необходимы устой-

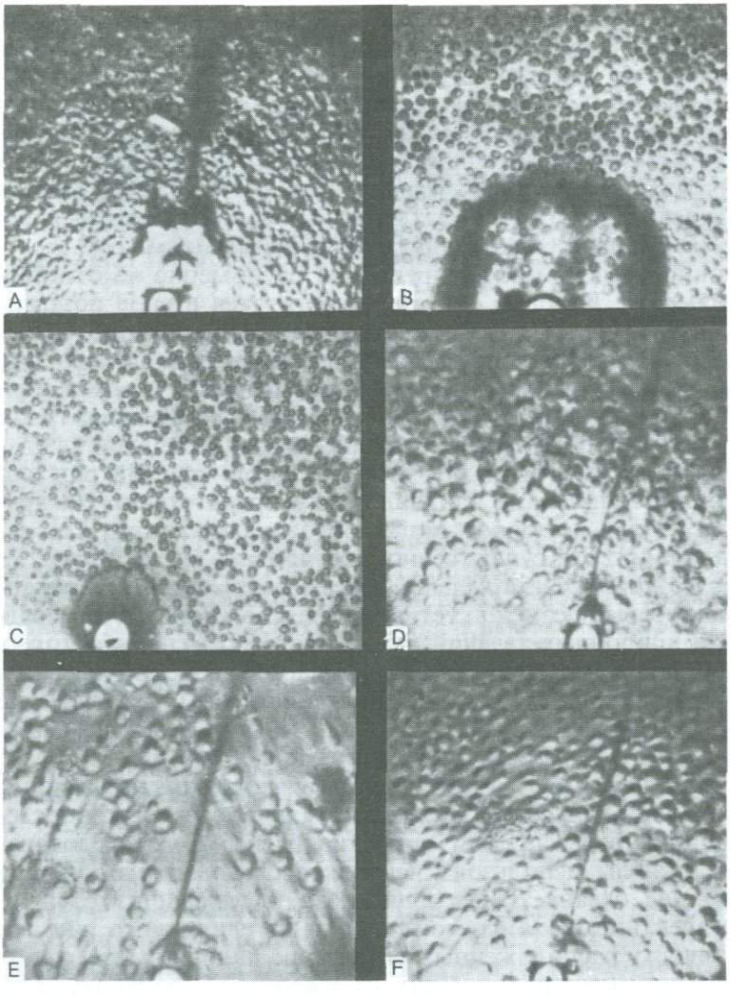


Рис. 15-2. Фотографии полей железо-марганцевых конкреций на дне в юго-восточной части Индийского океана. На всех кадрах видны признаки очень сильных придонных течений [592, с. 334]. *A – D* – мостовые конкреций, в которых конкреции очень плотно уложены: *A* – мостовая железо-марганцевых конкреций в юго-восточной части Индийского океана, почти в центре видна голотурия (4178 м); *D* – 4541 м; *B*, *C* – многочисленные сферические железо-марганцевые конкреции в песчанистом биогенном иле на глубинах 4427 м (*B*) и 4207 м (*C*). *E*, *F* – многочисленные железо-марганцевые конкреции, частично засыпанные осадками, за конкрециями видны отчетливые шлейфы осадков; на рис. *E* (4003 м) вокруг каждой конкреции образовалась канавка, *F* – 3798 м.

чивые потоки, эти формы не легко сглаживаются кратковременными флуктуациями течений, если они не очень сильные. В одном и том же районе ориентация форм микрорельефа может сильно варьировать, возможно, потому, что на общие закономерности накладываются очень локальные особенности рельефа.

Сейсмические профили отраженных волн. Эхо низкочастотных волн. Для изучения поверхности океанского дна используются эффекты

отражения им звука или *характеристики эха*. Сейсмические свойства дна распознаются по характеру эха низкочастотных волн, которые проникают глубоко в толщу осадков, но дают лишь обобщенную информацию о верхних слоях. По характеристикам высокочастотного эха можно получить детальную информацию о верхних слоях осадочной толщи, но проникают такие волны неглубоко. Сейсмические записи дна океана выявляют широкий диапазон форм рельефа, образованных или переработанных придонными течениями. Сюда относятся протяженные хребты Северной Атлантики, целиком построенные из осадков, принесенных такими течениями.

Отложения придонных течений не распределены равномерно по отношению к рельефу фундамента. Нередко они аккумулируются в виде положительных удлиненных структур, вытянутых параллельно направлению транспортирующих осадочный материал придонных течений, располагаясь под периферическими частями последних. Верхняя поверхность осадков при этом часто волнистая, с типичной длиной волны около 2 км и амплитудой рельефа 50 м. Там, где осадочные тела наталкиваются на поднятия фундамента с одной или нескольких сторон, обычно образуется краевой ров или канал, а слои приобретают наклон по направлению к препятствию. На другой стороне поднятия осадки, наоборот, могут образовать насыпь. Акустический характер осадков может существенно варьировать от *акустически отчетливо слоистого* до *акустически неясно слоистого*. В Северо-Американской котловине доледниковые осадки акустически неясно слоистые по сравнению с отложениями придонных течений ледникового времени, в которых выявлена отчетливая слоистость. В целом для областей, находящихся под воздействием сильных придонных течений, не свойственны пелагические формы облекания и запруживания. Вместо этого здесь под действием придонных течений возникают размазанные и рассеченные формы.

Эхо высокочастотных волн. По характеру эхограмм, полученных с помощью обычных широколучевых эхолотов, можно выявлять определенные свойства донного рельефа. Эти короткие (менее 5 мс) высокочастотные (3,5–12 кГц) сигналы использовались для исследования процессов осадконакопления на дне океана. Типы записи эха классифицируются по трем критериям: когерентности эха (состоит ли эхо из единичного сигнала или из нескольких близко расположенных сигналов); наличию или отсутствию боковых отражений (гиперболических отражений от форм рельефа, размер которых меньше разрешающей способности эхолота); длине волны, высоте, распространению и регулярности любых форм донного рельефа. Гиперболические отражения часто связаны с формами рельефа, созданными придонными течениями. Серия гигантских осадочных волн, записанная на таком сейсмопрофиле, показана на рис. 15-3. Осадочные волны известны также как *холмы нижней части континентального подножия, абиссальные антидюны, гигантские знаки ряби* и крупные *волны ила*. Они широко распространены на большинстве континентальных окраин, где их образование связано с контурными течениями. Серии гиперболических отражений, вытянутых параллельно изобатам, интерпретируются как многочисленные промытые течениями борозды.

Формы рельефа океанского дна размером от нескольких метров до первых километров определяются с трудом, так как они находятся в промежуточном интервале между пределами досягаемости эхолотного промера и подводного фотографирования. Эти трудности удалось в значительной мере преодолеть путем разработки Морской физической лабораторией Скриппсовского океанографического института глубоководного буксируе-

Рис. 15-3. Сейсмический профиль верхней части осадочной толщи (200 м) северо-западной части Атлантического океана, полученный с помощью мини-спаркера высокого разрешения. Видны асимметричные холмы неправильной формы, разделенные трогами, частично заполненными осадками. (Любезно предоставлено Геологической службой США.) М. с.– морские сажени.

мого аппарата, названного «Дип-Тоу» (Deep Tow). Этот аппарат буксируется на высоте от 10 до 100 м над дном со скоростью 2–4 км/час. Он движется по сети акустических транспондеров. Система обеспечивает определение точного местоположения аппарата и имеет локатор бокового обзора, узколучевой (4°) эхолот, сейсмопрофилограф, работающий на частоте 4 кГц, стереофотокамеру и непрерывный измеритель температуры. Пара локаторов бокового обзора, работающих на частоте 110 кГц, регистрирует звукорассеивающие свойства дна на расстоянии до 500 м от аппарата. Поскольку эта система способна определять формы рельефа размером от сантиметров до километров, она была с успехом использована для детального картирования микрорельефа поверхности дна. Характеристики микрорельефа удалось сопоставить с придонными течениями и с разрезами колонок осадков [670].

Изучение осадков. *Картирование осадков.* Полезным методом изучения деятельности придонных течений и ее истории является региональное картирование возраста поверхностных осадков и скоростей осадконакопления. В результате эрозии придонными течениями на дне часто обнажаются более древние осадки. Картирование возраста поверхностных осадков позволяет выявить районы активной эрозии (рис. 15-4). Перераспределение осадков придонными течениями оказывает влияние также на скорости осадконакопления. Скорости эти можно картировать по колонкам и таким путем выявить картину распространения придонных течений. Комплексное использование палеомагнитных и микропалеонтологических датировок в сериях колонок, взятых на больших площадях, дает при этом наибольший эффект.

Гранулометрический анализ осадков. В процессе размыва осадков меняется их гранулометрический состав, что находит отражение в таких структурных параметрах, как *медианный диаметр зерен, коэффициент асимметрии* и *коэффициент сортировки.* Возрастание скорости течения должно привести к увеличению медианного диаметра, сдвигу коэффициента асимметрии в сторону бóльших положительных значений и улучшению сортировки. При помощи этих свойств можно различать в колонках горизонты, подвергшиеся усиленному воздействию течений. Бывали случаи, когда без применения таких количественных методов подобные горизонты различить

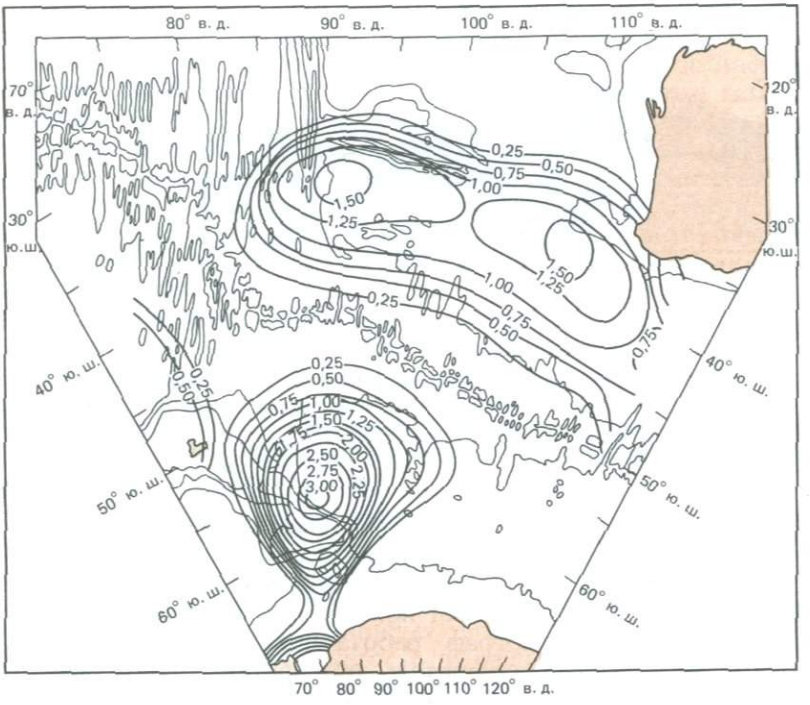


Рис. 15-4. Карта возраста поверхностного слоя осадков юго-восточной части Индийского океана в миллионах лет, составленная по результатам поверхностного тренд-анализа (6-го порядка). Видны две обширные области эрозии осадков [591].

не удавалось. Для анализа использовался диапазон размеров алевритовых зерен вместо полного гранулометрического спектра осадка, что было вызвано методическими трудностями совместного определения гранулометрического состава фракций песка, алеврита и глины. О соотношениях между скоростью течения и размером частиц до сих пор мало известно, поэтому они интенсивно изучаются. Холлистер и Хизен [479] предполагают, что частицы алевритовой размерности удерживаются во взвеси при скоростях течения более 1 см/с и размываются течениями, скорости которых превышают 6 см/с. Раковины фораминифер песчаной размерности могут быть эродированы течениями со скоростями более 15 см/с. Селективное вымывание тонкозернистого материала уменьшает долю известковых нанофоссилий по отношению к более крупным фораминиферам. Последующее осаждение вымытого тонкого материала приводит к накоплению отчетливо тонкозернистого осадка. Следовательно, осадочные частицы могут служить индикатором изменений скоростей движения придонных вод.

Изменения величины коэффициента асимметрии также отражают динамику осадконакопления. Значения коэффициента ниже $-0{,}2$ указывают на пелагические условия осаждения, тогда как величины выше $-0{,}2$ свидетельствуют о воздействии придонных течений [498].

Картирование перерывов. Распространение перерывов или несогласий легко определяется при помощи традиционных биостратиграфических и палеомагнитных методов датирования осадочных разрезов. Большинство перерывов удается выделить по одному или сразу по всем следующим

критериям: внезапному изменению стратиграфического диапазона микрофоссилий, резким литологическим изменениям, палеомагнитной инверсии. Несогласие можно распознать по присутствию горизонта марганцевых конкреций или микроконкреций, по увеличению количества крупнозернистого обломочного материала или по едва уловимым изменениям характера напластования, выявленным методом рентгеновской радиографии. Однако отсутствие этих признаков еще не исключает возможности существования перерыва в разрезе. В общем перерывы отражают лишь крайние пределы скоростей течений, создающих эти признаки. Полный диапазон вариаций скоростей течений, создающих перерывы, не может быть установлен, поскольку осадки целиком удалены, а значит, уничтожены и все критерии оценки скоростей. Для обнаружения перерывов длительностью менее 0,2 млн. лет требуются специальные методические приемы. Здесь приобретает значение анализ коэффициента асимметрии гранулометрического спектра осадков (рис. 15-5). Увеличение скорости движения придонной воды приводит к изменению коэффициента асимметрии от отрицательных величин до положительных и к уменьшению темпа осадконакопления. Когда скорость достигает критического значения, начинается эрозия и осадок, накопившийся в период возрастания скорости, смывается (рис. 15-5). В колонке при этом наблюдается приуроченный к перерыву резкий переход от устойчиво отрицательных значений коэффициента асимметрии к небольшим положительным. Критическая величина коэффициента асимметрии, отмечающая точку начала эрозии, может быть в разных колонках различной, поскольку критическая скорость течения, при которой начинается эрозия, зависит от типа осадка.

Перенос диатомей. Перенесенные высокоширотные диатомеи долгое время использовались для определения путей распространения придонных вод из Антарктики. Эти диатомеи могут переноситься на значительные расстояния от районов обитания по трассам антарктических придонных вод. Такой метод служит общим критерием при прослеживании системы циркуляции придонных вод, в том числе их проникновения через узкие бреши в океанских хребтах. Антарктические диатомеи оказываются захваченными вновь сформировавшимися антарктическими придонными водами. По мере

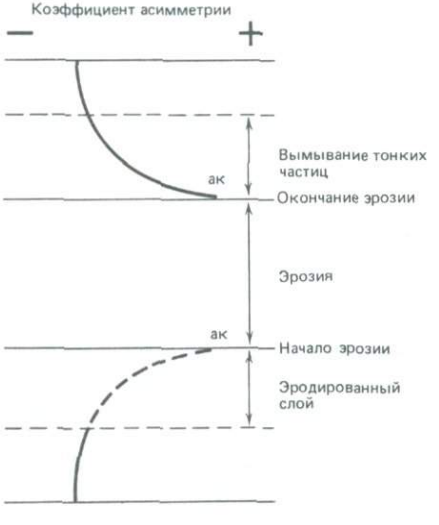


Рис. 15-5. Модель, связывающая коэффициент асимметрии осадков с эрозией придонными течениями [498, с. 128]. Увеличение скорости придонных течений изменяет этот коэффициент от отрицательного до положительного. Скорость осадконакопления уменьшается до тех пор, пока скорости течений не достигнут критической величины (коэффициент асимметрии осадков ak), при которой начинается активная эрозия, смывающая осадок, накопившийся в ходе первой стадии увеличения скорости течения (пунктирные линии). Эрозия заканчивается, когда скорость течения уменьшится (коэффициент асимметрии возвращается к ak), так что в отобранной колонке мы имеем резкий разрыв значений коэффициентов асимметрии (сплошные линии).

распространения этой водной массы на север диатомеи переносятся и отлагаются на океанское дно, где они служат более или менее постоянными метками пути этой водной массы. С помощью данного метода антарктические диатомеи были прослежены на север до 30° с. ш. в Атлантике и вплоть до экватора в Тихом океане [117].

Палеомагнитные характеристики. Для определения относительной величины и направления придонных течений были использованы палеомагнитные характеристики колонок глубоководных осадков [292]. Степень ориентировки магнитных зерен связана со скоростями течений, вычисленными на основе других параметров осадков. Эта ориентировка определяется с помощью особых магнитных измерений (*анизотропии магнитной восприимчивости* или AMS). Измерения в калифорнийских пляжевых песках показали, что ориентировка магнитных частиц соответствует вытянутости зерен минералов, предварительно выявленной независимыми стандартными седиментологическими измерениями. В канале Вима в Юго-Западной Атлантике придонные течения, как известно, особенно сильные; вдоль оси канала накапливаются наиболее крупнозернистые осадки и наблюдается четкая ориентация магнитных зерен. В этих осадках наиболее крупные магнитные зерна ориентированы параллельно изобатам канала, что указывает на действие течений. В районах активного перемешивания донных осадков бентосными организмами не должна долго сохраняться такая ориентация; поэтому данные методы, вероятно, полезны только для областей с малым количеством бентоса.

Распространение бентосных фораминифер. Другим подходом к установлению закономерностей распространения абиссальных водных масс и их флуктуаций является использование бентосной фауны. Существует тесная корреляция между элементами бентосной фауны и некоторыми абиссальными водными массами [202, 666, 918, 1005]. Эти ассоциации можно использовать для выявления изменений закономерностей распространения придонных вод со временем. Фораминиферы обычно являются единственным компонентом бентоса, который может быть извлечен из осадков в достаточном количестве для использования в указанных целях. В некоторых районах можно использовать также остракоды.

Современная глубоководная среда гораздо более однородна, чем мелководная. Соленость глубинных вод обычно меньше 35‰ при колебаниях температуры от 1 до 4°С на глубинах свыше 2000 м, содержание растворенного кислорода варьирует от менее 1 мл/л до более 6 мл/л. На этих глубинах происходят крупные изменения степени недосыщенности вод по отношению к карбонату кальция, причем и лизоклин, и КГл влияют на комплексы известковых микрофоссилий. Несмотря на относительно небольшие различия физических свойств разных глубинных водных масс, бентосные фораминиферы в процессе адаптации к этим условиям стали чувствительными к незначительным изменениям параметров. Недавние исследования современных глубоководных бентосных фораминифер показали, что в Северной Атлантике определенные виды связаны со специфическими глубинными водными массами и маркируют их. Анализ распространения часто встречающихся видов фораминифер позволил выделить три устойчиво повторяющихся фаунистических комплекса. Связь этих фаунистических комплексов с тремя обособленными глубинными водными массами может быть выявлена по их распространению. В областях распространения ААДВ (с температурами 1,5–2°С или выше) часто встречается фаунистический комплекс, в котором доминирует вид *Epistominella umbonifera*. Второй фаунисти-

ческий комплекс, в котором преобладают *Epistominella exigua* и *Planulina wuellerstorfi*, характерен для районов распространения арктических придонных вод (АДВ) с температурой 2–3°С или ниже. Примерно на 40° с. ш. комплексы с *E. umbonifera* и *E. exigua* теряют свою индивидуальность, и образцы из этого района слияния и перемешивания двух типов придонных вод имеют промежуточный характер. Поскольку температурные различия между водными массами минимальны, наблюдаемые фаунистические различия могут быть вызваны некоторым повышением солености и содержания растворенного кислорода в АДВ или различиями щелочности или содержания питательных веществ. Удаленные друг от друга пробы с континентального подножия и склона Срединно-Атлантического хребта содержат фауну, в которой доминируют *Uvigerina peregrina, Globocassidulina subglobosa* и *Hoeglundina elegans* или *Nummoloculina irregularis* и *Gibicides kullenbergi*. Эти фауны связаны с САГВ (2–4°С).

Из подобных наблюдений можно заключить, что распределение фауны определенно не контролируется батиметрией, хотя местами оно в общем следует изобатам. Температура, содержание кислорода, соленость в отдельности, по-видимому, также не определяют распространение глубоководных бентосных фораминифер. Другие факторы вместе с температурой, вероятно, более важны.

Поскольку *E. umbonifera* так хорошо маркирует ААДВ, ее можно использовать для прослеживания перемещения этих вод через глубоководные бассейны. Основной смысл таких исследований состоит в том, что с помощью бентосных фораминифер можно изучать распространение абиссальных водных масс в геологической истории. В четвертичном периоде эти изменения имели значительную амплитуду и происходили в масштабах океана. Однако вследствие существенных таксономических изменений среди бентосных организмов в среднем миоцене знания о современной экологии бентосных фораминифер нельзя просто экстраполировать назад, в ранний кайнозой. Любые представления о предположительной среде обитания бентосных фораминифер до среднего миоцена основаны на косвенных данных, таких, как их палеогеографическое и палеобатиметрическое распространение, а также на сопоставлении с изотропными и литологическими данными.

Эрозия, перенос и осаждение придонными течениями

Факторы, контролирующие цикл. От динамического соотношения между скоростью поступления осадков и их удаления с океанского дна зависит преобладание на дне эрозии, неотложения или аккумуляции осадков. Скорость поступления осадков определяется биологической продуктивностью и поставкой терригенного материала, а скорость удаления – скоростью придонных течений и агрессивностью придонных вод к биогенным осадкам. Длительный контакт с придонными водами при неотложении приводит к значительному растворению биогенных осадков. Удаление осадков в результате растворения является разновидностью эрозии.

Мелкомасштабные формы рельефа дна обычно образуются медленными водными потоками и развиваются перпендикулярно (знаки ряби) или параллельно (линии течений, знаки размыва и шлейфы) течениям. При увеличении скорости течения формируются поперечные структуры, обычно это гигантские знаки ряби и песчаные волны. Суммарный поток в одном направлении создает асимметрию в поперечном сечении: вверх по течению склоны более пологие, а вниз по течению более крутые. При осцилляциях

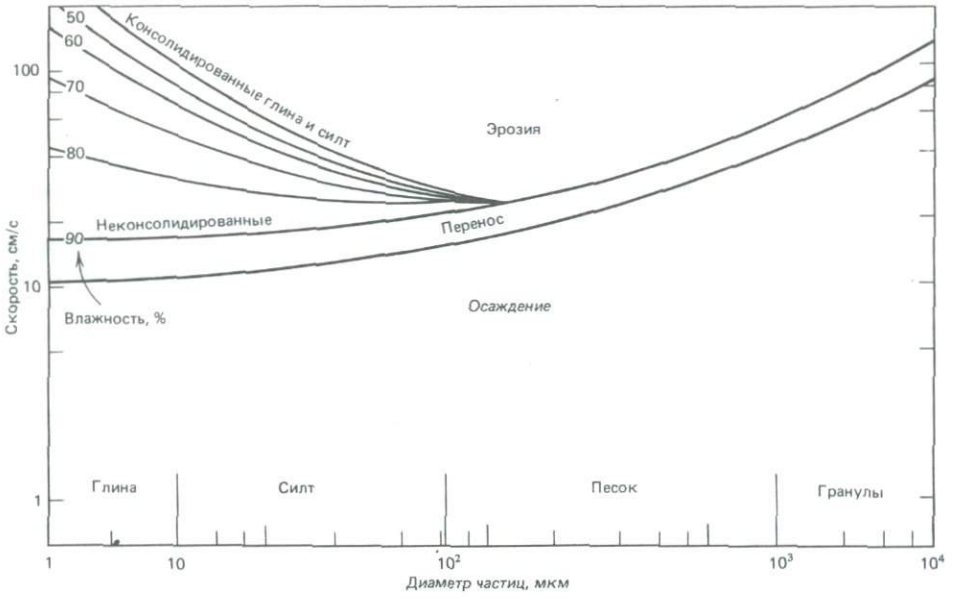


Рис. 15-6. Скорости придонных течений (см/с), вызывающих эрозию, перенос и отложение осадков в зависимости от размера зерен. Скорости измерены на расстоянии 15 см над дном. Можно видеть влияние консолидации на начало эрозии в глинах и силтах [360, 849].

получаются симметричные поперечные сечения. При увеличении скорости течения развиваются такие параллельные структуры, как банки. Характер образующихся экзогенных форм рельефа также зависит от скорости поступления осадков, но этот вопрос плохо изучен.

Трудно точно установить критические скорости придонных течений, при которых происходят эрозия, перенос и отложение осадков в океанах. Хотя о динамике осадконакопления в прибрежно-морских обстановках известно многое, о переносе глубоководных осадков мы знаем мало. Критические скорости волочения частиц глубоководных осадков, если они известны, позволяют оценить минимальные скорости течения, необходимые для формирования знаков ряби и размыва, линий течения и других образованных течениями форм. Были проведены некоторые лабораторные эксперименты в лотках с пелагическими биогенными осадками, в ходе которых выяснилось, что критические скорости для эрозии известковых илов варьируют примерно от 15 до 35 см/с. В работах Хизена и Холлистера [452], а также Постмы [849] дан обзор нескольких исследований волочения осадков в потоках (рис. 15-6) [339]. Их результаты являются лишь первым приближением, поскольку глубоководные обстановки и осадки резко отличаются от условий и осадков в реках и наземных потоках. Для эрозии неконсолидированных глинистых частиц и силта осадков требуются скорости придонных течений от 10 до 20 см/с, а для размыва частиц песчаной размерности – *примерно от 20 до 40 см/с (рис. 15-6). Однако для размыва консолидированных* осадков скорости должны быть значительно выше [339, 360, 478, 706]. Приведенные в движение осадки удерживаются во взвешенном состоянии даже очень слабыми течениями (рис. 15-6). Эти оценки позволяют предполагать, что над огромными пространствами океанского дна прохо-

дят течения со значительными скоростями, о чем свидетельствует столь широкое распространение эрозии донных осадков.

В общем формирование знаков ряби зависит от характеристик осадков и скорости придонных течений. При удельном весе осадков 1,5 г/см^3 (близком к удельному весу фораминиферовых илов) и размерах частиц около 200 мкм знаки ряби будут формироваться при скоростях глубинных течений 20–40 см/с. Согласно одному исследованию, для приведения в движение частиц размером около 2 мкм требуется скорость течения только 4 см/с, а для размыва тонкозернистых известковых илов – 7 см/с [339, 360]. Предстоит еще многое сделать для точного определения скоростей течений, необходимых для начала глубоководной эрозии и поддержания переноса осадков.

В некоторых районах глубинные течения отражают совместное влияние диссипации *энергии приливов* и суммарного переноса придонных вод из одной океанской области в другую. Скорости глубинных течений периодичны: установлены как полусуточные, так и месячные вариации приливов. Известно, что осциллирующие приливные течения имеют скорость до 17 см/с непосредственно над морским дном на подводных горах. Этот процесс может происходить непрерывно, поддерживая остроту гребней знаков ряби и сглаживая следы и ходы бентосных организмов. Энергия приливов рассеивается в океанах со скоростью $2{,}7 \cdot 10^{19}$ эрг/с, причем значительная ее часть теряется на континентальных окраинах и в мелководных морях. Механизмы, контролирующие приливные течения в современном глубоком океане, и их геологическое значение слабо изучены, но представляется, что по крайней мере в мелководных областях они играют важную роль в формировании микрорельефа. Их действие должно быть особенно существенным в сочетании с другими течениями, которые сами по себе могут не обладать достаточными для перевода частиц в суспензию скоростями, но способны усиливать этот процесс, действуя совместно. Таким образом, они могут играть важную роль в усилении эрозии на дне в мелководных областях. Во время ледниковых эпизодов, когда уровень океана был на 130 м ниже современного, многие континентальные шельфы мира и мелководные моря осушались и энергия приливов на них не расходовалась. Хотя потенциальные эффекты этого процесса не ясны, более значительное рассеяние энергии могло происходить в открытых океанских областях, в том числе на континентальных окраинах[1].

Эрозионные формы. Эрозионные формы широко распространены во всех океанских бассейнах и варьируют в размерах от миллиметров до сотен километров (рис. 15-7). Эти формы концентрируются вдоль оси глубинных течений, в то время как аккумулятивные формы (рис. 15-7) тяготеют к периферии таких течений. Таким образом, максимальная эрозия и наибольшее количество эрозионных форм сосредоточены в океанских проливах, внутрибассейновых каналах и других проходах для придонных вод. Самые пологие эрозионные формы, вероятно, едва уловимо определяются по отсутствию на поверхности дна ходов, бугров и следов донной фауны. Мелкомасштабные формы рельефа создаются в областях, где течения локально усиливаются. Здесь химическое растворение и механическая эрозия протекают быстрее, чем в близлежащих, лучше защищенных районах. К более крупным формам относятся вымоины и широкие рвы, сформировавшиеся вокруг положительных форм рельефа, таких, как подводные горы, холмы,

[1] Важную роль играют также внутренние волны.– *Прим. ред.*

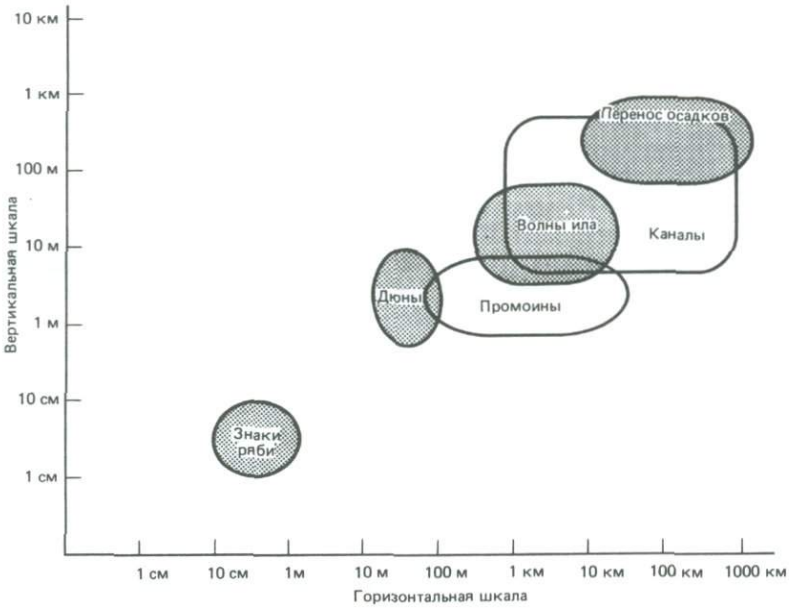


Рис. 15-7. Горизонтальные и вертикальные размеры седиментационных форм рельефа дна. (Заимствовано из Report of Ocean Crustal Dynamics Committee of JOI Inc., 1979.)

отдельные хребты и эскарпы. Сюда же относятся обширные несогласия.

Промоины. Одной из самых впечатляющих и, возможно, наиболее важных эрозионных форм рельефа океанского дна являются *промоины* (furrows), или эрозионные желоба, длиной до нескольких километров, шириной несколько метров и глубиной от 1 до 20 м, расположенные закономерно с интервалом 10–100 м (рис. 15-8) [339]. Они тянутся параллельно направлению потока и могут изгибаться, приспосабливаясь к локальным особенностям батиметрии. Промоины часто выражены на эхограммах в виде гиперболических отражений и вследствие этого выходят за пределы разрешающей способности судовых эхолотов. Рельеф промоин может быть выявлен по расположению гиперболических отражений, и, хотя формы рельефа можно изучать, используя гиперболу, промоины лучше и детальнее всего исследуются с помощью придонных локаторов бокового обзора и направленных донных фотокамер. Борта многих промоин покрыты знаками ряби, а дно выровнено, что, вероятно, свидетельствует о литологическом контроле их морфологии. Промоины, по-видимому, хорошо развиваются в тонкозернистых связных осадках.

Главная проблема в объяснении происхождения промоин связана с их вытянутой и узкой формой, но очевидно, что они сформированы узкими быстрыми струями течений, разделенных широкими полосами более медленных течений. Скорости, необходимые для появления промоин, неизвестны, но, по-видимому, промоины формируются струями со скоростями более 10 см/с. Есть некоторые геологические свидетельства в пользу того, что промоины являются реликтами периодов высоких скоростей придонных течений. С тех пор в этих районах идет повсеместное осадконакопление, но промоины сохраняются, поскольку благодаря своему рельефу они продолжают собирать все придонные течения, существующие на данном

участке дна. Измеренные скорости течений до 16 см/с связаны с более крупными промоинами (Вимбуш, *устное сообщение*), но реально для формирования промоин может быть необходима гораздо более высокая скорость придонных течений. Открытие таких узких удлиненных эрозионных форм было неожиданным и вызвало ряд важных вопросов, касающихся циркуляции в глубоком океане.

Рвы и маргинальные каналы. Сейсмопрофили показали широкое распространение крупномасштабных форм размыва вокруг возвышенных участков рельефа во всех океанских бассейнах [238]. К ним относятся *рвы* (часто кольцевые) и *маргинальные каналы*, образованные сосредоточением течений вокруг возвышенных участков рельефа (рис. 15-9 и 15-10). Глубина рвов и каналов зависит от времени эродирующего воздействия течения, наличия источников осадочного материала и присутствия устойчивых к размыву слоев, ограничивающих дальнейшую эрозию. Как в Тихом, так и в Атлантическом океане маргинальные каналы связаны с западными пограничными течениями. Активные эрозионные каналы первоначально могут возникать в связи с разломообразованием, а затем последующие эрозионные процессы настолько изменяют рельеф, что отчетливые уступы перестают существовать. Следовательно, тектонические процессы могут ускорять эрозию отложений.

Перерывы. Эрозия создает несогласия, или перерывы. Перерывы формируются либо в результате неотложения, либо (более часто) за счет эрозии и связаны с трассами придонных вод. Созданные эрозией перерывы наиболее вероятны там, где поток особенно сильный, например в областях, размываемых западными пограничными течениями, вблизи возвышенностей рельефа или в теснинах. Перерывы могут охватывать любой интервал геологического времени, до десятков миллионов лет. Глубоководное бурение продемонстрировало широкое распространение перерывов. Это действительно парадокс, поскольку глубоководные бассейны являются конечными ловушками осадков. Исследования поверхностного слоя осадков вскрыли

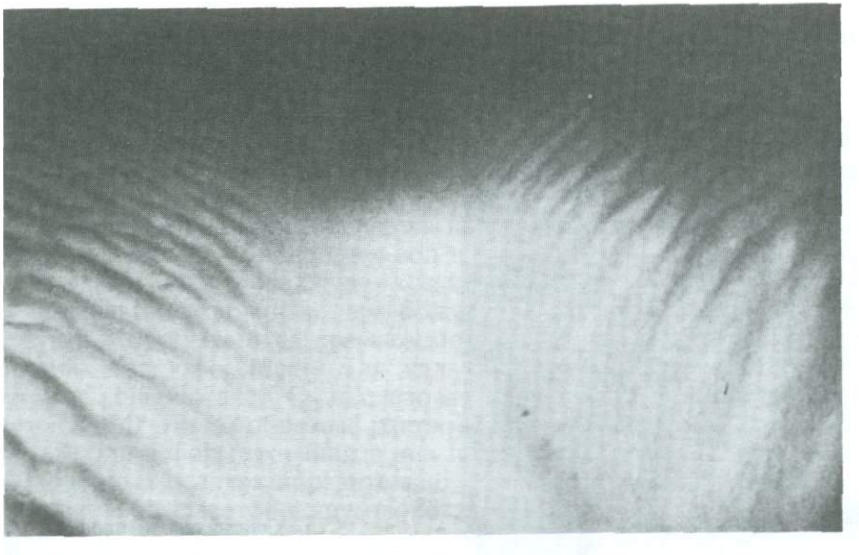


Рис. 15-8. Подводная фотография промоины на дне под косым углом. Обратите внимание на асимметрию промоины. Ширина плоского дна промоины около 1 м [339].

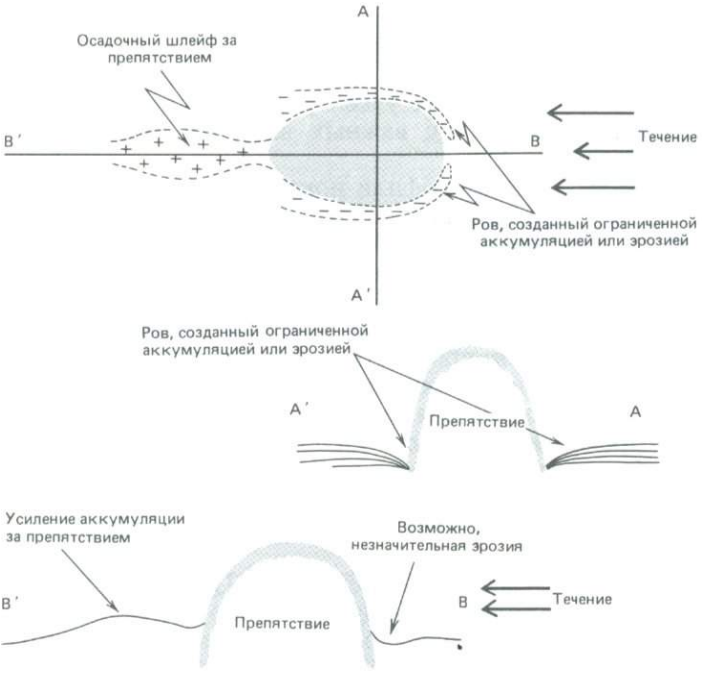
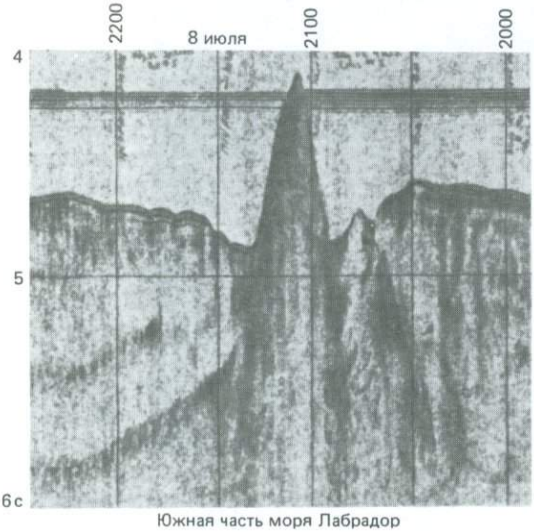


Рис. 15-9. Схема образования рвов в осадках под действием придонных течений [238].

обширные региональные перерывы, такие, как установленный Джонсоном [532] в центральной части экваториальной области Тихого океана. Этот перерыв отражает эрозию нескольких сотен метров осадков, причем размыты осадки вплоть до эоцена. Обширные перерывы встречаются и в Южном океане. Все, что смывалось с континентов, в конце концов попадало на дно океана. Любое изменение продуктивности поверхностных вод, скорости



Южная часть моря Лабрадор

Рис. 15-10. Сейсмический профиль отраженных волн в Северной Атлантике, на котором показан ров вокруг подводной горы [238].

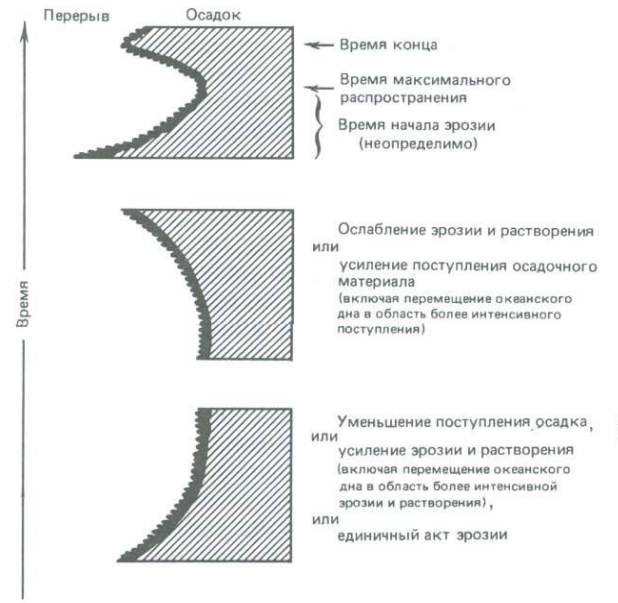


Рис. 15-11. Схематический разрез перерывов и их возможные причины. Можно определить время максимального распространения и конца, а время начала установить невозможно [762, с. 115, 118].

придонных вод или их химического состава может влиять на баланс между аккумуляцией и эрозией и, следовательно, на распространение перерывов. Резкие перестройки трасс потоков и источников придонных вод были связаны с крупными тектоническими событиями, которые определяли закономерности формирования перерывов. Существует несколько возможных объяснений появления каждого перерыва в осадочной летописи, но трудно определить его генезис. Все возможные объяснения образования перерывов приведены в работах ван Андела и др. [1075], Мура и др. [762] и показаны на рис. 15-11. Если каждый перерыв формируется в результате одного эрозионного события, можно определить время его максимального распространения. Время прекращения эрозии может быть установлено, если перекрывающий слой не был впоследствии эродирован в ходе вторичного эрозионного события. Время начала эрозионного события нельзя определить точно; однако региональная одновозрастность и возраст отдельного несогласия действительно показывают, что оно близко к возрасту подстилающих осадков.

Скорость эрозии определяется не только придонным потоком, но также и агрессивностью придонных вод к биогенным осадкам. Обычно молодые придонные воды обеднены кремнеземом и поэтому более агрессивны к кремневым раковинам, чем более старые придонные воды, которые постепенно обогащаются кремнеземом по мере растворения остатков кремнистых микрофоссилий. Для кальцита ситуация противоположна: более старые воды богаче CO_2 и, следовательно, агрессивнее к карбонату кальция (см. гл. 14). Таким образом, растворение биогенных осадков играет решающую роль в формировании в них перерывов. Хотя число перерывов в глубоководных осадках поразительно, они вносят небольшой вклад в возврат биогенных элементов в круговорот. Оценки растворения карбоната кальция и опалового кремнезема в водной толще и на океанском дне показывают, что по крайней мере 80% карбонатов и 96% кремнезема растворяются до захоронения в толще осадков. Таким образом, если перерывы в стратигра-

фической летописи образуются за счет разрушения биогенных компонентов, средний вклад в возвратный поток этих компонентов должен составлять всего 10% карбоната и 2% кремнезема от их поступления в океан. Перерывы являются основным критерием понимания океанской циркуляции в прошлом. Сведения по истории этого процесса обсуждаются в гл. 17–19.

Мостовые из железо-марганцевых конкреций. Хорошо известно, что железо-марганцевые конкреции часто встречаются в тех районах, где скорости седиментации достаточно низки и растущие конкреции не покрываются осадками (см. гл. 14). Скорости седиментации особенно низки под Антарктическим циркумполярным течением [591]. В Австралийском секторе Южного океана все обширные поля железо-марганцевых конкреций связаны с эрозией глубоководных осадков и даже более ограниченные районы распространения конкреций ассоциируются с формами рельефа океанского дна, указывающими на активность придонных течений. Однако не все поля конкреций связаны только с областями активных придонных течений (см. гл. 14) и не все районы интенсивной донной эрозии, такие, как плато Кергелен и Кэмпбелл в Южном полушарии, ассоциируются с обширными полями железо-марганцевых конкреций. Хотя ясно, что эрозия усиливает развитие железо-марганцевых конкреций, все же динамическая активность сама по себе не может вызвать повсеместный рост железо-марганцевых конкреций. Другими важными факторами являются химическая обстановка и близость источников поставки элементов.

Процессы переноса. На подводных фотографиях в некоторых районах океанов видны облака осадочных частиц вблизи океанского дна. Эти облака указывают на перенос осадков придонными водами. Во всей водной толще концентрации взвеси обычно низкие, но на расстоянии от 500 до 1700 м над дном количество частиц постепенно увеличивается, и в пределах 50–200 м от дна происходит очень сильное увеличение концентрации взвеси. Перенос осадков в глубоком океане происходит двумя различными способами, между которыми имеется постепенный переход: обычными придонными течениями с высокими скоростями, в которых взвесь может очень сильно концентрироваться по крайней мере на короткое время, и, как правило, более расплывчатыми *нефелоидными слоями* (облаками взвеси) с более низкими концентрациями (50–100 мкг/л). Нефелоидные слои – это сравнительно долгоживущие тела суспензии, которые могут достигать мощности несколько сотен метров над океанским дном. Они были открыты Ерловым в 1953 г. Эти два процесса, обычно действующие одновременно, осуществляют латеральный перенос осадков в глубоких частях океана. Близкие к бентическому пограничному слою придонные течения с высокими скоростями периодически взмучивают осадки и переносят даже более грубый материал на короткие расстояния перед переотложением; более тонкие частицы, вовлеченные в нефелоидный слой, могут переноситься значительно дальше.

Значение латерального переноса глубоководных осадков было впервые оценено во время изучения географического распространения отчетливо различающихся типов осадков в северо-западной части Атлантического океана. В 1961 г. Эриксон и другие исследователи обнаружили, что кирпично-красные глины встречаются в межледниковых горизонтах колонок, полученных поршневыми трубками на континентальном подножии к югу от пролива Кабота между Ньюфаундлендом и Новой Шотландией, но отсутствуют в колонках к востоку от этой границы. Позднее было высказано

предположение, что красные осадки вымыты из позднепалеозойских красных базальных слоев Нью-Брансуика и Новой Шотландии и перенесены на юг придонными течениями, связанными с западными пограничными течениями. Относительная мощность этих красных осадков убывает к югу: на континентальном подножии у пролива Кабота они составляют более 50%, а у мыса Гаттерас – менее 10%, и этот материал обнаружен даже в осадках вблизи Багамских островов.

Эрозия материала может происходить очень быстро, но накопление всей толщи – процесс очень медленный. На подводных фотографиях видны движущиеся вдоль дна облака взвеси с концентрациями, превышающими средние для абиссальной области в целом. Для осаждения большей части грубого материала, вероятно, требуется лишь несколько дней, но осаждение более тонкого материала из нефелоидного слоя происходит гораздо медленнее.

Нефелоидные слои, названные так Юингом и Торндайком [327], впервые были прослежены ими с помощью *оптического нефелометра* на больших пространствах в водной толще на глубинах от 2000 до 4500 м у восточного побережья Северной Америки. Нефелометр служит для измерения рассеяния света in situ. Это оптический инструмент, производящий непрерывную запись интенсивности рассеяния белого света во всей водной толще на любой глубине. Рассеяние света – это сложный процесс, зависящий от концентрации частиц, их размера, формы и состава, а также от других факторов. Концентрации варьируют от 10 до 100 мкг/л. Взвешенный материал в отфильтрованных пробах воды из районов с известным рассеянием света является мерой содержания взвеси в нефелоидных слоях. Поскольку рассеяние света зависит от многих факторов, необходима калибровка прибора для различных водных масс.

Сбор взвеси в океане для общего и компонентного анализов проводился с помощью батометров. Концентрации взвеси значительны в поверхностных океанских водах с высокой биологической продуктивностью. Скорости распада и новообразования частиц высоки над сезонным термоклином. На средних глубинах концентрации взвеси уменьшаются, но по мере приближения к дну они могут возрастать до близких к измеренным на поверхности в основном за счет увеличения взмучивания осадков на дне.

Бискайе и Эйттрейм [101] разработали модель распределения взвеси в океанах (рис. 15-12). Они сопоставили концентрации частиц в чистых промежуточных водах и в более мутных поверхностных и придонных водах. *Чистая вода* – это широкий минимум концентрации и рассеяния света, встречающийся на различных глубинах в промежуточных водах. Концентрации взвеси в чистой воде на 1–2 порядка ниже, чем в поверхностных водах. Присутствие взвешенных частиц в этой области связано с их переносом вниз из поверхностных вод. Ближе к дну концентрации частиц снова возрастают за счет взмучивания, вертикального перемешивания и адвекции осадочного материала со дна.

Вертикальные потоки в пределах нефелоидного слоя обусловлены первичным осадочным материалом (т.е. тем, который опускается из верхней части водной толщи) и взмученными частицами (взмученный поток). Они могут быть разделены путем определения первичного потока. Если определена суммарная масса взвеси в нефелоидном слое, можно сделать грубые оценки времени пребывания в нем взвешенных частиц, приняв стационарное состояние и равномерные осаждение и эрозию. Для оценки времени пребывания взмученных частиц в нефелоидном слое использовались также

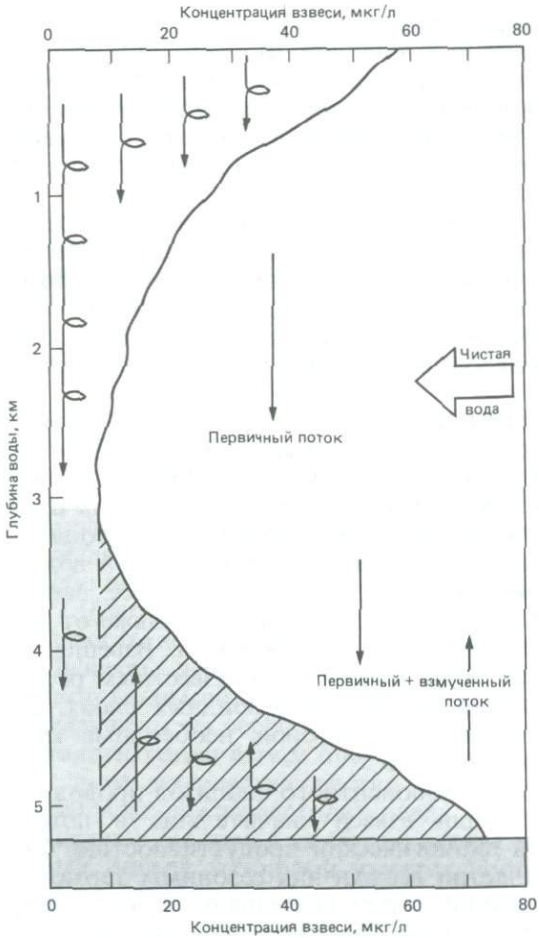


Рис. 15-12. Полученный с помощью нефелометра типичный профиль района с мощным нефелоидным слоем. Минимум рассеяния света (или минимальная концентрация взвеси) над затененной площадью называется *минимумом чистой воды.* Минимум чистой воды определяется как верхний предел нефелоидного слоя, а весь взвешенный материал ниже этого предела – как суммарная масса твердых частиц на единицу площади в г/см^2 (затенено). Показанная здесь модель предполагает, что все частицы, опускающиеся с уровня выше минимума чистой воды, поступают из поверхностных вод. Взвешенный материал ниже чистой воды, *избыточный по отношению* к его концентрации в чистой воде, определяется как масса частиц (диагональная штриховка); предполагается, что она отражает занос частиц снизу вверх и их внедрение «вверх по течению» или «вверх по склону». Первичный поток отражает остаток *нисходящего потока частиц* из поверхностных вод во время их транзита вниз [101].

осадочные ловушки. Оказалось, что время пребывания в нижней 15-метровой водной толще составляет от нескольких дней до нескольких недель, а в нижней 100-метровой – от недель до месяцев. Такие относительно короткие интервалы времени пребывания указывают на быстрый обмен между поверхностными осадками и нефелоидным слоем. Итак, частицы, унесенные на большие расстояния в нефелоидном слое, часто осаждались на дно и затем взмучивались.

Нефелоидные слои широко распространены в Мировом океане и тесно связаны с потенциальными температурами придонных вод; таким образом, они являются индикаторами отдельных придонных водных масс. Бискайе и Эйттрейм [101] *закартировали концентрацию взвеси в придонном нефелоидном* слое Атлантики (рис. 15-13). Эта карта показывает, что концентрации превышают те, которые установлены в чистых водах на промежуточных глубинах. Бóльшая часть осадков нефелоидного слоя отлагается в виде полосы вдоль сильных западных пограничных течений. В других частях Атлантического океана концентрации взвеси значительно ниже. Подобная работа показала, что и в Индийском океане с западными пограничными течениями также связаны высокие концентрации взвеси. Нефе-

лоидный слой не является пассивной массой воды, в которой частицы сохраняются во взвешенном состоянии неопределенно долгое время, он поддерживается постоянным взмучиванием и осаждением осадка, без которых нефелоидный слой может существовать лишь немногие месяцы. Динамический характер этих слоев обусловливает возможность многократного взмучивания частиц, переносимых далеко от районов их происхождения, до окончательного захоронения. Повторное взмучивание частиц у дна может усиливать растворение кремнистого и карбонатного материала. Нефелоидные слои, вероятно, существуют долго, поскольку, несмотря на то что эрозия происходит быстро, переосаждение требует гораздо большего времени. Поступление частиц в нефелоидный слой, по-видимому, происхо-

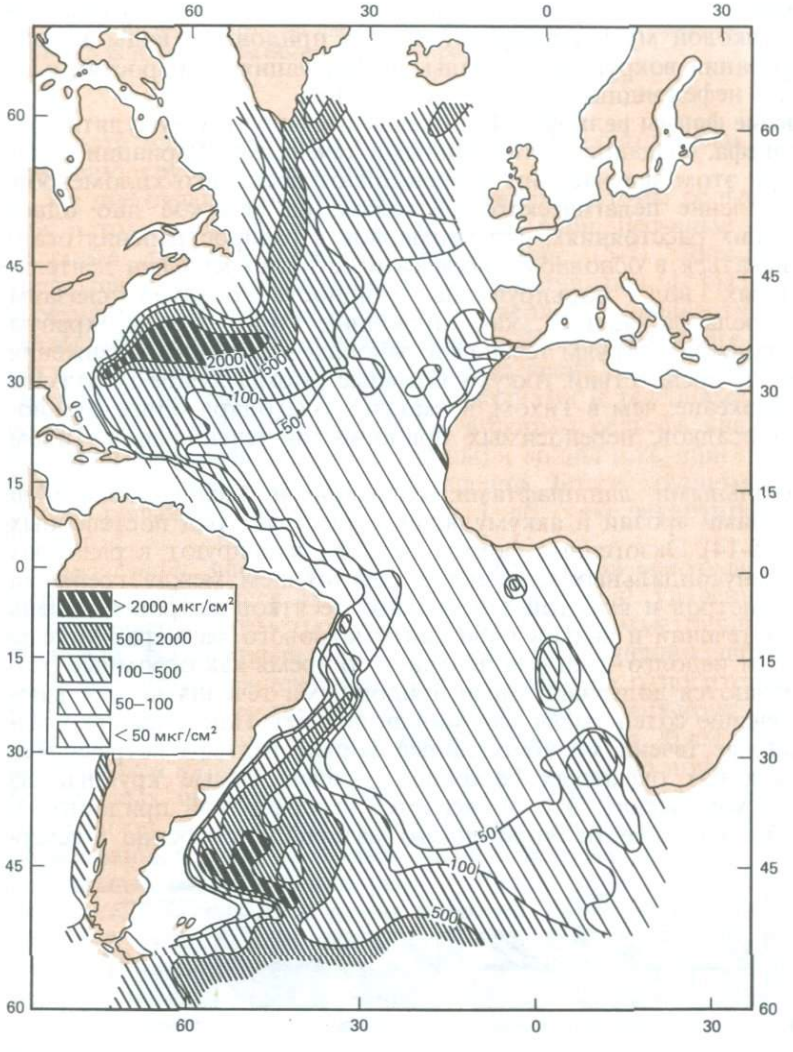


Рис. 15-13. Распространение взвеси в нефелоидном слое в Атлантическом океане. Поступление в нефелоидный слой материала из вышележащих слоев вычтено. (По Бискайе и Эйттрейму [101], цит. по [706].)

дит на дне на различных глубинных уровнях. В результате может образоваться нефелоидный слой мощностью несколько сотен метров; этим также, вероятно, обусловлены колебания концентрации взвеси на разных глубинах в водной толще.

Бóльшая часть материала в нефелоидном слое представлена глинистыми частицами наземного происхождения. Пак и др. [810], Кардер и др. [167] и Заневельд и др. [1157] изучили характер частиц в нефелоидных слоях Тихого океана. Они обнаружили, что 90% суммарного рассеяния света вызвано частицами диаметром от 0,5 до 8,5 мкм. Возможны несколько способов поступления этого материала в водную толщу. Главным механизмом является эрозия морского дна придонными течениями. К другим механизмам относятся привнос тонкозернистого материала турбидными потоками, перемещение его вниз по подводным каньонам и поступление ледниковой муки непосредственно в придонные воды в районах их формирования вокруг Антарктиды. Информация о скоростях осаждения частиц из нефелоидных слоев недостаточна.

Аккумулятивные формы рельефа. Дно океана изобилует аккумулятивными формами рельефа, созданными придонными течениями. Вариации мощности осадков при этом значительны и превышают несколько километров. Поскольку поступление пелагического материала на морское дно однообразно на больших расстояниях, неравномерность распространения осадков должна вызываться в основном процессами, обусловленными деятельностью придонных вод. Варьирующие мощности осадков связаны с неровностями рельефа, такими, как подводные горы, холмы, хребты и уступы, и приурочены к струям течений и районам ускоренного движения водных масс вокруг препятствий. Аккумулятивные формы лучше выражены в Атлантическом океане, чем в Тихом, возможно, благодаря более сильному растворению осадков, переносимых придонными течениями в Тихом океане.

Между абиссальными ландшафтами, созданными тесно связанными между собой циклами эрозии и аккумуляции, существует ряд постепенных переходов (рис. 15-14). Экзогенные формы рельефа варьируют в размерах от правильных синусоидальных волн ила с расстоянием между гребнями в несколько километров и высотой в несколько десятков метров до очень маленьких линий течений и знаков ряби сантиметрового размера. Мелкие формы существуют недолго – дни или недели, в то время как огромные осадочные валы создаются долгоживущими придонными течениями, омывающими район в течение сотен тысяч или миллионов лет. Наиболее ярко выраженные, созданные течениями абиссальные формы рельефа встречаются на западных окраинах океанских бассейнов, причем самые крупные из них – в Атлантическом океане. Это объясняется переработкой придонными течениями огромных количеств терригенного материала, особенно в север-

Рис. 15.14. Эффект (выраженный в микрорельефе поверхности осадков) ускорения течений на дне океана. (Скорость течения увеличивается вправо.) (B. C. Heezen, C. D. Hollister, The Face of the Deep, 1971.)

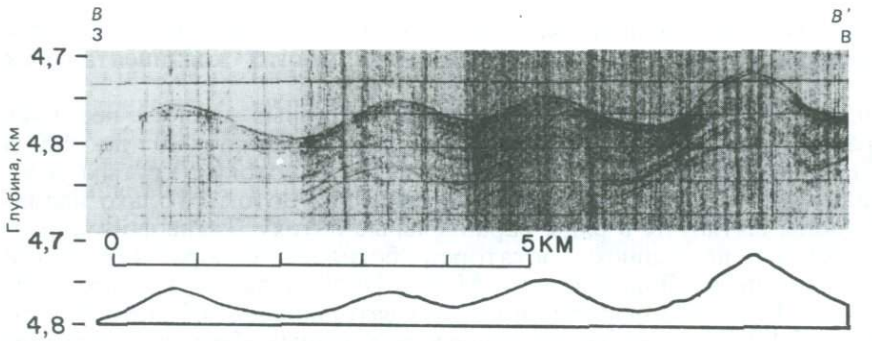


Рис. 15-15. Волны осадков на дне океана. Вверху показан сейсмопрофиль, полученный при частоте 3,5 кГц, внизу – батиметрический профиль [339].

ной части Атлантического океана, которая периодически подвергалась воздействию крупных оледенений.

На дне океана имеются аккумулятивные формы рельефа нескольких типов, в том числе линий течений, знаки ряби, песчаные и илистые волны, песчаные дюны и крупные хребты (рис. 15-7). Линии течений скорее являются аккумулятивными, а не эрозионными формами и образуются в результате отложения осадков за твердыми препятствиями, такими, как скалы, конкреции или обломки пород. Для абиссального микрорельефа характерны осадочные шлейфы, которые несут информацию о направлениях течений. Знаки ряби, образованные волнами и течениями, лучше всего изучены по подводным фотографиям, а формы рельефа дна среднего масштаба, такие, как песчаные волны (дюны) и волны ила,– при помощи локаторов бокового обзора высокого разрешения. Более крупномасштабная волнистость рельефа с длиной волн от 1 до 5 км закартирована с помощью эхолотов.

Знаки ряби. Знаки ряби представляют собой мелкомасштабные, закономерно чередующиеся аккумулятивные хребтики, удаленные друг от друга на несколько сантиметров. Они могут быть симметричными или асимметричными, вытянутыми вдоль потока или перпендикулярными ему. Знаки ряби формируются течениями или волнами на относительно неконсолидированном песке, силте или иле. Длина волн варьирует от 10 см до 1 м (рис. 15-7), а амплитуды – от едва различимых до 20 см и более. Знаки ряби встречаются на всех глубинах океана от пляжа до абиссали. Динамика глубоководных знаков ряби, образованных песком, хорошо изучена благодаря их сходству с мелководными формами. Меньше известно о знаках ряби, образованных илом, которые обычно встречаются на больших глубинах. Из рыхлых осадков знаки ряби особенно характерны для сортированных фораминиферовых илов и, как известно, образованы медленными течениями (15–20 см/с). Знаки ряби могут возникать в тонких рыхлых осадках размером 10 мкм при скоростях 30 см/с, а также создаваться под действием волн на мелководных вершинах подводных гор и хребтов.

Волны осадков и дюны. С увеличением размеров знаки ряби переходят в формы, называемые *осадочными волнами* (рис. 15-15), образованные песком или илом. Длина волн варьирует от 10 м до 10 км (рис. 15-7). *Волны ила* представляют собой правильные крупномасштабные гряды связных илистых осадков (рис. 15-15), обычно встречающихся вниз по течению от

районов поступления больших количеств осадков, таких, как устья подводных каньонов. Они очень характерны для многих континентальных подножий.

Песчаные волны, или *дюны*,–это крупномасштабные аналоги песчаных знаков ряби с типичными поперечными размерами от 10 до 100 м (рис. 15-7). Все известные песчаные дюны поперечны потоку с крутым склоном, обращенным в сторону направления движения потока. Только изолированные дюны вытянуты в ряды параллельные потоку. Такие формы лучше всего видны на записях локаторов бокового обзора. Отличным примером, описанным Лонсдейлом и Малфе [668], является крупное поле дюн на хребте Карнеги в восточной части экваториальной области Тихого океана (рис. 15-16). Это поле состоит из изолированных абиссальных барханов, вытянутых рядами вниз по течению, подобно тому как часто располагаются барханы в субаэральных пустынях. На этом поле есть также правильные цепочки поперечных дюн с многочисленными переходными формами. У большинства барханов ширина между рогами и длина от вер-

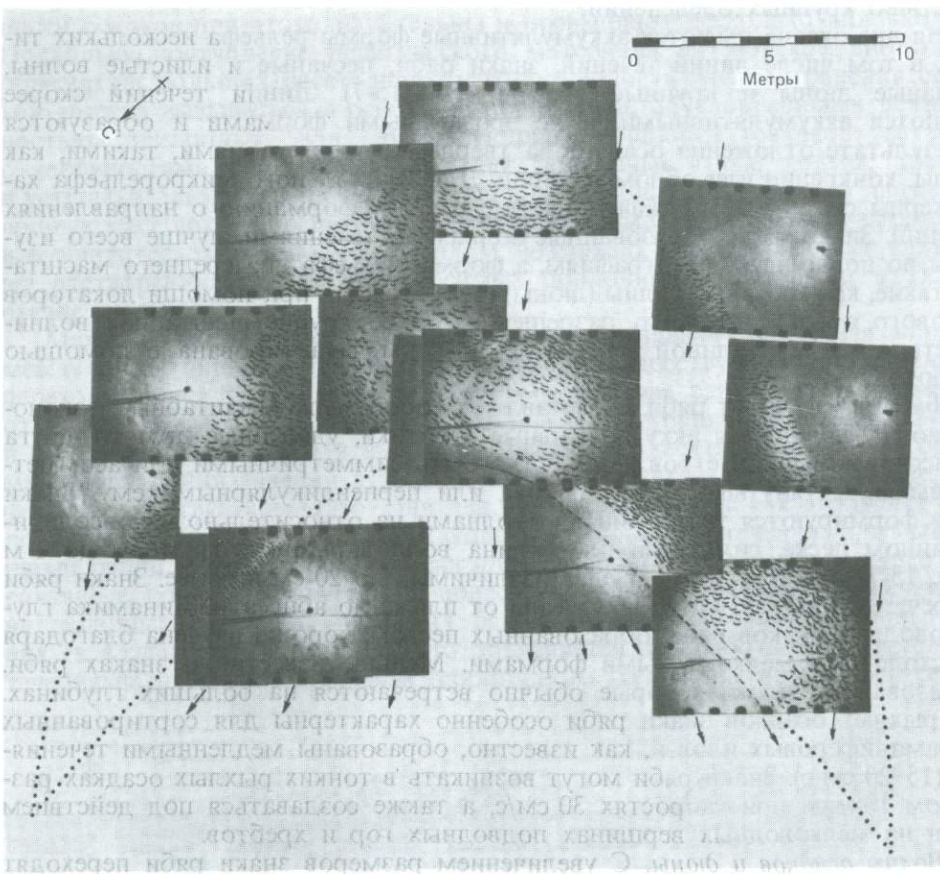


Рис. 15-16. Подводные фотографии нескольких различных песчаных дюн (барханов) в одном и том же поясе, расположенные в виде «фотомозаики» типичного бархана. Стрелками показаны трассы переноса песка, выявленные по ориентировке знаков ряби на поверхности дюн и песчаных знаков намыва на прилегающих мостовых [688, с. 1706].

шины дюны до кончиков рогов 10–100 м (средняя длина 20 м). Их отличительными характеристиками являются пологие склоны вверх по течению и осыпающиеся передние откосы с уклонами 25–30°, определенными фотограмметрическим методом; они близки к углу естественного откоса для рыхлых песков, которыми сложены барханы. Считается, что дюны продвигаются вниз по плоскому дну эрозионной долины, выработанной в известковом иле вплоть до прочного, покрытого марганцевой коркой пласта мела. Геологические и гидрологические данные показывают, что эти песчаные волны мигрируют эпизодически, вероятно, в периоды перетекания плотных придонных вод через хребет Карнеги, которые, очевидно, повторяются с интервалом в несколько лет или более. Через 30 мес отдельные дюны все еще можно различить в том же относительном положении, что указывает на небольшие миграции за это время или на их отсутствие.

Характер перехода между знаками ряби и дюнами не полностью ясен, и скорость течений, при которой происходит этот переход, можно установить только эмпирически. Исследования в лотках показали, что для создания дюн из кварцевых зерен диаметром 10 мкм необходимы скорости 40–50 см/с. Начало движения в лотках фораминиферового песка с небольшой плотностью требует более низких скоростей (около 20 см/с на расстоянии 1 м над дном) [669, 986]. Лонсдейл и Малфе [668] предполагают, что дюны хребта Карнеги формировались при скоростях течения более $30 \pm \pm 10$ см/с.

Абиссальные песчаные дюны настолько трудно выявить с помощью традиционных методов, что их количество обычно бывает сильно занижено. Благодаря своей небольшой амплитуде они незаметны на ленте эхолотов и часто неопределимы, когда лишь частично попадают на подводные фотографии с небольшой площадью кадра. Их распространение ограничено областями развития сильных течений (вероятно, со скоростями более 30 см/с), в которых поверхностными осадками являются рыхлые пески. Сильные глубинные течения могут создавать песчаный пласт путем перемыва, особенно если осадки содержат большое количество раковин фораминифер. Однако многие быстрые придонные течения относятся к ААДВ, и, ссли исключить высокие широты Южного полушария, эта водная массса обычно сталкивается с осадками (ниже компенсационной глубины карбонатонакопления), которые содержат настолько мало крупных компонентов, что такой мобильный песчаный слой не может образоваться. В этих условиях песчаные дюны не наблюдаются даже там, где поток локально ускоряется, будучи зажатым в узких проходах. В отличие от волн ила дюны, вероятно, также редки на континентальных подножиях вследствие быстрого поступления связного терригенного пелита. Однако там, где западные пограничные течения особенно сильны, могут встречаться поверхностные пласты перемытых песков со знаками ряби и дюнами.

Аккумулятивные хребты. Крупным шагом вперед в понимании масштабов придонных течений явилось открытие огромных вытянутых хребтов, состоящих из осадочных тел, таких, как хребты Фени, Гардар и Эрик в Северной Атлантике (рис. 15-17). *Осадочные валы* (или хребты) – акустически слабо стратифицированные формы, вытянутые параллельно направлению придонных течений; они часто покрыты «волнами ила» длиной от 1 до 2 км и амплитудой в первые десятки метров. Длина самих хребтов часто достигает сотен километров, а ширина – десятков километров. Форма хребтов варьирует от остроконечной до слабовыпуклой. Скорости аккумуляции осадков обычно высокие; измерены скорости до 12 см/1000 лет. Хребты

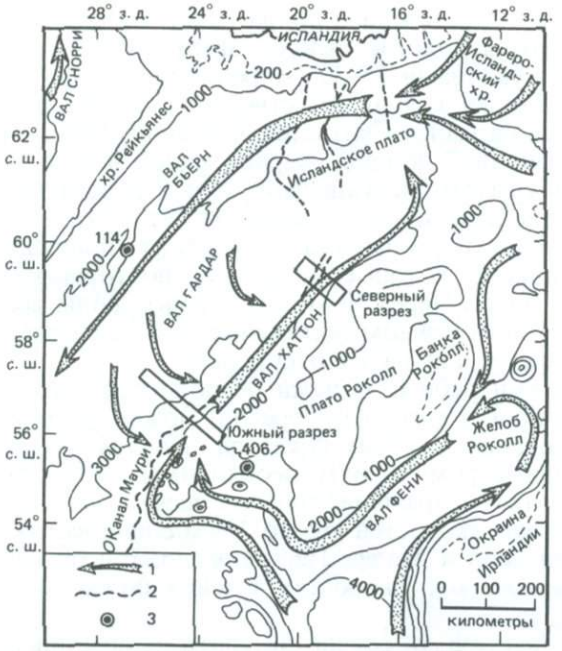


Рис. 15-17. Расположение осадочных валов Фени, Хаттон и Бьерн в Северной Атлантике, к югу от Исландии, в связи с осями придонных течений [707]. Контуриты: *1* – оси термогалинных течений, *2* – каналы турбидитов, *3* – скважины DSDP. (Изобаты в метрах.)

сформированы отложениями контурных течений, называемыми некоторыми исследователями контуритами [479]. Хорошо отсортированные пески или силты встречаются в виде четко ограниченных слоев толщиной от 0,1 до 10 см, с резкими верхними и нижними контактами и часто с косой слоистостью. Процесс отложения, формирующий эти вытянутые хребты, является результатом взаимодействия между различными течениями, такими, как Гольфстрим и Западное пограничное глубинное течение (ЗПГТ), или взаимодействия между активными придонными течениями и относительно неподвижной водой (рис. 15-18). Осадочные хребты образуются параллельно этим течениям, но не под их осевой частью, а по периферии потока (рис. 15-18). В определенных условиях там, где течение не подпруживается крутым рельефом, взаимодействие между течением и соседней с ним спокойной водой может происходить по обеим сторонам, что приводит к появлению спаренных хребтов. Эти огромные аккумулятивные тела имеют значительный возраст. Большинство из них образовалось в течение интервалов оледенения и, следовательно, являются реликтовыми формами, поэтому измеренные скорости современных течений могут не отражать условий, при которых в основном формировались эти хребты.

Осадочные валы Северной Атлантики. Роль течений в изменении и контролировании процессов седиментации в глубокой котловине на западе Северной Атлантики продемонстрирована многочисленными исследованиями [238, 339, 452, 479, 623]. Анализ разнообразных данных, таких, как сейсмопрофили, состав осадков, распространение взвеси, характеристики придонных вод, позволил обнаружить в этом районе многочисленные осадочные валы. Закономерности их распространения в целом коррелируются с направлением потоков плотных придонных вод. Придонные воды образуются в основном в Норвежском море и переваливают через пороги между Исландией, Шотландией и Гренландией (см. гл. 8). Этот источник при-

донных вод появился благодаря крупной тектонической реорганизации в ходе спрединга океанского дна на хребте Рейкьянес в среднем кайнозое (*ранний миоцен, 18 млн. лет назад*), *когда начало формироваться большинство* течений. Благодаря действию силы Кориолиса течения отклоняются вправо и идут по изобатам (рис. 15-17). Сначала поток приурочен к изобатам ряда бассейнов и хребтов в высоких широтах Северной Атлантики (рис. 15-17), а затем идет на юг вдоль континентального подножия восточной части Северной Америки в виде ЗПГТ. Исследования с использованием трасеров показали, что осадки переносятся ЗПГТ из района Новой Англии и Приморских провинций Канады на юг по крайней мере до внешнего хребта Блейк-Багама [478]. Некоторые показатели распространения осадков свидетельствуют о том, что осадки могут переноситься еще дальше на юг, до внешних хребтов Кайкос и Большого Антильского.

Перевалив через Фареро-Исландский порог, придонная вода движется на юг вдоль восточного края банки Роколл, образуя вал Фени (рис. 15-17) [707]. Затем глубинное течение огибает основание плато Роколл, придерживаясь изобат, но поворачивая направо при каждой возможности. Далее оно поворачивает на север вдоль западного края плато Роколл, формируя вал Хаттон. В головной части бассейна, южнее Исландии, придонное течение усиливается придонными водами, впадающими из Фареро-Исландского перехода. Далее течение снова меняет направление и идет на юг вдоль во-

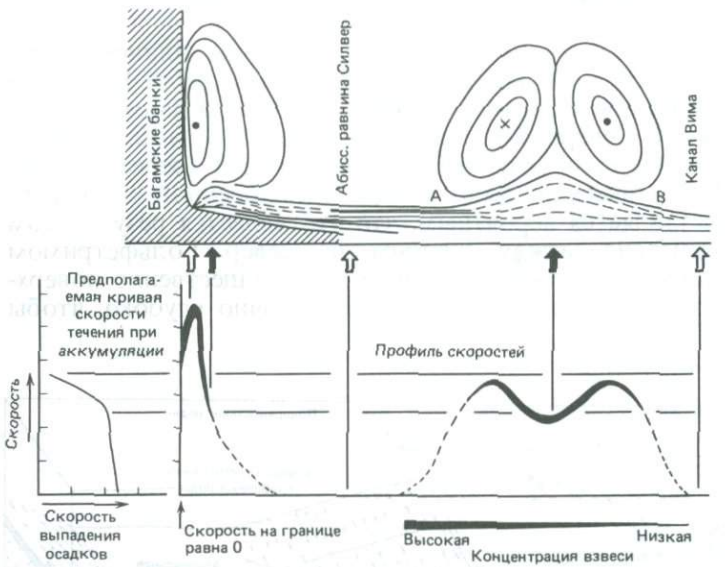


Рис. 15-18. Схематическая модель формирования аккумулятивных хребтов на океанском дне. На профилях через внешние хребты Кайкос и Большой Антильский показан современный режим придонного потока, концентрация переносимой взвеси и условия осаждения. Точками обозначены течения, идущие в сторону читателя, косым крестиком – течение, идущее от читателя. Максимум аккумуляции находится там, где сочетаются два условия: 1) высокие концентрации взвеси в потоке, 2) скорости течений падают до критических для осаждения. Слева внизу схематически представлена связь между скоростью течения и скоростью выпадения осадков. Кривая предполагает быстрое увеличение выпадения в пределах относительно небольшого диапазона скоростей, хотя эта особенность не имеет критического значения для модели. Кривая должна сдвигаться в сторону более высоких или более низких скоростей для крупной и тонкой взвеси соответственно. Светлые и черные стрелки указывают на зоны медленного и быстрого отложения соответственно [1047, с. 1800].

сточного края хребта Рейкьянес, образуя вал Бьерн (рис. 15-17) и затем вал Гардар.

Выходящее из Норвежского моря течение, по-видимому, теряет большую часть переносимой им взвеси на валу Гардар, т.е. до прохода через брешь в Срединно-Атлантическом хребте, называемую зоной разлома Чарли-Гиббса. Попадая в Северо-Западную Атлантику, придонный поток следует вдоль изобат западного склона хребта Рейкьянес на север, через котловину Ирмингера. В северной части этой котловины течение усиливается за счет дополнительного поступления новых придонных вод и продолжает свой путь вокруг Гренландии, образуя вал Эрик, а затем проходит через море Лабрадор и устремляется на юг в виде ЗПГТ. Западное пограничное глубинное течение представляет собой смесь опресненных вод из моря Лабрадор и более соленых вод из Северной Атлантики. Это течение играет большую роль в формировании нижней части континентального подножия Северной Америки (рис. 15-19). Антарктические придонные воды поступают в эту систему через канал Вима и южную часть Бермудской возвышенности, обтекая абиссальную равнину Гаттерас и соединяясь с ЗПГТ примерно на широте мыса Гаттерас. По-видимому, большие количества осадков, вынесенных с Северо-Американского континента в течение нескольких миллионов лет, вовлекались в этот поток и создавали форму рельефа, по масштабам напоминающую континентальное подножие,– внешний хребет Блейк-Багама, расположенный мористее плато Блейк, примерно в 700 км к востоку от Флориды.

Этот хребет представляет собой крупное образование длиной более 800 км, шириной 400 км и средней высотой 2 км. Внешний хребет Блейк-Багама ограничен на востоке абиссальной равниной Гаттерас, а на севере континентальным подножием Северной Америки. Вместо того чтобы формироваться вдоль континентальной окраины, этот осадочный хребет отодвинулся от склона в Атлантический океан в виде обособленной свободной формы рельефа. Представляется вероятным, что это является результатом длительного взаимодействия между идущим на север Гольфстримом и ЗПГТ южного направления. Хотя Гольфстрим – преимущественно поверхностное течение, местами он распространяется достаточно глубоко, чтобы

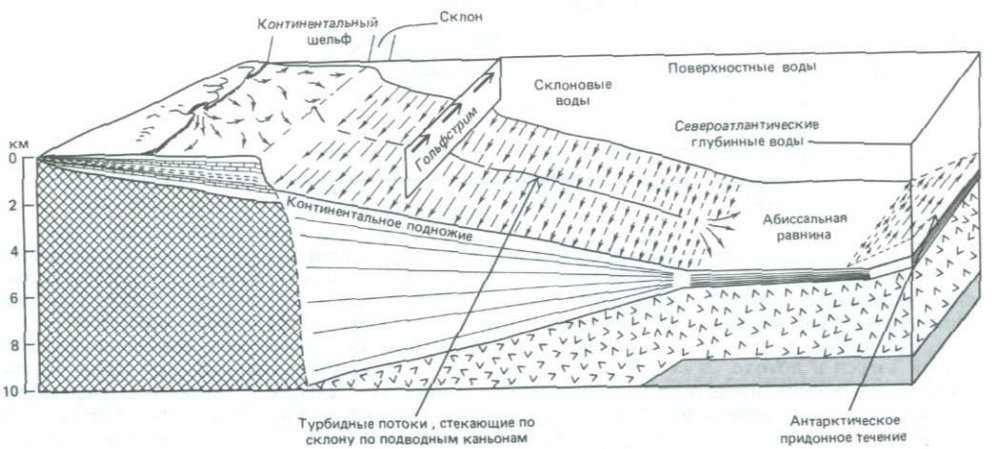


Рис. 15-19. Созданные контурными течениями формы континентального подножия Северной Америки [453].

эродировать и переотлагать осадки и создавать крупные формы рельефа дна. Когда течение возвращается к континентальной окраине вдоль крутого уступа Блейк после обтекания выступа внешнего хребта Блейк-Багама, оно снова с высокой скоростью (более 30 см/с) устремляется на юг, перенося значительные количества тонких известковых осадков с Багамской банки и формируя внешний хребет Кайкос. Последним из серии аккумулятивных форм, образованных ЗПГТ в Северной Атлантике, является Большой Антильский внешний хребет. Глубоководное бурение на этом хребте показало, что он сформирован придонными течениями за последние 10 млн. лет.

16. ОКЕАНСКИЕ МИКРОФОССИЛИИ

Микроскопические организмы обладают очень малой индивидуальной энергией по сравнению со слонами и львами, но по своему совокупному влиянию они значительно превосходят всех этих животных.

К. Г. Эренберг, 1862

Огромное большинсво планктонных и бентосных организмов в океане состоит только из мягких тканей и поэтому не имеет шансов сохраниться в ископаемом состоянии. Однако некоторые группы обладают твердыми скелетными образованиями, которые способны фоссилизироваться. Это очень важно, поскольку именно они являются основными компонентами глубоководных биогенных осадков и история океанской палеосреды восстанавливается в основном по этим группам. Таким образом, морской геолог имеет дело только с теми группами, которые сохраняются в осадках.

Среди океанских микроорганизмов, участвующих в биогенном осадконакоплении, выделяются плавающие, или планктонные, и живущие на дне, или бентосные, формы. Планктонные формы, как фито-, так и зоопланктон, играют основную роль в биогенной седиментации и сильно различаются по своим экологическим функциям. Бентосные формы составляют значительную часть осадков только на некоторых участках континентальных шельфов. Однако они обеспечивают важную информацию о придонной (бентической) среде обитания и глубинных водных массах.

Большинство групп сохраняющихся микроорганизмов строит свою раковину из кальцита, арагонита или аморфного кремнезема. Группы, строящие свою раковину из других материалов, таких, как различные органические вещества или сцементированные песчанные зерна, играют меньшую роль в осадконакоплении и несут меньше информации об океанской палеосреде.

Основными представителями океанского микропланктона с карбонатной функцией являются фораминиферы и кокколитофориды [1]. Меньшую роль играют другие группы: моллюски и остракоды. К кремневому микропланктону относятся диатомеи и радиолярии[2]. Морскими бентосными группами, важными с точки зрения осадконакопления за пределами континентального шельфа, являются фораминиферы и остракоды. Хотя некоторые группы, например моллюски и нерифообразующие кораллы, встречаются на больших глубинах, они так редки в осадках, что не представляют большой ценности для морских геологов.

---

[1] В тропических водах важное значение имеют также планктонные арагонитовые птероподы и гетероподы.– *Прим. ред.*

[2] Существенное значение имеют также силикофлагелляты.– *Прим. ред.*

Известковые микрофоссилии

Фораминиферы

Фораминиферы (класс Sarcodina, отряд Foraminiferida) – чрезвычайно разнообразная группа морских простейших, имеющих раковину, объединяющая несколько семейств бентосных форм, а также немного семейств, ведущих планктонный образ жизни. Обычно их размер колеблется в пределах 50–400 мкм, но может быть и крупнее. Хотя бентосные формы фораминифер таксономически более разнообразны, чем планктонные, число экземпляров каждого вида меньше. Свои раковины фораминиферы строят из карбоната кальция, за исключением одного большого подотряда бентосных фораминифер (Textularinae), которые строят ее из сцементированных песчаных зерен. У одной маленькой группы фораминифер раковина арагонитовая. Как указывает Марзалек и др. [694], функции раковины, очевидно, весьма многочисленны, включая защиту от хищников и неблагоприятных условий среды, контроль за плавучестью и погружением и даже стабилизацию животного по вертикали за счет надстройки из легких липидов и жиров.

Фораминиферы считаются морскими организмами, хотя они распространены в водах окраинных морей как с низкой, так и с высокой соленостью. Фораминиферы изучались более интенсивно, чем любая другая группа океанских микрофоссилий. На них приходится 2,5% всех известных с кембрия видов животных. Около 38 тыс. форм имеют названия, кроме того, в морях имеется еще 10 тыс. неназванных форм [115]. Однако на самом деле число видов значительно меньше, поскольку многие из них описаны не один раз. Существует группа более крупных фораминифер, которые значительно крупнее обычных (до 16 мм) и несколько отличаются по своей экологии – обитают в мелких теплых морях. Они требуют специфических методов изучения, включая изготовление шлифов для выявления внутренней структуры раковин. Хотя крупные фораминиферы важны для корреляции тропических мелководных морских разрезов, они ничего не дают для изучения глубоководных осадков и поэтому в дальнейшем не рассматриваются.

Фораминиферы имеют огромное значение в геологии и палеоокеанологии из-за их большого разнообразия и повсеместного распространения во всех морских обстановках: от окраинных морей до глубоководных бассейнов, в поверхностных и подповерхностных водах, на всех широтах и во всех океанах. Таксономия группы хорошо разработана. В настоящее время таксономическая работа заключается в основном не в описании новых форм, а в перегруппировке неправильно сгруппированных ранее. Относительное обилие фораминифер в морских осадках имело большое значение для постановки морской палеоэкологии на твердую количественную основу. Первоначально фораминиферы изучались только в стратиграфических исследованиях в породах позднего мезозоя и кайнозоя, а позднее очень интенсивно использовались при поисках нефти. Бентосные фораминиферы изучались преимущественно именно во время этих ранних исследований, а с конца 1950-х гг. усилия микропалеонтологов сосредоточились в основном на планктонных формах. Конкретное использование фораминифер для решения геологических и палеоокеанологических задач определяется средой их обитания – поверхностные воды или дно. Поскольку характеристики этих двух групп очень различны, они рассмотрены отдельно.

Планктонные фораминиферы

Планктонные фораминиферы появились в поздней юре как мелкие простые формы, похожие на *Globigerina*. Эти первоначально малозначительные формы начиная с мела в результате бурного эволюционного развития стали важным компонентом океанского планктона. За последние 130 млн. лет появилось более 40 родов и по крайней мере 400 видов. За это время группа претерпела большие эволюционные изменения. Разнообразие и вымирания обусловили широкое использование планктонных фораминифер для корреляции и датирования осадочных разрезов.

В современном океане обитает около 30 видов[1] (рис. 16-1), которые объединены в два семейства: Globigerinidae (шиповатые формы) и Globorotaliidae (нешиповатые формы). Прошлое и современное стратиграфическое распространение фораминифер, а также особенности их морфологии хорошо известны. Меньше изучены биология и экология живущих видов. Планктонные ловы показывают, что фораминиферы обитают преимущественно в эвфотической зоне, а некоторые относительно глубоководные формы ранние стадии своего жизненного цикла проводят, вероятно, в подповерхностных водах. Это не удивительно, так как большая часть пищевых ресурсов сосредоточена в верхних 200 м водного столба. Фораминиферы живут в водах с нормальной океанской соленостью и очень редки *в солоноватых водах, поэтому они не характерны для большинства прибрежных* мелководных районов, за исключением участков, прилегающих к островам и областям суши с незначительным пресным стоком, таким, как Нижняя Калифорния.

Морфология раковин планктонных фораминифер сильно варьировала в течение мела и кайнозоя: были двухрядные, планиспиральные, трохоспиральные, стрептоспиральные и переходные формы (рис. 16-1, 16-2). На морфологию влияли основные эволюционные тенденции, что выразилось в появлении морфотипов различного значения. Например, двухрядные формы преобладали на ранних стадиях эволюционного развития в мелу, затем они пришли в упадок в результате экологических кризисов конца мела. Сейчас это единичные, мелкие, мало показательные виды.

Плавучесть и вертикальное распространение. Лишенные способности активно передвигаться планктонные фораминиферы должны обладать плавучестью. Раковины планктонных фораминифер состоят из кальцита, плотность которого в 2,7 раза больше плотности морской воды. Экспериментальные исследования показали, что пустые раковины опускаются в морской воде со скоростью 0,3–2,3 см/с. Для того чтобы сохранить плавучесть, все планктонные организмы имеют маленькие размеры. Это увеличивает их удельную поверхность[2], усиливает торможение за счет трения и, таким образом, улучшает плавучесть. Шарообразная форма раковин и развитие рельефа на их поверхности также увеличивают поверхность соприкосновения с водой. Основная масса вещества у организмов этой группы сосредоточена в раковине, которая у планктонных фораминифер более пористая, чем у бентосных. Примерно половина из современных форм (семейство Globigerinidae) имеет шипы, выступающие радиально над поверхностью раковины (рис. 16-2). Шипы служат дополнительной поддержкой для протоплазмы. Иногда длина системы шипов в пять раз превышает диа-

[1] Около 50 видов.– *Прим. перев.*

[2] Поверхность, приходящаяся на единицу массы.– *Прим. ред.*

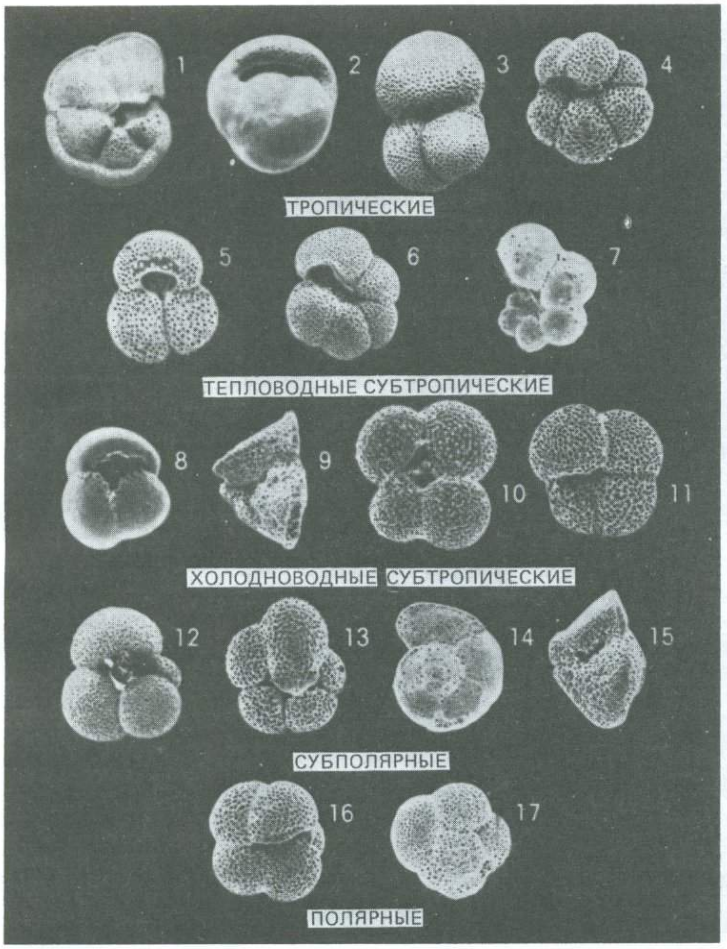


Рис. 16-1. Распространение современных видов планктонных фораминифер. Тропические виды: *1 – Globorotalia menardii,* × 54; *2 – Pulleniatina obliquiloculata,* × 110; *3 – Globigerinoides sacculifer,* × 148; *4 – Neogloboquadrina dutertrei* (форма с зубом), × 81. Тепловодные субтропические виды: *5 – Globigerinoides ruber,* × 102; *6 – Neogloboquadrina dutertrei,* × 72; *7 – Hastigerina pelagica,* × 60. Холодноводные субтропические виды: *8 – Globorotalia inflata,* × 60; *9 – Globorotalia truncatulinoides,* × 86; *10 – Globigerina falconensis,* × 120; *11 – Neogloboquadrina pachyderma* (правозавитая), × 138. Субполярные виды: *12 – Globigerina bulloides,* × 91; *13 – Globigerina quinqueloba,* × 180; *14 – Globorotalia truncatulinoides,* × 60; *15 – Globorotalia truncatulinoides,* × 89. Полярные виды: *16 – Neogloboquadrina pachyderma* (левозавитая), × 141; *17 – Neogloboquadrina pachyderma* (левозавитая), × 152.

метр камер, из которых они растут. У некоторых видов шипы сплюснуты или имеют различные выступы в поперечном сечении, все это увеличивает площадь поверхности (рис. 16-2). У ряда видов развиты относительно крупные апертуры или многочисленные более мелкие апертуры, которые сокращают вес раковины.

Вязкость воды возрастает с понижением температуры. При 0°С она в два раза выше, чем при 25°С. Следовательно, вязкость увеличивается с глубиной и широтой (в соответствии с температурой). Поскольку рако-

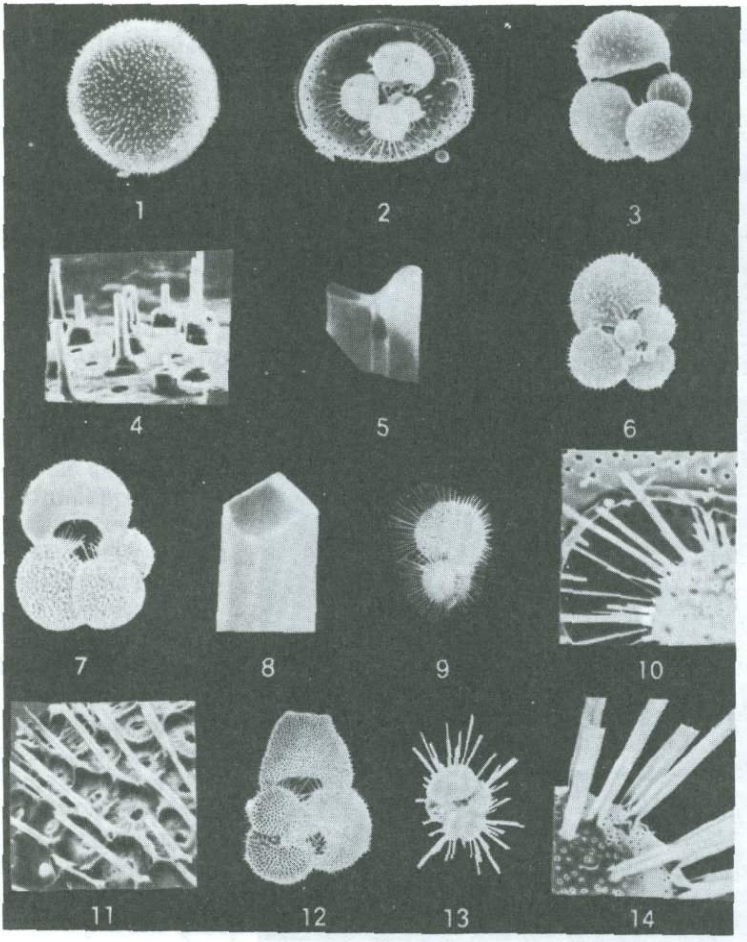


Рис. 16-2. Живые шиповатые фораминиферы из планктонных ловов. *1–6 – Orbulina universa – этот вид определяется по поверхностной трохоспиральной стадии и взрослой сферической* стадии: *1* – сферическая камера, × 220; *2* – вскрытая сферическая камера с внутренней трохоспиральной камерой, × 120; *3* – *ювенильная трохоспиральная форма с пупочной стороны*, видны пупочная первичная апертура и маленькая шовная апертура, × 200; *4* – поверхность с шипами, видны террасовидные выступы, × 3500; *5* – конец трехгранного шипа, × 23 200; *6* – ювенильная трохоспиральная форма, спинная сторона, видны шовные дополнительные апертуры, × 180. *7, 8 – Globigerina bulloides*: *7* – брюшная сторона, видны шипы в пупочной области, × 200; *8* – конец шипа, имеющий вид кристалла, × 30 000. *9, 11, 12 – Globigerinoides sacculifer: 9* – вид шиповатой раковины сбоку, × 180; *11* – поверхность последней камеры с шипами и новыми выступами, × 1800; *12* – спинная сторона с дополнительными апертурами, × 140. *10 – Globigerinella aequilateralis*, поверхность начальных камер и часть апертуры с трехгранными, округлыми и треугольными шипами, × 1000. *13, 14 – Hastigerina pelagica*, этот вид похож на *Globigerinella aequilateralis*, но имеет отчетливые шипы: *13* – наклонный вид раковины с шипами, × 100; *14* – поверхность последней камеры, видны шипы и их основания, × × 700. (Фотографии любезно предоставлены Г. Уилксом, Бедфордский океанографический институт.)

вины фораминифер в теплой воде тонут в два раза быстрее, они должны в этих условиях иметь более легкую конструкцию. Поэтому тропические планктонные фораминиферы обычно имеют более тонкую раковину, с бóльшим количеством пор, более крупной апертурой и четкими, хорошо развитыми шипами. Планктонные фораминиферы могут увеличивать плавучесть за счет включения в протоплазму пузырьков газа, липидов и других жировых веществ. Таким образом, комбинация раковины и протоплазмы дает общую плотность организма, близкую к плотности морской воды (около 1,026 г/см^3).

Определенные виды планктонных фораминифер нуждаются в поддержании не только плавучести, но и фиксированного положения в водном столбе. Многие виды предпочитают определенные глубины обитания (глубинная стратификация). В течение жизненного цикла некоторые виды совершают значительные вертикальные миграции. Эти мигрирующие группы должны быть способны к погружению. Хотя планктонным фораминиферам присуща такая вертикальная миграция, часто она происходит на поздних онтогенетических стадиях развития видов, включая большинство *Globorotalia*. Вблизи от поверхности организмы обычно мельче, чем в более глубоких слоях. Некоторые фораминиферы, кроме того, совершают суточные и другие периодические вертикальные миграции. Эмилиани [303], измерив изотопные температуры по раковинам из осадков, впервые установил, что различные виды фораминифер предпочитают разные глубины обитания. Поскольку максимальная плотность протоплазмы лишь незначительно превышает плотность морской воды, погружение фораминифер на глубину было бы невозможно без раковины. Многие формы планктонных фораминифер, особенно *Globorotalia*, увеличивают плотность своих раковин, образуя кальцитовую корку (вторичная кальцификация), причем самые глубоководные морфотипы имеют наиболее толстую стенку раковины. Таким образом, планктонные фораминиферы контролируют свою плавучесть изменением плотности протоплазмы, содержания кальцита в раковине (рост раковины и вторичная кальцификация) и абсолютным размером раковины. Планктонные фораминиферы не бесцельно дрейфуют в водном столбе. Они могут регулировать свою плавучесть, что позволяет им занимать особенно выгодные экологические ниши. Плотность морской воды – основной фактор, контролирующий распределение фораминифер по вертикали. Поэтому планктонные фораминиферы – надежный индикатор температуры воды (вследствие ее прямой корреляции с плотностью воды).

Эмилиани [306], Бе [51] и другие исследователи установили вертикальное распространение современных планктонных фораминифер. Бе [51] выделил следующие поверхностные, промежуточные и глубоководные виды:

Поверхностные: большинство поверхностных видов, включая *Globigerinoides* и некоторые *Globigerina* (рис. 16-2).

Промежуточные (50–100 м): шиповатые виды – *Globigerina bulloides*, *Hastigerina pelagica*, *Orbulina universa*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerina calida*; нешиповатые виды – *Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Candeina nitida*, *Globigerinita glutinata*.

Глубоководные: *Globorotalia*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Sphaeroidinella dehiscens*.

Продуктивность и погружение. Очень мало известно о питании планктонных фораминифер. Некоторые из них живут в симбиозе с зооксантеллами, которые, вероятно, обеспечивают поступление какой-то части пищи путем фотосинтеза. Большинство планктонных фораминифер, по-видимому,

травоядные, т.е. питаются водорослями. Однако известен один хищный вид, который поедает другой планктон, даже такой крупный, как копеподы [51]. Установлено [640, 1046], что *Globigerina bulloides* и *Globorotalia truncatulinoides* предъявляют разные требования к пище. Распространение планктонных фораминифер, как и другого зоопланктона, по-видимому, определяется в основном наличием пищи. Поверхностные воды с высоким содержанием питательных веществ обычно густо населены [125, 811], за исключением приполярных областей за пределами 60-х широт, где интенсивность света недостаточна в течение большей части года.

Оценки концентрации планктонных фораминифер в воде существенно варьируют в зависимости от размеров сети, используемой для планктонных ловов. Приводимые в литературе концентрации фораминифер колеблются от 10^2 до 10^3 экземпляров в 1 $м^3$ [67]. Многие оценки (например, $10/м^3$) сильно занижены, так как большое количество мелких экземпляров проходит сквозь ячейки сети и теряется. Комплексы живых планктонных фораминифер добывались планктонными сетями, насосами, а в последнее время аквалангистами путем отбора в бутылки и другие емкости. Важно изучить жизненный цикл фораминифер, так как они покидают свою раковину при размножении, поставляя таким образом осадочный материал при воспроизводстве и после смерти. В конечном счете о жизненном цикле планктонных фораминифер почти ничего не известно из-за слабых успехов в их культивировании. Эксперименты в районе бассейна Санта-Барбара, Калифорния, показали, что фораминиферы живут от 2 недель до 1–2 месяцев [66, 79].

В пределах каждой области океана концентрации фораминифер, по-видимому, в продуктивных высокоширотных прибрежных районах и экваториальных апвеллингах по крайней мере в 10 раз выше, чем в безжизненных центральных и среднеширотных районах. В целом рассчитанные величины продукции фораминифер пропорциональны содержанию фосфатов в воде и суммарной продуктивности планктона. Самые высокие из известных концентраций (в северной части Тихого океана) примерно в 1000 раз выше самых низких (в Саргассовом море). Общее число фораминифер в Атлантике, по-видимому, составляет половину от числа их в Индийском и Тихом океанах.

Для палеоэкологии важны скорости опускания раковин, поскольку латеральный дрейф, которому подвержена раковина в процессе оседания, может нарушить соответствие комплексов животных из поверхностных вод и в поверхностных осадках. Кроме того, при медленном опускании раковины могут раствориться (см. гл. 14). Такой латеральный дрейф пустых раковин зависит от скорости их погружения. Первые лабораторные эксперименты показали, что раковины погружаются со скоростью 2 см/с, но эти подсчеты делались на относительно толстостенных раковинах при отсутствии турбулентности в среде. Бергер [67] считает, что эти скорости примерно в 10 раз выше. Тем не менее большинство фораминифер достигает дна всего за несколько десятков дней, поэтому скорости их погружения не могут влиять на палеоэкологическую интерпретацию.

Современная биогеография. В результате экспедиции «Челленджера» Меррей [773] впервые установил, что распространение многих видов контролирует температура, и выявил изменения разнообразия между полярными и тропическими районами и распределение отдельных видов. В настоящее время общие биогеографические закономерности установлены более надежно.

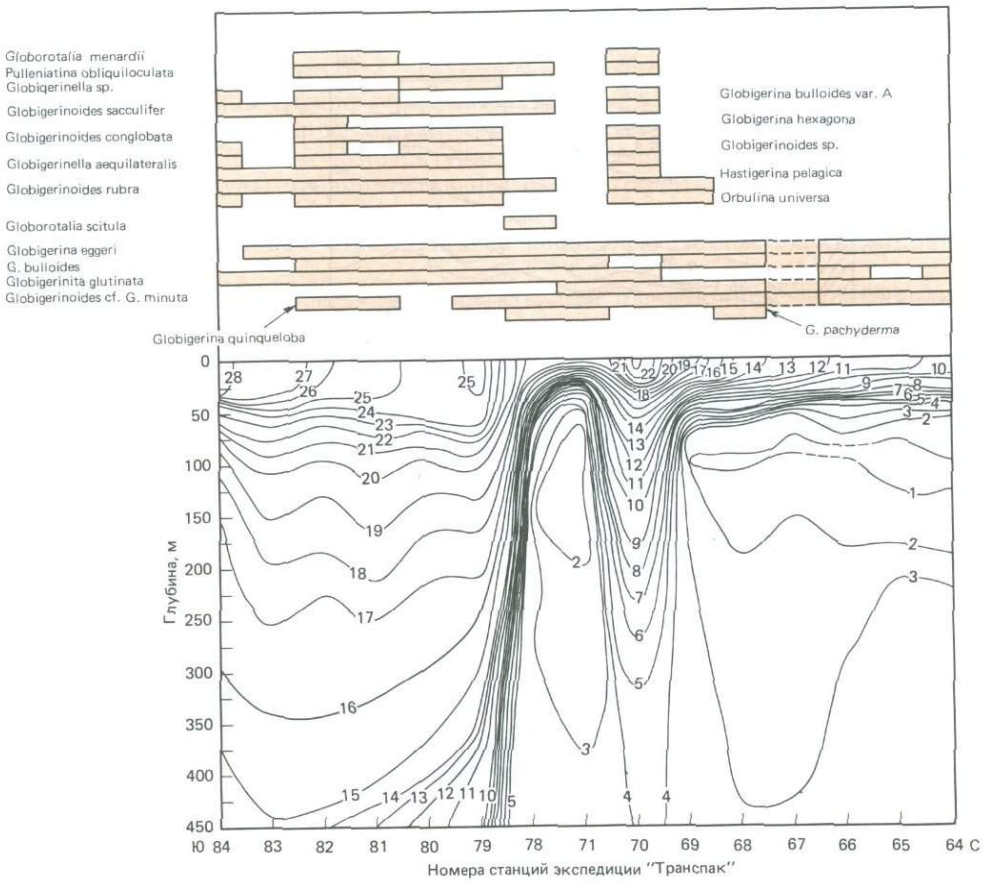
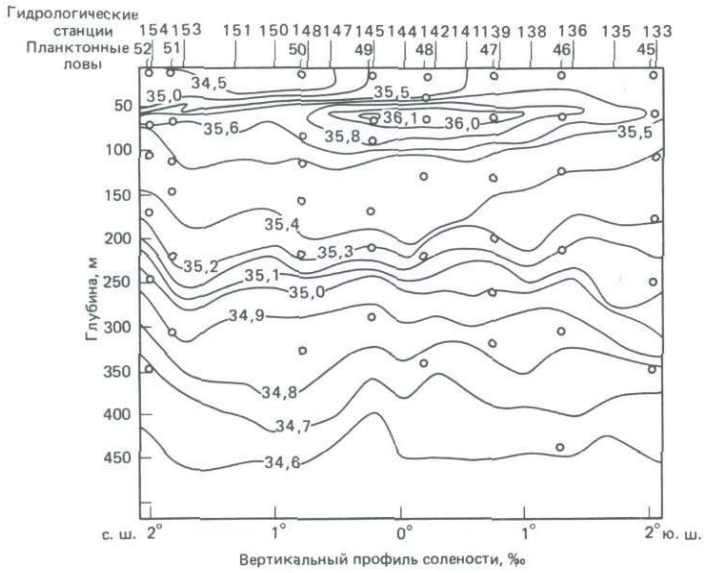


Рис. 16-3. Разрез верхней части водной толщи на границе между теплым течением Куросио и холодным течением Ойясио, показывающий влияние этого раздела на распределение планктонных фораминифер в поверхностных водах ([125], с. 95). (Р 6503 1–3 мая 1965 г. от 2° с. ш. до 2° ю. ш. по 8° з. д.) Кружки – планктонные ловы.

Планктонные фораминиферы – очень чувствительные индикаторы водных масс. Их распределение в современных поверхностных осадках явилось предметом многих исследований, но лишь некоторые классические работы посвящены изучению их распространения в воде. Факторы среды, которые *обычно принимаются во внимание при анализе распределения фораминифер*, легко измеримы. Это – температура, соленость, наличие пищи и кислорода, pH. Первые исследования Брэдшоу [125] выявили четкую связь фауны фораминифер с водными массами. Даже в пределах небольших районов резкие границы между водными массами легко прослеживаются по *четко выраженным перерывам в распространении фауны (рис. 16-3)*. Примером может служить распространение фораминифер в северо-западной части Тихого океана на границе теплого течения Куросио и холодного Ойясио. Из различных факторов, контролирующих распространение планктонных фораминифер, наиболее важным обычно считается температура, хотя для некоторых видов также или даже более существенны другие параметры, например соленость. Было установлено [537], что относительно небольшие



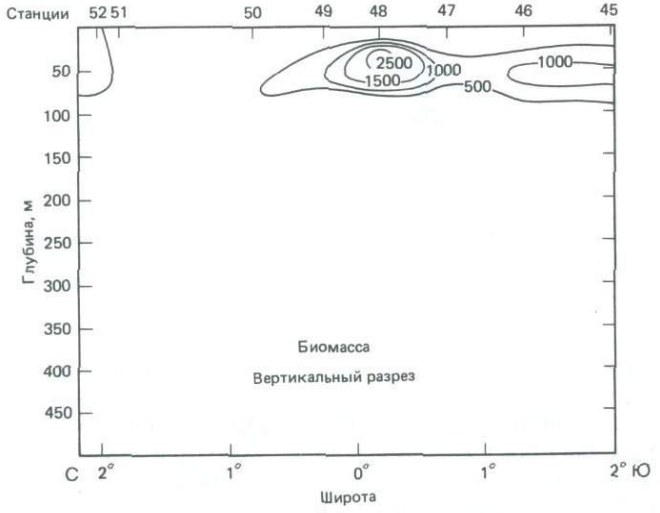


Рис. 16-4. Связь между соленостью верхнего слоя водной толщи и биомассой *Neogloboquadrina dutertrei* в Гвинейском заливе ([537], с. 496, 498).

вариации измеряемых параметров среды оказывают сильное воздействие на динамику популяций. Вариации температуры в пределах 2° и колебания солености на 0,2–0,5‰ в первую очередь контролируют обилие многих видов. Например, в экваториальном противотечении, маркируемом полосой высокой солености, почти не встречается *Neogloboquadrina dutertrei* (форма, предпочитающая низкую соленость, рис. 16-4). Это означает, что распространение данного вида в значительной мере контролируется колебаниями

солености, даже небольшими. Однако, поскольку температура и соленость, как и другие консервативные свойства воды, тесно связаны друг с другом, часто бывает очень трудно определить, какой из факторов важнее. Например, холодноводные виды обычно связаны с низкой соленостью, так как она сопутствует низким температурам. Вследствие этого при изучении распространения фауны предпочтительнее рассматривать не один, а несколько параметров водных масс. Планктонные фораминиферы являются как бы «отпечатками пальцев», отражающими различные водные массы в донных осадках.

В самом общем виде можно считать, что планктонные фораминиферы

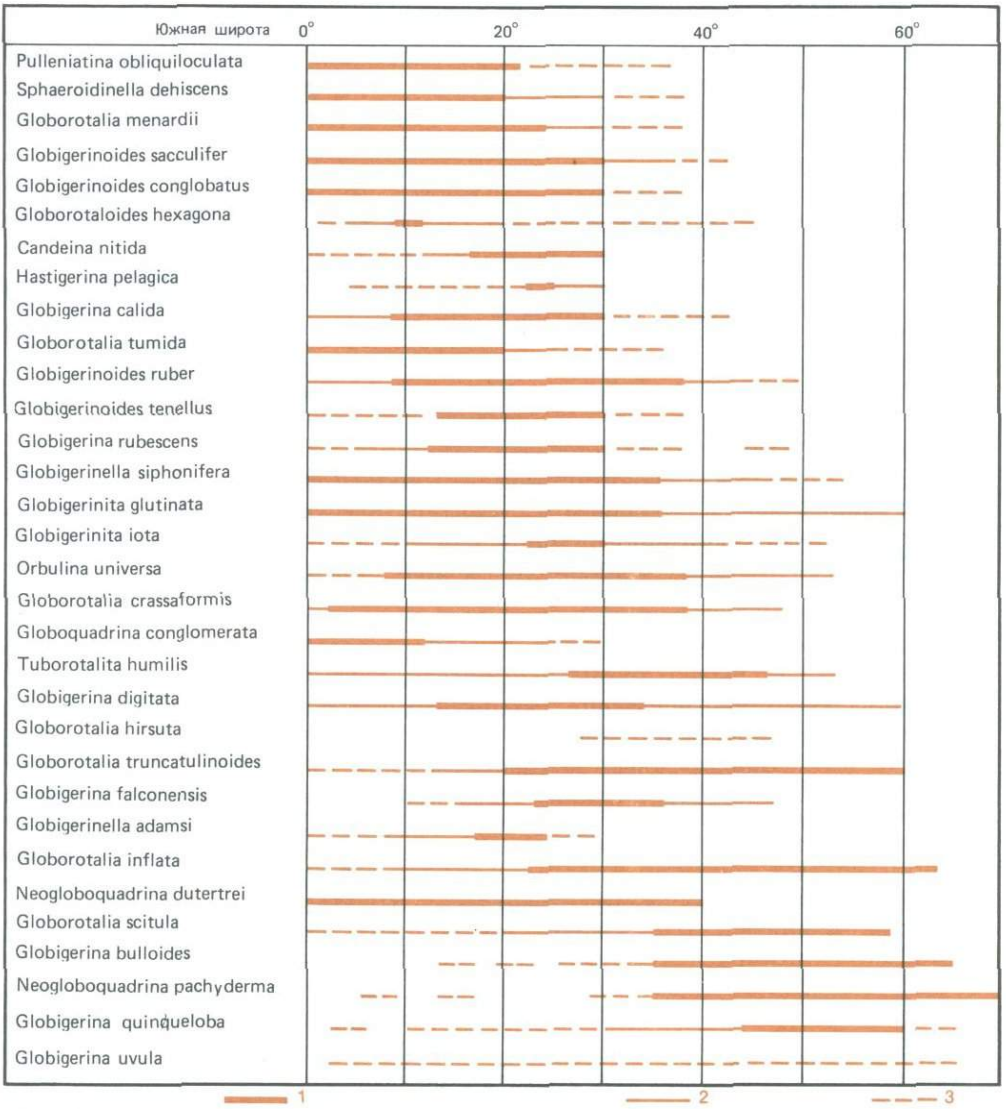


Рис. 16-5. Широтное распространение планктонных фораминифер в южной части Тихого океана [814]. Фракция > 0,149 мм. *1* – присутствует в 75% проб; *2* – присутствует в 25–75% проб; *3* – присутствует в 25% проб.

распределены в Мировом океане биполярно, причем комплексы закономерно сменяются от полярных районов к экватору. Необходимо рассмотреть следующие черты широтной зональности в распределении фораминифер:

1. Разнообразие всего комплекса.
2. Таксономические различия (наличие или отсутствие видов на разных широтах).
3. Изменения численности и соотношений.
4. Внутривидовые морфологические вариации (фенотипические или подвидовые), влияющие на такие свойства, как направление завивания, общая форма и толщина стенки раковины.

Наибольшее разнообразие отмечается в тропических областях, где обитает более 25 видов фораминифер. Разнообразие убывает с увеличением широты. В Арктике и Антарктике устойчиво встречается только 1 вид (рис. 16-5). Изменения в распространении и численности видов позволяют объединить их в четкие фаунистические группы [48, 813]. В общем между полюсами и тропиками выделяется пять связанных с определенными водными массами групп (температурные диапазоны их распространения даны приблизительно): 1) тропическая: 24–30°C; 2) теплая субтропическая: 20–24°C; 3) холодная субтропическая: 12–20°C; 4) субполярная: 5–12°C; 5) полярная (антарктическая и арктическая): 0–5°C.

Границы между комплексами и подкомплексами часто соответствуют четким гидрофизическим границам:

1. Граница между тропическим и субтропическим комплексами соответствует тропической конвергенции.

2. Граница между теплыми и холодными субтропическими комплексами проходит примерно по изотерме 20°C.

3. Граница между субполярным и холодным субтропическим комплексами сопоставляется с субантарктической конвергенцией.

4. Граница между полярным и субантарктическим комплексами проходит по антарктической конвергенции или Полярному фронту.

Тропические виды: *Globorotalia menardii* (или *cultrata*)
Globorotalia timida
Pulleniatina obliquiloculata
Sphaeroidinella dehiscens
Neogloboquadrina dutertrei (форма с зубом).

Виды, характерные как для тропических, так и для теплых субтропических вод: *Globigerinoides ruber*
Globigerinoides sacculifer.

Тепловодные субтропические виды: *Hastigerina pelagica*
Globorotalia hirsuta
Neogloboquadrina dutertrei (форма без зуба).

Холодноводные субтропические виды: *Globorotalia inflata*
Globorotalia truncatulinoides
Globigerina falconensis
Neogloboquadrina pachyderma (правозавитая).

Субполярные виды: *Globigerina bulloides*
Globigerina quinqueloba
Neogloboquadrina pachyderma (левозавитая).

Полярный вид: *Neogloboquadrina pachyderma* (левозавитая).

Есть несколько видов, которые очень характерны для одной водной

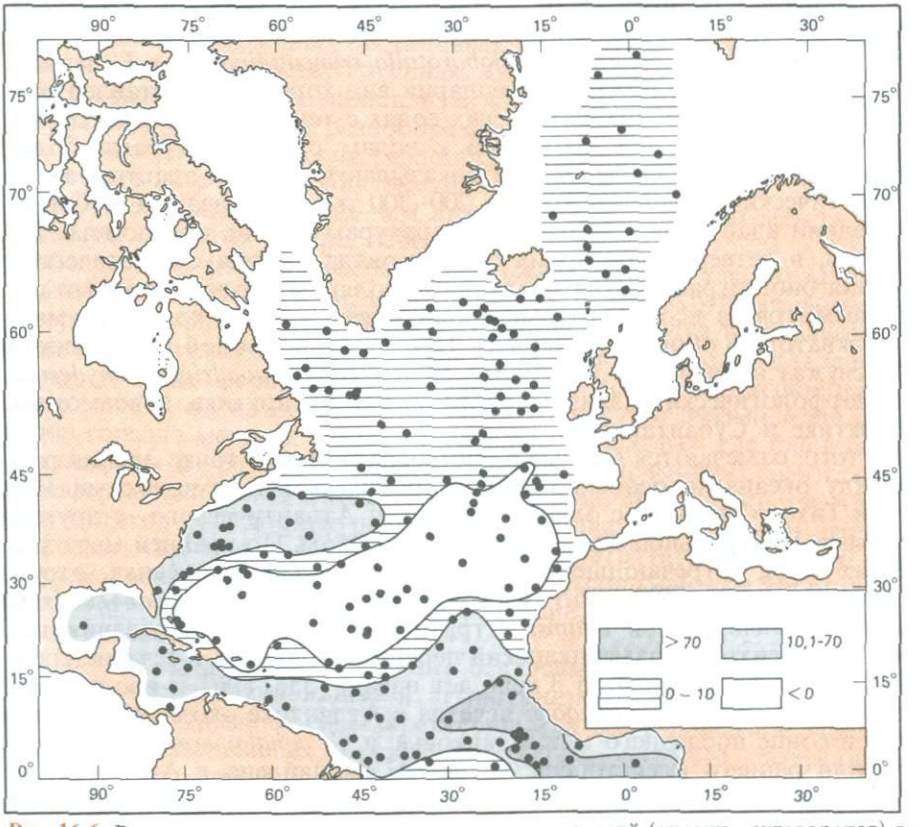


Рис. 16-6. Распространение комплекса пограничных течений (окраин круговоротов) в поверхностном слое осадков Северной Атлантики. Приведенные значения – варимаксные факторные метки ([598], с. 27; публикуется с разрешения Геологического общества США).

массы, но часто встречаются и в других. Кроме того, существуют различия в распределении видов между океанами и полушариями. В Северной Атлантике Имбри и Кипп [506] и Кипп [598] с помощью факторного анализа среди планктонных фораминифер из поверхностных осадков выделили 6 комплексов: полярный, субполярный, переходный, субтропический, тропический и пограничных течений (или окраин круговоротов), состоящий из некоторых тропических видов. Распределение последнего из этих комплексов (рис. 16-6) маркирует проникновение Гольфстрима в более высокие широты Северной Атлантики. Граница ареала комплекса проходит там, где Гольфстрим слабо прослеживается на поверхности. Чифелли [188] также обнаружил тесную связь между комплексами пограничных течений и меридиональными составляющими антициклонического круговорота: Гольфстримом и Канарским течением. Подобная картина наблюдается и в районе распространения течения Куросио в северо-западной части Тихого океана. Более холодноводные виды заносятся в относительно низкие широты Калифорнийским и Канарским течениями в Северном и Перуанским и Бенгельским течениями в Южном полушарии. Таким образом, планктонные комплексы являются как бы зеркалом, отражающим асимметрию поверхностной циркуляции океанов.

Хотя биполярность комплексов планктонных фораминифер в океанах четко выражена, есть некоторые исключения. Самым значительным из них является различие в распределении *Globorotalia truncatulinoides* в Северном и Южном полушариях. В Южном полушарии вид хорошо представлен (как отчетливый фенотип) в субантарктических водах с температурой около 5°С. В Северном полушарии вид приурочен к водам с температурами более 10°С. Стратиграфические исследования показывают, что вид адаптировался к субантарктическим условиям только 200–300 тыс. лет назад, а в Северном полушарии адаптация к низким температурам еще не произошла. Таким образом, в четвертичное время существовала важная с генетической точки зрения биогеографическая изоляция биполярных холодноводных популяций, несмотря на неоднократные проникновения более холодных масс в сторону экватора в обоих полушариях. Примером подобной генетической изоляции служат и фенотипы полярного вида *Neogloboquadrina pachyderma*, которые морфологически различны в Арктике и Антарктике, а возможно, и в Субарктике и Субантарктике.

Кроме того, отмечаются важные с биогеографической точки зрения различия между океанами, особенно между тропическими комплексами Индийского и Тихого океанов, с одной стороны, и Атлантического – с другой, разделенными Центральноамериканским перешейком. По крайней мере три тропических вида, встречающиеся в Индийском и Тихом океанах, отсутствуют в Атлантике [50]. Это *Globorotaloides hexagona*, *Globoquadrina conglomerata* и *Globigerinella adamsi*. Стратиграфические исследования показывают, что Центральноамериканский перешеек появился в течение среднего – позднего плиоцена (около 3 млн. лет назад) [556, 896] и изолировал тропические комплексы. *G. hexagona* исчезла в Атлантике около 90 тыс. лет назад, т.е. в конце последнего межледниковья, а *G. conglomerata* – в течение плиоцена или раннего плейстоцена. *G. adamsi* не найдена в Атлантике и, очевидно, является довольно молодым видом, обитающим в Индийском и Тихом океанах и развившимся из тихоокеанской популяции *Globigerinella aequilateralis*, хотя последний вид встречается во всех трех океанах [812]. Несмотря на исчезновение *G. conglomerata* в Атлантике, обилие ее в планктоне Тихого океана свидетельствует о том, что это хорошо адаптированная форма.

Известно, что закономерности распространения фораминифер нарушаются в зонах прибрежных апвеллингов. Помимо влияния на продуктивность планктона эти апвеллинги воздействуют и на таксономический состав комплексов. В апвеллингах почти отсутствуют некоторые поверхностные виды и развиваются другие, приспосабливающиеся к этим условиям. Более того, известно, что в таких апвеллингах смешиваются холодноводные и тепловодные комплексы, не встречающиеся вместе в обычных условиях открытого океана, а некоторые тепловодные виды заносятся противотечениями вниз, а затем выносятся наверх в районах с относительно холодными поверхностными водами.

Бентосные фораминиферы

В отличие от планктонных форм бентосные фораминиферы живут у границы раздела вода – осадок. Большинство из них способно передвигаться, хотя имеются сидячие формы, прекрепленные к субстрату либо временно с помощью псевдоподий, либо постоянно путем цементации. В осадках бентосные фораминиферы легко отличаются от планктонных по разнице

в форме и текстуре поверхности стенок раковин. Бентосные фораминиферы встречаются в различных обстановках от солоноватых до нормальных морских и живут на любых глубинах. Они встречены на всех широтах, хотя биогеографический провинциализм частично определяется географической широтой и наибольшее разнообразие установлено в тропических областях. Закономерности изменения разнообразия от полюсов к экватору могут усложняться за счет влияния местных особенностей среды. Антарктическая фауна более разнообразна, чем арктическая, и сходство между ними, особенно на видовом уровне, небольшое.

Бентосные фораминиферы подразделяются на две большие группы: мелкие, от 20 до 300 мкм, и крупные, до 16 мм. Крупные фораминиферы совершенно обособлены таксономически, встречаются в основном в мелководных тропических морях и не имеют большой ценности для морской геологии. Мелкие фораминиферы таксономически более разнообразны, чем планктонные, но на больших глубинах количество экземпляров отдельных видов гораздо меньше. На континентальных шельфах, где планктонные фораминиферы встречаются значительно реже, численность бентосных фораминифер может быть относительно большой. В большинстве типов морских осадков они достаточно обильны, чтобы представлять ценность для палеоэкологии и в некоторых случаях для стратиграфического контроля. Современные бентосные фораминиферы таксономически хорошо изучены, хотя встречается много повторных описаний одних и тех же видов под разными названиями.

Самыми древними из известных бентосных фораминифер являются кембрийские псевдохитиноидные и агглютинированные формы. Микрогранулярные известковые формы характерны для всего палеозоя. Предшественники перфорированных прозрачных форм, которые получили широкое распространение в кайнозое, впервые появились в позднем палеозое.

Биология бентосных фораминифер изучена лучше, чем планктонных, поскольку их легче культивировать. Жизненные циклы нескольких видов хорошо известны. Однако большая часть этой информации относится к мелководным прибрежным видам и, вероятно, не типична для глубоководных форм, важных с точки зрения палеоэкологии океанских бассейнов.

Значение бентосных фораминифер в морской геологии. Данные о распространении бентосных фораминифер, от неритических до абиссальных, в океанских бассейнах могут обеспечить разнообразную и ценную палеоэкологическую информацию. Палеореконструкции распространения бентосных фораминифер показывают, что с различными водными массами могут быть связаны четко различающиеся фауны. Глубоководные бентосные фораминиферы демонстрируют удивительную эволюционную стабильность своей морфологии за последние 14 млн. лет (со среднего миоцена). Поскольку их экологическая эволюция была столь консервативной, мы вправе экстраполировать знания о современных предпочтительных условиях их обитания назад, до среднего миоцена, и таким образом восстанавливать историю глубоководной циркуляции в трех измерениях. Существует еще только один метод для реконструкции глубоководной среды – это изотопно-кислородный анализ (гл. 17). Изучение бентосных фораминифер в позднечетвертичных осадках (за последние 150 тыс. лет) показало, что распределение глубоководных комплексов сильно менялось. Частично эти изменения совпадают по фазе с климатическими колебаниями, которыми, как считается, они вызваны.

Самое важное значение бентосных фораминифер для получения информации заключается в том, что они дают надежный палеонтологический критерий идентификации осадков, отложившихся начиная со среднего миоцена в пределах ареала антарктических придонных вод. Этот критерий обеспечивает независимые как от изотопных, так и от седиментологических данных средства для восстановления эволюции циркуляции придонных вод и ареалов их развития в прошлом.

Раковины бентосных фораминифер дают также материал с больших глубин для изотопно-кислородных и изотопно-углеродных измерений и для получения сведений об истории и распространении придонных вод и о термогалинной структуре древних океанов.

Особенности распределения могут указывать на снос осадков вниз по склону, так как уже давно было установлено, что бентосные фораминиферы переносятся на бóльшие глубины в ходе переотложения осадков.

Распределение бентосных фораминифер с глубиной в батиальной и абиссальных зонах ($\pm$ 500 м) достаточно хорошо известно, и эти данные очень важны для тектонических построений. Фораминиферы могут дать информацию о глубине, на которой накапливались осадки на срединно-океанских хребтах. По этим данным можно восстанавливать палеоглубины, историю погружения (или воздымания) асейсмических хребтов и тектоническую историю континентальных окраин.

Информация о палеоглубинах, получаемая по бентосным фораминиферам из более мелководных разрезов на шельфе и верхней части континентального склона, позволяет восстановить историю эвстатических колебаний уровня океана. Кроме того, прибрежная фауна и фауна верхней части континентального шельфа группируется в характерные комплексы, которые являются полезными индикаторами при исследовании разнообразия мелководных обстановок осадконакопления.

Морфология и классификация. Раковины бентосных фораминифер разнообразны по строению и варьируют от очень простых однокамерных до многокамерных форм со сложной внутренней структурой. Наиболее существенные различия обнаруживаются у стенок раковин. Стенка бывает мембранная или псевдохитиноидная, агглютинированная или песчаная (состоящая из обломочных частиц осадка), секреционная кальцитовая или арагонитовая различной микроструктуры, а у некоторых редких глубоководных форм – опаловая. Фораминиферы с псевдохитиноидными раковинами не имеют большой ценности для палеоэкологии и стратиграфии, поскольку из-за нестойкости своей раковины они очень редки в осадках. Агглютинирующие формы используют широкий спектр материалов: от кварца и других минеральных зерен до биогенных частиц, карбонатных и других, таких, как спикулы губок. Одни виды очень избирательны по отношению к типу и размерам включаемого в состав раковины материала, в то время как другие могут использовать для построения раковины самые различные вещества. Ряд глубоководных форм предпочитает биогенный карбонатный материал, который придает раковине гладкую поверхность. Другие виды замечательны тем, что строят стенку из кокколитов лишь одного вида известкового нанопланктона. Частицы осадка скрепляются органическим цементом, карбонатом кальция или железа или цементом смешанного состава. Формы, живущие в сильно недосыщенных по отношению к карбонату кальция водах, используют некарбонатный цемент. Такие агглютинирующие формы широко распространены в полярных и абиссальных областях.

Современные известковые или агглютинирующие формы подразделены на три основных типа [663].

1. *Фарфоровидные раковины с непрозрачными стенками и отчетливым* фарфоровидным блеском, который обусловлен беспорядочной ориентацией кристаллов в стенке раковины. Поры отсутствуют.

2. *Прозрачные известковые раковины; стенки перфорированы и имеют* радиально-лучистое строение. В таких стенках оси мелких призм кальцита первоначально ориентированы перпендикулярно поверхности раковины. В поляризованном свете они могут давать темный крест с разноцветными кольцами.

3. Прозрачные известковые раковины с перфорированными зернистыми стенками, у которых в поляризованном свете видна гранулярная структура. В большинстве случаев раковины из кальцита, у некоторых форм – из арагонита.

Классификация фораминифер на основе радиального или зернистого строения стенки может показаться слишком упрощенной или искусственной, но тем не менее она не претерпела существенных изменений.

Форма камер и их расположение очень сильно варьируют. Форма раковин может быть шаровидной, сферической, овальной, грушевидной, цилиндрической, полусферической, радиально вытянутой, треугольной, трубчатой, двояковыпуклой и т. д. [663]. Расположение камер бывает прямолинейным, дугообразным, плоскоспиральным (эволютным или инволютным, т. е. необъемлющим или объемлющим предыдущие обороты), трохоспиральным, стрептоспиральным, миллиолиновым, однорядным, двухрядным, трехрядным, многорядным [663].

Все фораминиферы имеют одну или несколько апертур, которые сильно отличаются по форме и расположению и часто снабжены дополнительными структурными элементами, такими, как губа, зуб и пупочные выросты. *Некоторые формы обладают системой внутренних каналов, т. е. цилиндрических* отверстий в материале раковины. Орнаментация раковин нередко очень красива: с ребрами, килями, шипами и другими особенностями.

Классификация бентосных фораминифер довольно хорошо разработана, прежде всего благодаря обобщению материалов и таксономическим исследованиям Леблика и Таппан [663, 665]. Фораминиферы принадлежат к одной из немногочисленных групп ныне существующих животных, классификация которых базируется в основном на морфологии раковины. Большинство исследований живых форм (ограниченных немногими мелководными видами) и их особенностей (таких, как воспроизводство) показало, что классификация, основанная на строении твердых частей организма, приближается к естественной. С другой стороны, чередование половых и бесполых поколений в течение жизненного цикла вызывает диморфизм, т. е. образование микросферических и мегасферических раковин, которые отличаются размерами пролокулюса (первоначальной камеры). Известно, что в некоторых классификациях эти поколения относились к разным видам [17].

В соответствии с последней и наиболее широко используемой классификацией [663] *выделение подотрядов и надсемейств основано на составе* и микроструктуре стенки раковины. В пределах подотрядов таксономические группы низшего ранга выделяются в зависимости от их однокамерности *или многокамерности. Следующими по значению для классификации* являются характер апертур и образ жизни – прикрепленные или свободные виды. Форма и расположение камер имеют меньшее значение для класси-

фикации, поскольку таксоны со сходной формой имеют совершенно различную структуру стенки и развиваются в совершенно разные группы в результате параллельной эволюции.

Тремя важными для морской палеоэкологии подотрядами бентосных фораминифер являются:

Textulariina – агглютинирующие формы,
Milioliina – фарфоровидные формы,
Rotaliina – прозрачные известковые перфорированные формы.

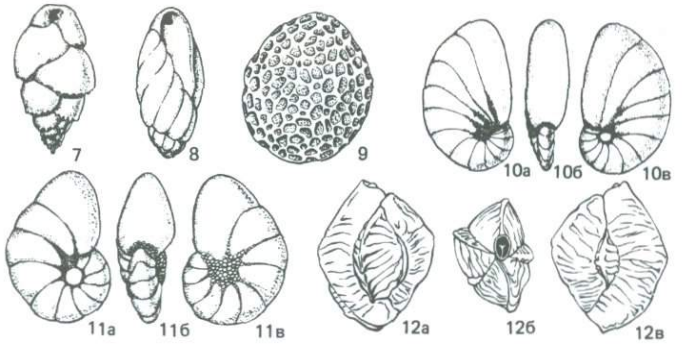
Последняя группа включает как кальцитовые, так и арагонитовые формы и представлена большим количеством важных надсемейств с огромным разнообразием форм и экологических условий обитания.

Распространение. Закономерности распространения бентосных фораминифер очень сложны, поскольку они контролируются большим количеством физических характеристик помимо температуры и солености. Распространение бентосных фораминифер показывает тесную корреляцию с глубиной, так как этот фактор определяет многие другие параметры среды, такие, как освещенность, концентрация питательных веществ, температура, соленость, плотность, содержание кислорода и углекислого газа. Комплексы фораминифер нижней батиали и абиссали связаны с особыми водными массами, которые мигрируют через океанские бассейны, меняя глубину. Однако связь фаунистических комплексов с глубиной только общая. Большинство исследований бентосных фораминифер располагают все еще недостаточным количеством экологических данных для определения первичных причин, контролирующих закономерности распространения. Как и у планктонных фораминифер, распределение бентосных фораминифер может быть очень пятнистым с точки зрения ареалов отдельных видов, разнообразия и биомассы. Эти различия вызваны небольшими изменениями и обычно неважны, за исключением тех случаев, когда проводятся детальные исследования. Полезный обзор экологии бентосных фораминифер дан в работе Болтовского и Райта [115].

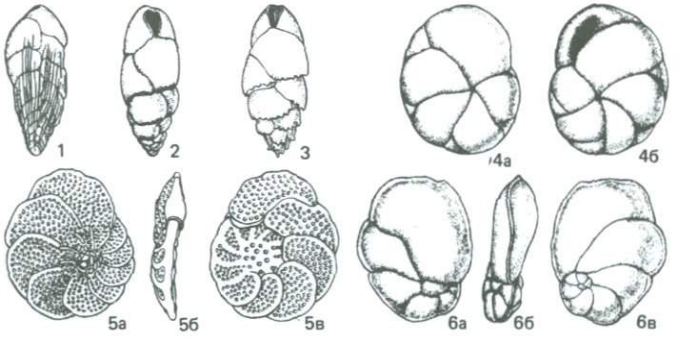
Хотя в любом конкретном районе много ограничивающих факторов, только один или два экологических параметра достигают критических для отдельных видов значений. На разных участках океанского дна распространение отдельных видов может контролироваться различными лимитирующими факторами [775]. Кроме того, виды могут выживать в той экологической обстановке, где они не способны воспроизводиться, что приводит к искажению палеоэкологических выводов.

Отдельным экологическим параметрам придавалось разное значение. Грейнер [394] полагал на основании установленных им закономерностей распространения агглютинирующих и известковых форм, что главным контролирующим фактором является уровень насыщения вод кальцитом. Однако, когда этот уровень достигнут, он перестает быть ограничивающим фактором [775]. Многие исследователи подчеркивали, что лимитирующим фактором является глубина, поскольку установлена тесная связь с ней современных бентосных фораминифер. Большой интерес для лучшего понимания эволюции осадочных бассейнов представляет установление палеоглубин по осадочным разрезам. К сожалению, очень мало известно о реальных факторах, контролирующих общие закономерности распределения фораминифер с глубиной. В более поздних исследованиях подчеркивалась необходимость выявления всех факторов, влияющих на распространение фораминифер [202, 203, 666].

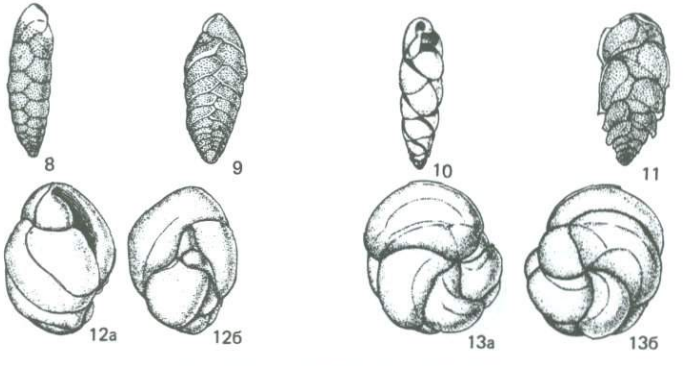
Биогеографическое распространение бентосных фораминифер законо-



А. БИОФАЦИИ ВНУТРЕННЕГО ШЕЛЬФА



Б. БИОФАЦИИ ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА



В. БИОФАЦИИ ВЕРХНЕЙ БАТИАЛИ

Рис. 16-7. Представители бентосных фораминифер, типичные для биофаций внутреннего и внешнего шельфа и верхней батиали Калифорнийского залива.

А. Биофации внутреннего шельфа (*7–12*): *7 – Bulimina marginata* d'Orbigny var, × 115; *8 – Buliminella elegantissima* (d'Orbigny), × 188; *9 – Gypsina vesicularis* (Parker and Jones), × 67; *10 – Nonionella basispinata* (Cushman and Moyer), × 80; *11 – Nonionella atlantica* Cushman, × 135; *12 – Quinqueloculina catalinensis* Natland, × 47.

Б. Биофации внешнего шельфа (*1–6*): *1 – Bolivina acutula* Bandy, × 113; *2 – Bulimina denudata* Cushman and Parker, × 96; *3 – Bulimina marginata* d'Orbigny, × 90; *4 – Cassidulina minuta* Cushman, × 225; *5 – Planulina ornata* (d'Orbigny), × 75; *6 – Cancris auricula* (Fichtel and Moll), × 80.

В. Биофации верхней батиали (*8–13*): *8 – Bolivina seminuda* Cushman, × 50; *9 – Bolivina spissa* Cushman, × 43; *10 – Buliminella exilis* (Brady) var. *tenuata* Cushman, × 50; *11 – Loxostomum pseudobeyrichi* (Cushman), × 45; *12 – Cassidulinoides cornuta* (Cushman), × 85; *13 – Cassidulina delicata* Cushman, × 122 ([34], с. 23–25).

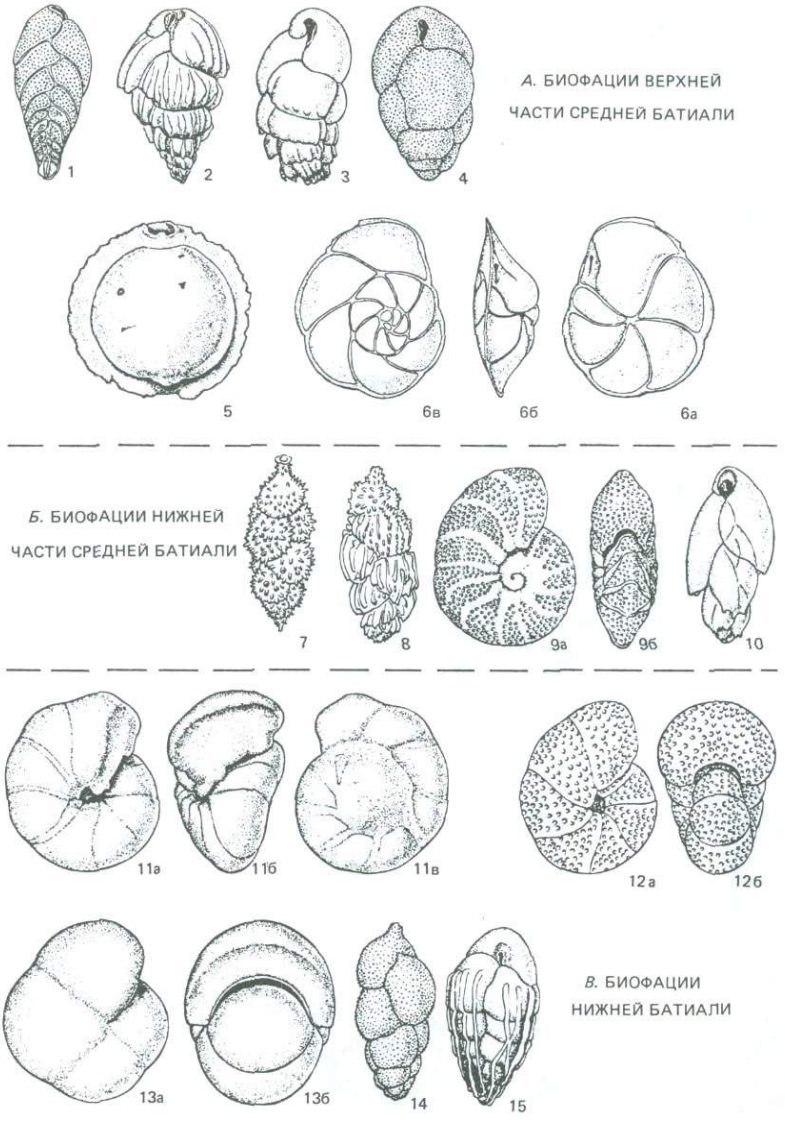


Рис. 16-8. Представители бентосных фораминифер, типичные для биофаций средней – нижней батиали. *А.* Биофации верхней части средней батиали (*1–6*): *1 – Bolivina argentea* Cushman, × 59; *2 – Bulimina stratiata* d'Orwigny var. *mexicana* Cushman, × 79; *3 – Bulimina* sp., × 43; *4 – Bulimina affinis* d'Orbigny, × 50; *5 – Pyrgo murrhina* (Schwager), × 43; *6 – Epistominella smithi* (E. R. and K. C. Stewart), × 150. *Б.* Биофации нижней части средней батиали (*7–10*): *7 – Uvigerina hispida* Schwager, × 49; *8 – Uvigerina peregrina* Gushman var. *dirupta* Todd, × 43; *9 – Melonis barleeanus* (Williamson), × 79; *10 – Virgulina spinosa Heron – Allen and Earland,* × 135.
В. Биофации нижней батиали (*11–15*): *11 – Gyroidina soldanii* d'Orbigny, × 47; *12 – Nonion pompiliodes* (Fichtel and Moll), × 104; *13 – Pullenia bulloides* (d'Orbigny), × 150; *14 – Uvigerina senticosa* Cushman, × 57; *15 – Bulimina rostrata* Brady, × 113 ([34], с. 23–25).

мерно связано с широтной зональностью. Мелководные фауны формируются в результате меж- и внутриокеанской изоляции. В работе Болтовского и Райта [115] приведены ареалы нескольких отчетливых провинций. В Южной Атлантике авторы выделяют 5 основных провинций бентосных фораминифер. В масштабе Мирового океана распространение главных мелководных фаунистических провинций контролируется преимущественно изменениями температуры [775].

Глубинные биотопы. Прежние исследования распространения бентосных фораминифер, как правило, касались установления глубинной последовательности видов, или вертикальной зональности. Большинство видов действительно предпочитает определенные глубины обитания, и поэтому они обычно рассматриваются как индикаторы определенных батиметрических зон, даже если эти зоны находятся в различных районах на разных глубинах. Тем не менее многие микропалеонтологи считают, что легко различать следующие фауны, или *биотопы*: прибрежные и с различных глубин шельфа, континентального склона и глубоководных бассейнов. Пределы этих глубинных зон связаны с естественными физическими и химическими зонами океанского дна, поэтому биотопы лучше всего выделяются в мелководных областях, где природные границы более отчетливы. Изменение характера этих фаун прослеживается также в геологических разрезах. Ископаемые комплексы бентосных фораминифер широко используются для палеобатиметрических реконструкций осадочных бассейнов с 30-х годов нашего столетия [778]. Этот подход, несмотря на все его ограничения, был совершенно правильным. Главная трудность в установлении глубинной зональности бентосных фораминифер состоит в том, что определяющие ее причины пока полностью неясны. Фаннелл [355] считает, что глубина сама по себе, вероятно, не является лимитирующим фактором и распространение видов контролируется другими параметрами среды. Эти факторы среды варьируют с глубиной, поэтому виды занимают не строго определенные интервалы.

Общие черты различных батиметрических зон описаны многими авторами и обобщены в работе Болтовского и Райта [115] в следующем виде:

Приливная зона (литоральная)	Раковины фораминифер в этой зоне, как правило, уплощенные и прикреплены к субстрату, чтобы противостоять обычно очень подвижной среде. Примеры: *Discorbis* и прикрепленные формы *Cibicides*. Раковины часто прочные с утолщенными стенками. Примеры: *Ammonia beccarii*, *Elphidium*. Многие из обитающих здесь видов имеют особую форму, предназначение которой пока не выяснено. Пример: *Buliminella*.
Верхненеритическая зона шельфа (0–30 м, рис. 16-7)	Таксономический состав и формы часто близки к литоральным. Наиболее обычные виды: *Elphidium*, *Ammonia*, *Quinqueloculina*, многочисленны другие миллиолиды и *Poroeponides*.
Средненеритическая зона шельфа (30–100 м)	Разнообразие возрастает по сравнению с внутренним шельфом. Агглютинирующие виды пока еще не играют основной роли, а те, которые преобладают, имеют относительно простую морфологию и у них обычно отсутствует сложная внутренняя структура. Примеры: *Textularia*, *Trochammina*, *Reophax*. Наиболее характерные роды: *Ammonia*, *Elphidium*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Spiroculina*, *Discorbis*, *Bulminella*, *Buccella*. В мелководных тропических районах встречаются многочисленные другие формы: *Amphistegina*, *Peneroplis*, *Archaias*, *Heterostegina*
Внешненеритическая зона	Разнообразие еще больше возрастает по сравнению с более

шельфа (100–130 м, рис. 16-7)	мелководными районами. Таксономический состав в основном тот же, что и в мелководной неритической зоне, но есть и некоторые существенные различия. Число видов с прозрачной известковой раковиной увеличивается за счет сокращения фарфоровидных форм. Примеры: *Lagenids, Buliminids, Cibicids.* Типичные прибрежные эвригалинные формы, такие, как *Ammonia beccarii*, в основном исчезают. Наиболее распространенные роды: *Cassidulina* с острыми краями и сильно сжатыми раковинами, *Cibicides, Nonionella, Uvigerina, Fursenkoina* и *Pullenia* с относительно сжатыми раковинами по сравнению с более глубоководными формами. Агглютинирующие таксоны включают формы со сложным внутренним строением.
Верхняя и средняя батиаль (130–1000 м, рис. 16-7 и 16-8)	По сравнению с внешним шельфом увеличивается видовое разнообразие. Характерные роды: *Bolivina, Uvigerina, Cassidulina* с более шарообразными раковинами, *Gyroidina, Bulimina, Pullenia, Cibicides.* Нодозарии становятся более разнообразными. Среди фарфоровидных форм возрастает роль билокулин, особенно *Pyrgo.* У некоторых групп размер раковины начинает увеличиваться, а орнаментация поверхности становится более четкой и сложной
Нижняя батиаль (1000–3000 м, рис. 16-8)	В целом видовое разнообразие комплексов уменьшается, а численность бентосных фораминифер сокращается. Эти формы распространены очень широко, и многие виды могут считаться космополитами. Агглютинирующие виды становятся все более важным компонентом комплексов. Значение известковых форм уменьшается глубже примерно 3000–4000 м Характерные роды: *Oridorsalis, Stilostomella, Pleurostomella, Melonis, Gyroidina, Globocassidulina, Cibicides, Epistominella, Pyrgo, Eggerella*
Абиссаль (3000–5000 м)	Вследствие растворения карбоната кальция особое значение в составе комплексов приобретают агглютинирующие формы. Известковые формы сильно подавлены. Характерные роды: *Bathysiphon, Cyclammina, Haplophragmoides, Rhabdammina, Cribrostomoides.* Бентосные фораминиферы редки в осадках, хотя уменьшение скоростей осадконакопления приводит к их концентрации.

Остракоды

Остракоды – сильно специализированные ракообразные с двустворчатой раковиной (рис. 16-9), в которую заключены мягкие ткани тела, для защиты от хищников и от разрушения подвижным субстратом. Остракоды встречаются в пресных, солоноватых и морских водах нормальной солености. Большинство из них ведет донный образ жизни. Их размеры (0,5–2 мм) относительно велики по сравнению с размерами большинства групп микрофоссилий, сохраняющихся в глубоководных осадках. Раковина, по-видимому, строится из богатого хитиноидным веществом кальцита, содержащего до 5% $MgCO_3$ [161, 745], поэтому она обычно захоронается. Планктонные остракоды строят раковину из органического вещества, которое не сохраняется в осадках. Как и у других членистоногих, рост остракод происходит в несколько стадий, связанных с *линькой*. Раковины более молодых особей могут сохраняться в осадках вместе с раковинами зрелых морфотипов, обычен половой диморфизм.

Две створки соединены диагональными приводящими мышцами, которые оставляют на месте присоединения рубцы, являющиеся классификационным признаком. Соединение между створками варьирует от частичного перекрывания одной створки другой до образования зубов или карманов. Орнаментация поверхности раковин очень разнообразна (рис. 16-9). Для таксономической дифференциации важны дополнительные

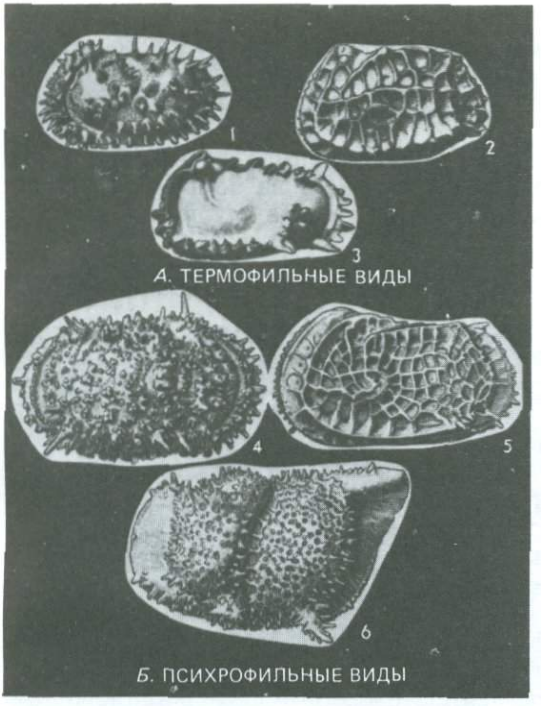


Рис. 16-9. Характерные представители глубоководных остракод. Термофильные виды (*1–3*): *1* – "*Cythere*" *scutigera*, × 80; *2* – *Bradleay andamanae*, × 80; *3* – *Pterygocythereis ceratoptera*, × 80. Психрофильные (холодолюбивые) виды (*4–6*): *4* – "*Cythere*" *acanthoderma*, × 100; *5* – *Bradleya dictyon*, × 100; *6* – *Bythoceratina scaberrima*, × 100. Термофильные виды обитают на меньших губинах в более теплых водах. Психрофильные виды связаны с более глубокими и холодными водными массами. (Любезно предоставлено Р. Бенсоном, Смитсоновский институт.)

внутренние поры и другие особенности. Классификация основана на характеристиках раковины, которые изменяются в течение онтогенеза и различаются у особей разного пола. К этим особенностям относятся размер, внешний контур, выпуклость створок, характер их соединения, орнаментация и текстура поверхности. В морских и окраинно-морских обстановках мужские особи встречаются реже, чем женские, поэтому многие виды описаны только по женским популяциям.

Время существования остракод как группы охватывает значительную часть геологической истории. Они были широко распространены еще в раннем ордовике и имеют стратиграфическое значение для палеозоя. Среди морских форм известно более 30 семейств, в основном обитающих в мелководных районах океанов.

Между условиями среды и строением раковин остракод существует тесная связь, проявляющаяся в основном в размерах и прочности. Более мелководные формы грубее, имеют меньше шипов, более крупный сетчатый рисунок, более толстые и мелкие створки. Для более глубоководных форм характерны морфологически более сложные раковины с причудливой орнаментацией (рис. 16-9).

Распространение. Остракоды обитают в самых разных условиях. Видовое разнообразие возрастает с увеличением солености. У бентосных остракод неизвестны планктонные личиночные стадии. Они всегда тесно связаны с придонной обстановкой, не обладают средствами для активного передвижения и распространяются пассивно.

Хотя современные глубоководные остракоды очень чувствительны к температуре и другим параметрами среды, они являются космополитами [59]. Глубоководные виды не очень разнообразны, они представлены всего

лишь примерно 50–60 хорошо различающимися видами. Таким образом, глубоководных таксонов в Мировом океане меньше, чем видов во многих единичных прибрежных местообитаниях. Плотность популяций на больших глубинах тоже низкая и составляет только часть плотности мелководного населения.

Бенсон [58] различает два основных глобальных типа фауны (рис. 16-9):

1. *Психрофильная* (холодолюбивая) фауна живет на больших глубинах не менее 500 м. Она может подниматься на небольшие глубины в высоких широтах и в зонах апвеллингов.

2. *Термофильная* фауна обитает в поверхностных менее плотных и более теплых (более 10°С) слоях водной толщи.

Эти фауны разделены зоной перемешивания.

Психрофильная фауна включает все батиальные и большинство абиссальных комплексов. В ней выделяются две большие группы, границами между которыми в низких широтах можно считать изотермы 4–6°С и глубину около 2000 м. Психрофильные комплексы состоят из особей размером обычно крупнее средних: длина взрослых экземпляров часто превышает 1 мм. Стенки раковины тонкие, отношение поверхности к объему заметно увеличивается. Чтобы компенсировать небольшое количество материала в раковине, глубоководные остракоды имеют развитые структуры, в том числе более сильно выраженную орнаментацию, что придает раковине прочность. Эти животные слепы: глазной бугорок отсутствует. Раковины могут быть украшены тонкой сеткой или большим количеством шипов и могут иметь тонкую гладкую раковину. Считается, что глубоководные комплексы являются реликтом древней фауны, обитавшей в тепловодных условиях в раннем кайнозое.

Термофильная фауна значительно более разнообразна по сравнению с глубоководными психрофильными комплексами. Многие семейства никогда не обитали на больших океанских глубинах.

Значение остракод. Хотя остракоды редки по сравнению с другими сохраняющимися в осадках группами микрофоссилий, они очень чувствительны к изменениям условий среды и быстро реагируют даже на умеренные колебания глубины и солености. Эта высокая степень адаптации и удобные признаки делают остракод полезным палеоэкологическим инструментом. Ценной характеристикой является распространение комплексов в холодных глубинных и теплых поверхностных водах. Эволюция этих комплексов обеспечивает важную информацию об истории водных масс.

Распространение психрофильной фауны важно для определения степени обмена глубинными водами между открытыми океанами и отдельными окраинными морями, особенно Средиземным. Для проникновения и выживания глобальной психрофильной фауны в ряде частично изолированных бассейнов необходимо свободное сообщение с открытым океаном на больших глубинах. Глубина современных порогов в западной части Средиземного моря слишком мала, и это затрудняет проникновение глобальной психрофильной фауны остракод в море. До начала четвертичного периода психрофильный комплекс существовал в Средиземном море, что указывает на наличие связей с Атлантикой в глубоких слоях [58]. Исчезновение остракод свидетельствует об изоляции Средиземного моря от океана и отражает конечную фазу распада моря Тетис.

Остракоды являются также хорошими индикаторами палеоглубин. Встречаемость их раковин в пресноводных и морских осадках делает их полезными для стратиграфического расчленения и корреляции районов с разнообразными условиями среды.

Птероподы и гетероподы

Птероподы и гетероподы – это планктонные гастроподы (рис. 16-10), относящиеся к подотряду Euthecosomata и имеющие хрупкие арагонитовые раковины. Они обычно широко распространены в поверхностном планктоне Мирового океана. Известно примерно 38 видов птеропод и 17 видов гетеропод. Длина их раковин может достигать 28 мм, но обычно она колеблется в пределах от 0,3 до 10 мм. Форма раковин может быть трохоспиральной, двояковыпуклой или дискоидально-закрученной и удлиненно-конической (рис. 16-10). Нога гастропод превратилась в своеобразные крылья и обеспечивает передвижение организмов (отсюда обиход-

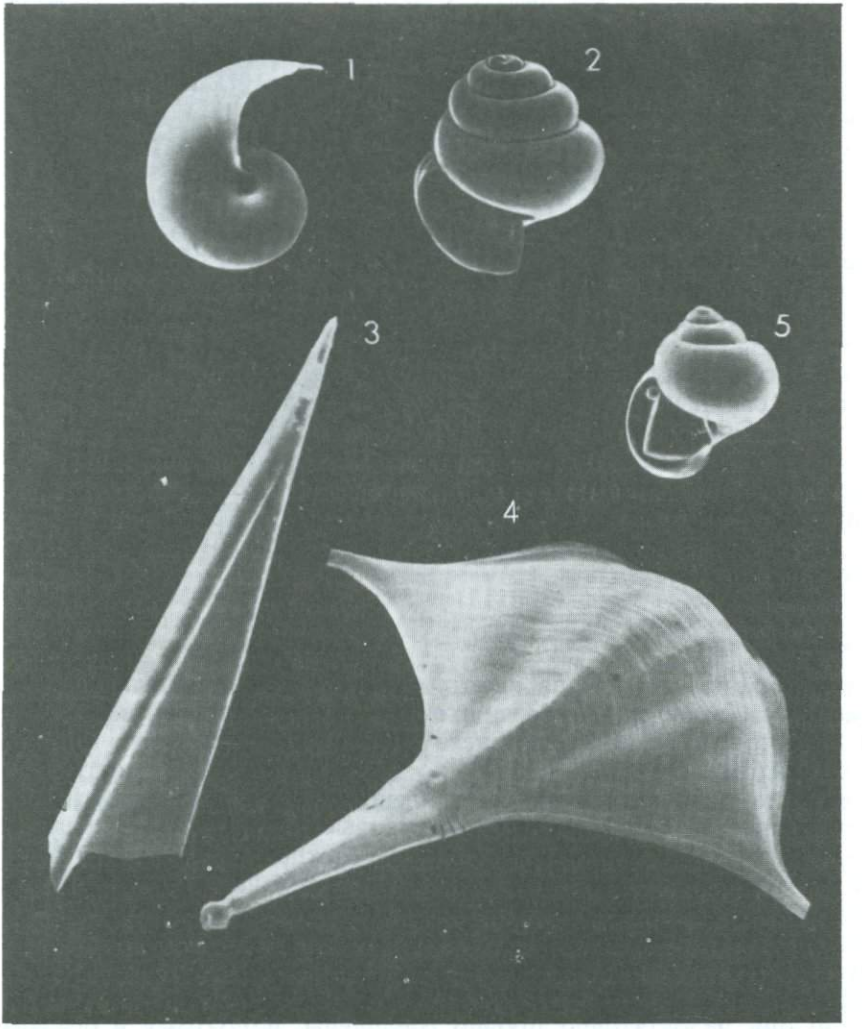


Рис. 16-10. Некоторые современные птероподы (планктонные моллюски). *1* – полярный вид *Limacina helicina*, × 54, Арктика – Антарктика; *2* – субполярный вид *Limacina retroversa*, × 54; *3* – субтропический вид *Styliola subula*, × 27; *4* – тепловодный космополит *Diacria trispinosa*, × 20; *5* – тропический вид *Limacina trochiformis*, × 56. (Любезно предоставлено А. В. Х. Бе, Геологическая обсерватория Ламонт-Доэрти.)

ное название «морские бабочки»), помогая добывать пищу [52]. Большинство видов обитает в верхних слоях (первые сотни метров) водной толщи, но некоторые батипелагические виды живут на глубинах более 500 м.

Хотя птероподы распространены от эоцена до настоящего времени (есть некоторые сомнительные находки в мезозое [180]), почти все ископаемые раковины встречены в четвертичных отложениях. Они очень редки в дочетвертичных осадках, поскольку арагонитовые раковины менее прочны и устойчивы против растворения, чем кальцитовые раковины фораминифер и кокколиты. Хотя птероподы найдены в поверхностных осадках под большинством водных масс, их распространение в основном ограничено тропическими областями и глубинами менее 2500 м (критическая глубина арагонита, см. гл. 14), в то время как фораминиферы и кокколиты в Северной Атлантике встречаются на глубинах 4700 м.

Как и другие планктонные организмы, птероподы и гетероподы проявляют четкую связь с определенными водными массами (рис. 16-10). Большинство видов обитает в тропиках и субтропиках, в то время как в Арктике известен один вид, а в Антарктике – два [52]. На рис. 16-10 изображены раковины пяти видов. Биогеографические различия существуют также между индо-тихоокеанской и атлантической фаунами. Красноморская (Индо-Тихоокеанская провинция) и средиземноморская (Атлантическая провинция) фауны совершенно различны. Биогеографические различия существуют даже между восточной и западной частями Средиземного моря [52].

Ценность планктонных гастропод для биостратиграфии ограничивается их приуроченностью к четвертичным осадкам. Их используют также в палеоклиматических исследованиях четвертичного времени, особенно в более закрытых или окраинных морях, таких, как Средиземное, Карибское и Мексиканский залив. Обилие планктонных гастропод увеличивается в отложениях, соответствующих ледниковым эпизодам. Возможно, это отражает понижение критической глубины арагонита и, следовательно, ослабление воздействия растворения на арагонитовые раковины. Палеоэкология птеропод очень слабо исследована, поэтому их палеоокеанологический потенциал полностью не выявлен.

Известковый нанопланктон

Кокколитофориды – это группа двужгутиковых одноклеточных, золотисто-коричневых водорослей, относящихся к классу Haptophyceae. Они включены в Haptophyceae, поскольку некоторые из них обладают чувствительным элементом, или *гаптонемой*, между более гибкими жгутиками. Кокколитофориды отличаются от других членов этого класса и других водорослей способностью образовывать известковые поверхностные чешуйки или тела, называемые *кокколитами* (рис. 16-11). Каждый вид отличается характерной морфологией кокколитов, на чем и основана таксономическая идентификация. Диаметр кокколитов обычно варьирует от 2 до 10 мкм. Вся клетка (отдельный организм) называется *коккосферой*. Она обычно имеет сферическую форму (рис. 16-11) с диаметром от 2 до 25 мкм. На поверхности каждой коккосферы имеется от 1 до 150 кокколитов, в среднем 20 [103, 482]. Обычно они недостаточно прочно соединены, и поэтому в осадках встречаются только отдельные кокколиты. Кокколитофориды являются важным компонентом морского фитопланктона в субполярных и более теплых водах. Вместе с диатомеями и динофлагеллатами они составляют основную массу фитопланктона. Для палеоэколога, занимающегося пела-

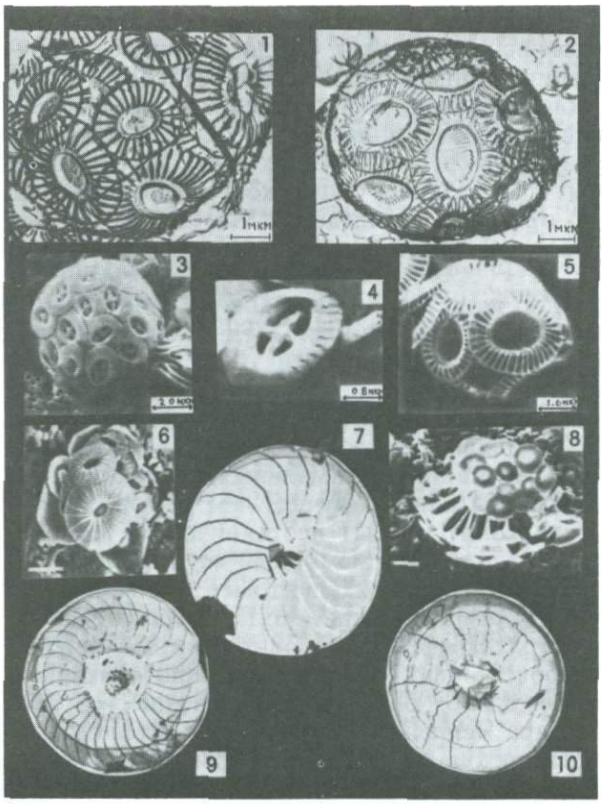


Рис. 16-11. Представители современных известковых нанофоссилий (кокколитофорид). Вид коккосфер под электронным микроскопом (*1–2*): *1* – *Emiliania huxleyi*, × 700 (холодноводная форма, видны утолщенные проксимальные щитки и поры) [716]; *2* – *Emiliania huxleyi*, × ~ ~ 6500 (тепловодная форма с открытой решеткой, прикрывающей центральную пору, и Т-образными элементами на обеих сторонах) [716]. Вид коккосфер под сканирующим электронным микроскопом (*3–10*); *3* – *Cruciplacolithus neophelis*, коккосфера состоит примерно из 50 плотно упакованных кокколитов; *4* – *C. neophelis*, отдельный кокколит с крестовидной структурой, уникальной для современных форм, но характерной для эоценовых и более древних; *5* – *Emiliania huxleyi*, коккосфера из 12 соединенных кокколитов; *6* – *Umbellosphaera* cf. *tenuis*, можно видеть два типа кокколитов – макро и микро, длина полоски 3 мкм (Okada and Honjo, 1970); *8* – *Discosphaera tubifera*, видны кокколиты в виде бугорков; длина полоски 3 мкм (Okada and Honjo, 1970); *10* – *Cycloccolithus leptopora*, можно видеть фенотипические вариации, выразившиеся в различных размерах и разным числе элементов, использованных для построения кокколита. *7* и *9* преобладают в переходных водных массах; *10* – более тепловодная форма, отличающаяся меньшими размерами, связана с Бенгельским течением в Южной Атлантике, увеличение соответственно × 9200 (*7*), × 6000 (*9*), × 15300 (*10*). (№ 3–5 любезно предоставлены В. Дадли, Гавайский университет; № 7, 9 и 10 – Б. Мольфино и А. Мак-Интайром, Геологическая обсерватория Ламонт-Доэрти.)

гиалью, кокколитофориды очень важны, поскольку вместе с вымершей и, вероятно, связанной с ними группой дискоастеров они составляют значительную часть современных и древних осадков. Они являются самым важным и разнообразным компонентом обыкновенного писчего мела и были особенно широко распространены в меловом периоде. Считается, что в Атлантике бóльшая часть тонкозернистых известковых осадков содержит

от 5 до 20% и более остатков кокколитов [716]. Более того, в некоторых современных изолированных бассейнах, таких, как Средиземное море, кокколиты все еще являются доминирующим компонентом осадков.

Кокколиты были впервые обнаружены в 1836 г. Эренбергом, который сначала решил, что это неорганические конкреции. В 1858 г. Хаксли нашел их в глубоководных илах и назвал кокколитами из-за их сходства с зеленой водорослью *Protococcus*. В 1861 г. Сорби, найдя целую коккосферу, доказал, что кокколиты являются частью организма. В начале XX в. Ломан установил, что кокколитофориды – фотосинтезирующие водоросли (первичные продуценты).

Изучать кокколиты очень трудно даже с помощью микроскопа из-за их малых размеров. Прогресс в этих исследованиях был очень незначительным до недавнего времени, пока не начали применять электронные микроскопы (трансмиссионный, а затем и сканирующий, SEM). Эти приборы революционизировали исследования кокколитов. Их малые размеры стали большим преимуществом, позволившим изучать большие комплексы в очень малых пробах осадков, требующих минимальных приготовлений. Кроме того, сохранность нанофоссилий обычно лучше, чем других известковых микрофоссилий. Каждый кокколит покрыт неорганической мембраной, предохраняющей его от растворения. Эта мембрана, вероятно, подобна той, которая, как полагают, есть на панцирях диатомей [647]. Все это в сочетании с быстрым увеличением разнообразия в ходе эволюции сделало кокколиты очень ценным биостратиграфическим инструментом, широко используемым при изучении глубоководных осадков, особенно с началом глубоководного бурения. Действительно, быстрое определение возраста образцов осадков на борту «Гломара Челленджера» обеспечивается определением форм известкового нанопланктона. В настоящее время таксономия и распространение живых и ископаемых кокколитофорид хорошо известны, но мы очень мало знаем о живых организмах, поскольку размеры и обитание в открытом океане делают их трудным объектом исследования. Число видов, вероятно, достигает 150 [664], но только 16 из них относительно многочисленны и обладают сохраняющимися в осадках скелетными элементами [357, 716]. Самые древние из известковых форм кокколитов имеют раннеюрский возраст, и все основные группы развились к раннему мелу. Исчерпывающий обзор, посвященный кокколитофоридам, составлен Таппан [1030].

Живые формы. Кокколитофориды – фотосинтезирующие водоросли и первичные продуценты океана. Однако некоторые формы могут быть гетеротрофами и обладать способностью питаться органическими молекулами. Лабораторые исследования показывают, что можно стимулировать рост кокколитофорид при помощи органических веществ. Хотя кокколитофориды часто встречаются в океане на глубинах несколько сотен метров, где нет пригодного для фотосинтеза света, до сих пор нет доказательств того, что эти формы удовлетворительно растут в неосвещенной зоне океана.

Данные о жизненных циклах получены преимущественно при культивировании прибрежных или эвритермных океанских форм. Попытки культивирования стенотермных океанских видов оказались безуспешными. Циклы воспроизводства могут варьировать, но считается, что большинство размножается простым делением в подвижной или неподвижной стадии, когда клетка несет кокколиты. У некоторых видов поколения чередуются, в то время как другие образуют бентосные формы, у которых кокколиты отсут-

ствуют и коккосферы обнажены. При размножении у некоторых видов кокколиты делятся поровну между дочерними клетками, а у других они утрачиваются перед размножением, и у дочерних клеток вырастают свои новые кокколиты.

Кокколиты растут внутри клетки и, вероятно, секретируются аппаратом Гольджи. Затем они выталкиваются на поверхность клетки, где и остаются, покрытые органической мембраной. Здесь они сцепляются или не сцепляются и формируют один или два ряда. Функция кокколитов неизвестна. Они могут служить защитным элементом, фокусировать свет на клетку или экранировать его, быть вторичным продуктом дыхания или фотосинтеза или поддерживать плавучесть в определенном слое водной толщи. В течение онтогенеза происходит некоторое погружение, возможно, в результате обеднения поверхностных вод питательными веществами [978], и скорость опускания, по-видимому, может контролироваться использованием кокколитов в качестве балласта. В лабораторной культуре некоторые виды при неоптимальных условиях сбрасывают свои кокколиты, а другие умирают с ними. Поскольку кокколитофориды живут в верхних 150 м водной толщи, они являются важными регистраторами изменений палеосреды в этом слое океана.

Кокколиты состоят из маломагнезиального кальцита. Большинство чешуек образованы из мелких ромбоэдрических кристаллов, а некоторые – из гексагональных призм. На форму кристаллов может влиять температура роста клеток. Некоторые юрские формы отличаются очень сложной морфологией кристаллов, но они обычно имеют более короткие интервалы распространения. Во всяком случае, современным формам свойствен более простой характер роста кристаллов.

Морфология кокколитов служит основой для классификации кокколитофорид. Эта классификация неестественна и неудовлетворительна, поскольку у многих видов каждая клетка несет два или даже три отличных друг от друга типа кокколитов (рис. 16-11). Однако морфология кокколитов данного типа замечательно постоянна для любого вида. Кроме того, жизненные циклы отдельных видов могут включать два сильно различающихся типа кокколитофорид, как с большими неподвижными клетками с относительно небольшим числом более тяжелых компонентов, так и более мелкие подвижные клетки с многочисленными хрупкими кокколитами. У ныне живущих видов эти стадии могут быть установлены, но у вымерших видов разные кокколиты одного вида обычно рассматриваются как различные виды, что и привело к неестественности классификации.

Видовое разнообразие и современное биогеографическое распространение. Как и другие группы, известковый нанопланктон более разнообразен в теплых морях, а к полюсам его разнообразие убывает. Кокколитофориды отсутствуют в арктических и антарктических водах. Общее разнообразие ныне живущих кокколитофорид больше, чем современных планктонных фораминифер, но общее их разнообразие в современных осадках несколько меньше из-за условий сохранности. Современный морской известковый нанопланктон как группа обитает при температуре от 0 до 34°С, но большинство видов предпочитает температуру от 9 до 13°С. Известно очень мало пресноводных видов и несколько эвригаллинных (например, *E. huxleyi*), выдерживающих колебания солености от 15 до 40‰. *E. huxleyi* является наиболее распространенным современным видом. Ареал этого вида четко ограничивается границей между полярными и субполярными водами. Состав флоры по крайней мере в такой же степени контролируется регио-

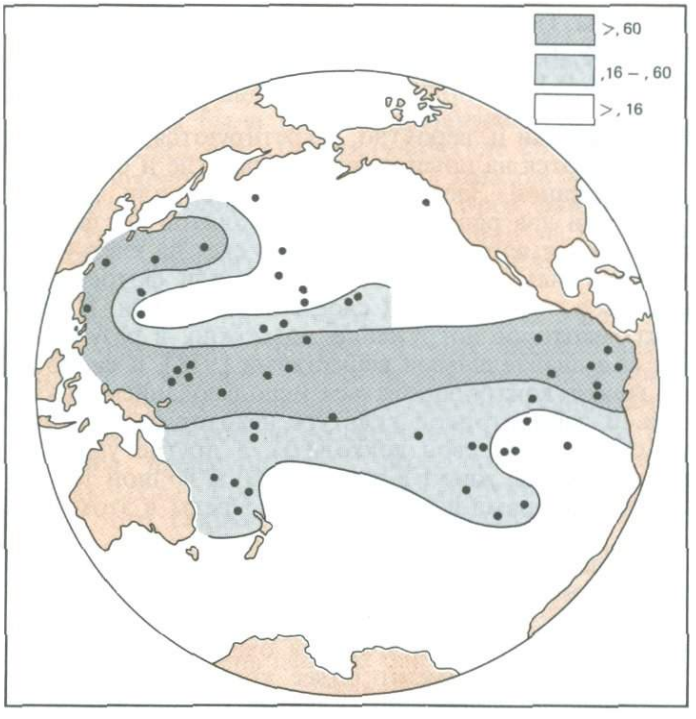


Рис. 16-12. Распространение комплекса А (комплекс с *Gephyrocapsa oceanica*, фракция 3,92) в поверхностных осадках Тихого океана. Числа – варимаксные факторные значения [368].

нальными или локальными вариациями содержания в воде питательных веществ, солености и степени перемешивания, как изменениями температуры. Как и у большинства групп планктона, у кокколитофорид выявлены четкие сезонные колебания численности.

Изучение планктона [484] и поверхностных осадков [368, 717] выявило четко различающиеся флористические комплексы, тесно связанные с водными массами. В более холодноводных комплексах преобладают более грубые формы. Факторный анализ кокколитов из поверхностных осадков Тихого океана позволил выделить 6 комплексов или факторов. В одном из главных комплексов преобладает *Gephyrocapsa oceanica* (рис. 16-12; комплекс А), а в другом – *Cycloccolithina leptoporus* (разновидность С; рис. 16-13). Первый из них – это крупный вид, многочисленный в экваториальной водной массе Тихого океана и в окраинных морях его западной части, где он связан с теплым течением Куросио. Второй вид характерен для более высоких широт в пределах субтропических круговоротов. Холодноводный комплекс, в котором преобладает этот вид, заносится в низкие широты холодным Перуанским течением и попадает в восточную часть океана по системе южного субтропического круговорота.

Схема Мак-Интайра с соавторами может служить иллюстрацией закономерностей распределения в Тихом океане следующих комплексов [717].

Субарктический (0–6°С) – *E. huxleyi*; присутствует почти исключительно холодноводная разновидность.

Переходный (6–14°С) – *G. caribbeanica, C. leptoporus,* разновидность

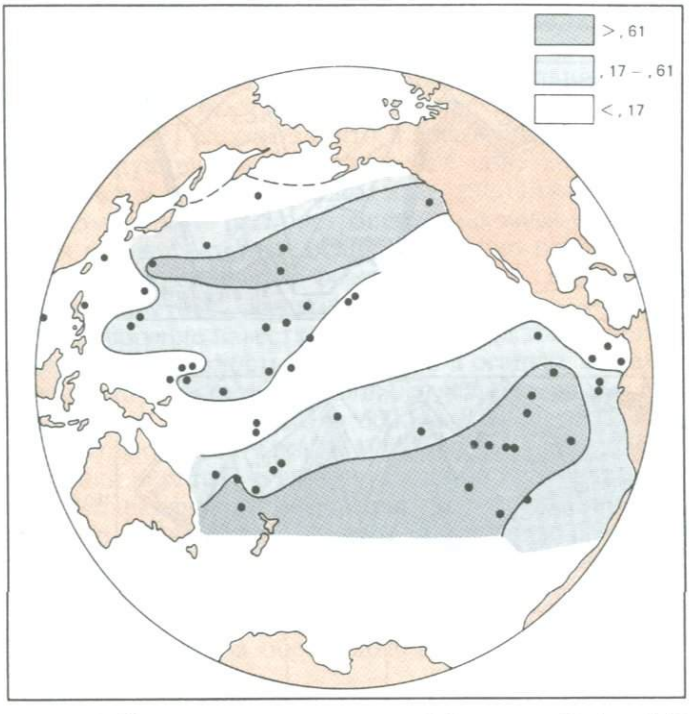


Рис. 16-13. Распространение комплекса B (комплекс *Cycloccolithina leptopora*, форма C, фракция 3,92) в поверхностных осадках Тихого океана. Числа – варимаксные факторные значения [368].

C, *C. pelagicus* и холодноводная разновидность *E. huxleyi.*

Субтропический (14–21°C) – смесь *G. ericsonii, R. stylifera, D. tubifera, V. tenuis.*

Тропический (21°C) – *U. irregularis; G. oceanica* доминирует с *C. leptoporus*, разновидность B; другие формы встречаются в подчиненных количествах.

Распространение по глубине. Изучение живых кокколитофорид в водной толще показало [484], что биогеографические закономерности, характерные для поверхностных вод, не прослеживаются на глубинах более 125 м, поскольку в верхней и нижней частях фотической зоны комплексы видов сильно различаются (рис. 16-14). Более того, усредненные комплексы видов в водной толще могут отличаться от поверхностных, так как существуют значительные различия в распределении по вертикали. Максимальные концентрации коккосфер могут быть и на бóльших глубинах, особенно в субтропических водных массах. В экваториальных областях распределение видов по вертикали более равномерное, поэтому поверхностные комплексы похожи на усредненные.

Хотя обитание известкового нанопланктона ограничено верхней фотической зоной, близкой к поверхности океана, в его распространении проявляется четкая вертикальная стратификация. Это может иметь большое палеоэкологическое значение, поскольку изменения условий на разной глубине верхнего слоя воды могут приводить к преимущественной концентра-

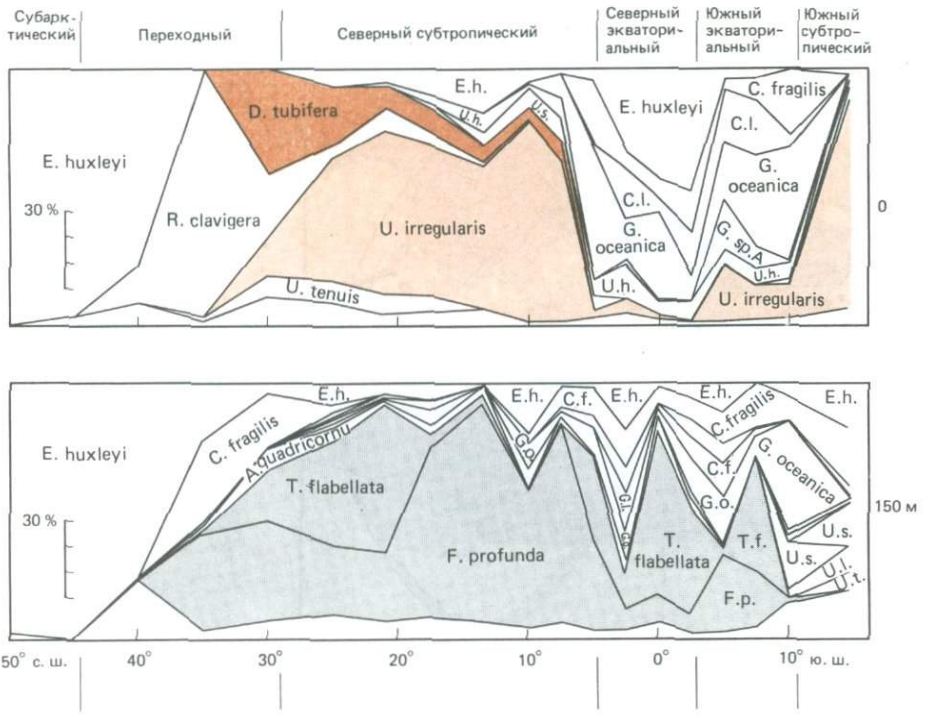


Рис. 16-14. Смена видов кокколитофорид в комплексах на поверхности и на глубине 150 м в Тихом океане, меридиональный разрез [484].

ции видов на различных уровнях, влияя таким образом на их распространение в поверхностных осадках.

Скорость воспроизводства. Лабораторные эксперименты показали, что кокколитофориды относятся к одним из самых быстрорастущих водорослей. Количество делений в день достигает 2,25. Исследования в естественных условиях, проводившиеся Хонджо [482], показали более медленное воспроизводство: 4–10 дней в умеренных и тропических водах. В экваториальной зоне эти скорости были, по-видимому, постоянными в течение года, а в других районах менялись по сезонам. Величина биомассы в измерениях колебалась от 10^3 до 10^4 экз./л в морской воде, но в подповерхностных субарктических водах (в верхних 30 м) она может превышать 10^5 экз./л [482]. В экваториальных областях максимальная численность популяций отмечена между 50 и 100 м, а в средних широтах меньшая биомасса более равномерно распределена в слое на глубине от 0 до 150 м. Хотя поверхностные популяции более многочисленны в высоких широтах, распространение кокколитовых осадков в целом ограничено более низкими широтами [104].

Осаждение и растворение. Большинство кокколитофорид выедается, и кокколиты попадают в фекальные пеллеты [482, 978]. Исследования под электронным микроскопом показали, что кокколиты обычно не растворены и не разрушены, так как фекальные пеллеты покрыты пленкой, предохраняющей содержимое от немедленного химического растворения. Те из них, которые распадаются на части, быстро растворяются. Микроскопические

исследования показали слабое растворение кокколитов во взвеси, вероятно, из-за наличия органических мембран.

Отложение кокколитов на дне, на больших глубинах, происходит в основном путем быстрого погружения их внутри фекальных пеллет (гл. 14). Хонджо [482] рассчитал, что в экваториальной части Тихого океана около 92% продуцируемых в фотической зоне кокколитов достигает дна. Такое быстрое погружение (около 150 м/день) гарантирует, что биогеографические закономерности распространения таксонов в поверхностных водах сохранятся в поверхностных осадках. Обычно различия в устойчивости к растворению обусловливают различия между комплексами поверхностных вод и поверхностных осадков.

Растворение известкового нанопланктона происходит в основном на дне океана, и численность кокколитов в осадках в значительной мере контролируется скоростью растворения отдельных видов. Например, в Северной Атлантике на глубине около 5000 м *E. huxleyi, C. leptoporus, C. oceanica* и *U. mirabilis составляют почти* 100% *флоры* [719], *и с увеличением степени* растворения некоторые виды становятся неотличимыми друг от друга. Лучше всего сохраняются утяжеленные, перекрывающие друг друга элементы кокколитов. Поскольку холодноводные виды состоят из более тяжелых элементов, это влияет на состав комплексов в осадках и на последующую палеоэкологическую интерпретацию: хуже сохранившаяся фауна будет иметь более холодноводный облик (рис. 16-15) [71]. Предварительный отбор более стойких видов обеспечивает относительно высокое содержание устой-

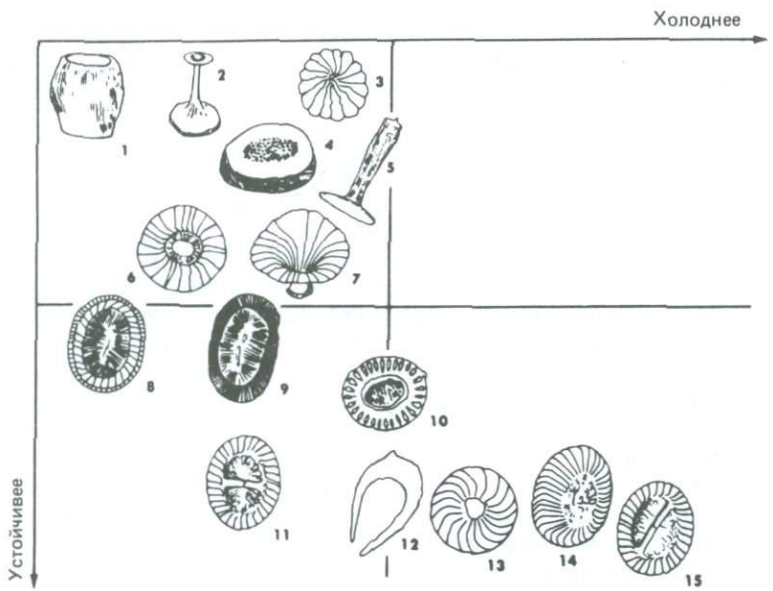


Рис. 16-15. Известковые нанофоссилии как показатель палеотемператур и условий сохранности. Можно видеть, что флора худшей сохранности явно имеет холдоводный облик. Кокколиты: *1* – *Scyphosphaera* sp; *2* – *Discosphaera tubifera*; *3* – *Cycloccolithina fragilis*; *4* – *Pontosphaera* sp.; *5* – *Rhabdosphaera clavigerina*; *6* – *Cyclolithella annual*; *7* – *Umbellosphaera* sp.; *8* – *Syracosphaera pulchra*; *9* – *Helicopontosphaera kamptneri*; *10* – *Emiliania huxleiy*; *11* – *Gephyrocapsa oceanica*; *12* – *Ceratolihus cristalus*; *13* – *Cyclococcolithina leptopora*; *14* – *Coccolithus pelagicus*; *15* – Gephyrocapsa caribbeanica ([78], с. 564).

чивых к растворению форм на дне даже в комплексах хорошей сохранности. Это затрудняет установление кокколитового лизоклина [69].

Дискоастеры. Это важная группа известковых нанофоссилий, форма которых напоминает звезду. Последние дискоастеры вымерли у границы плиоцена и плейстоцена, около 1,8 млн. лет назад. Все они отнесены к роду *Discoaster*. Их диаметр колеблется от 6 до 25 мкм. Дискоастеры имеют пластинчатую форму и кристаллическое строение более грубое, чем у кокколитов, поэтому они устойчивее против растворения и, следовательно, более ценны для биостратиграфии.

Стратиграфическая ценность дискоастеров, появившихся в позднем палеоцене, связана с их быстрой эволюцией в течение большей части кайнозоя. Большинство форм характерно для тропических и теплых субтропических вод, поэтому присутствие их в осадках в значительных количествах указывает на тепловодные условия. Хотя современные представители неизвестны, установлено, что дискоастеры филогенетически близки к кокколитам. Раннекайнозойские формы довольно твердые, а в структуре более поздних содержание кальцита сокращается. Уменьшение содержания кальцита отмечается и у кокколитов в течение третичного периода. Эта эволюционная закономерность пока не получила удовлетворительного объяснения.

Палеоокеанологическое значение известкового нанопланктона. Ценность известкового нанопланктона для палеоклиматических–палеоокеанологических исследований определяется тем, что его распространение тесно связано с водными массами. Первыми попытками использовать известковые нанофоссилии в качестве палеоклиматического индикатора при изучении четвертичного периода были работы Мак-Интайра [715] по Северной Атлантике и Гейценауэра [366] по Субантарктике. Оба этих исследования установили широкомасштабные миграции поверхностных водных масс, связанные с изменениями климата.

Известковые нанофоссилии развивались в течение кайнозоя значительно быстрее, чем планктонные фораминиферы. Хак [418] рассчитал, что кокколиты развивались со скоростью 1 вид за каждые 30 тыс. лет, а дискоастеры – со скоростью 1 вид за 50 тыс. лет. Такие высокие скорости эволюции снижают ценность кокколитов как индикаторов третичных палеоклиматов. Современные комплексы малопригодны в качестве показателей третичной палеосреды. Тем не менее они успешно использовались Хаком и Ломаном [420], а также Хаком и др. [421] для расшифровки третичных палеоклиматических данных. Эта работа завершилась составлением первых карт распространения кокколитов в разные моменты прошлого, что позволило выявить широтные закономерности. Авторы установили, что широтные различия существовали в течение большей части кайнозоя, за исключением самого раннего палеоцена (65–64 млн. лет назад). В течение этого временного интервала, последовавшего за периодом массового вымирания морского планктона в конце мела, выжили лишь единичные, экологически менее требовательные виды. Они имели широкое распространение. Таким образом, благодаря широкому географическому распространению и незначительному видовому разнообразию группы в начале палеоцена широтный провинциализм почти или полностью отсутствовал. В течение кайнозоя происходили как большие смещения комплексов в пространстве и времени, так и эволюционные изменения, проявившиеся в появлении новых доминирующих групп и исчезновении старых, что отразилось на облике комплексов. Временные осцилляции структуры комплексов интер-

претируются как следствие крупных климатических осцилляций. В раннем кайнозое установлено 4 отчетливых похолодания: в среднем палеоцене (60–58 млн. лет назад), в среднем эоцене (46–43 млн. лет назад), в начале олигоцена (37–35 млн. лет назад) и в среднем олигоцене (32–28 млн. лет назад). Самое заметное потепление произошло в позднем палеоцене – раннем эоцене (54–51 млн. лет назад).

Кремнистые микрофоссилии

Радиолярии

Радиолярии (класс Actinopodea; подкласс Radiolaria) – разнообразная группа планктонных саркодовых простейших со сложным скелетом, построенным из кремнезема или сульфата стронция. Они имеют большое геологическое значение, так как эта группа очень разнообразна и обильна в глубоководных осадках. Описано более 7000 видов, хотя это число, возможно, искусственно завышено в результате таксономического разделения.

Выделяются три крупные группы радиолярий. Скелетный материал двух из них плохо сохраняется в осадках, поэтому они не имеют большого палеоэкологического и биостратиграфического значения. Это отряды Acantharia (со скелетами из сульфата стронция) и Tripylea (с кремнийорганическими скелетами). Акантарии тем не менее являются важным компонентом зоопланктона и играют заметную роль в геохимии стронция океана. Третья группа, отряд Polycystina, строит скелет из кристаллографически аморфного опала ($SiO_2 \cdot nH_2O$) и составляет значительную часть морских микрофоссилий. Полицистины разделены на два основных подотряда: Spumellaria, имеющие сферическую форму, и Nassellaria в форме кольца или шапки. Преобладающее большинство радиолярий – одиночные формы, но есть и несколько колониальных видов.

Известно около 300 современных видов радиолярий (В. Ридель, устное сообщение), и они являются самой разнообразной группой океанских микрофоссилий. По сложности строения скелета радиолярии не имеют себе равных среди пелагических осадкообразующих остатков. Многие проблемы таксономии радиолярий остаются нерешенными. Большинство ископаемых форм таксономически изучено неудовлетворительно, а многие описанные виды со временем делились вновь. В отличие от диатомей среди радиолярий нет пресноводных и бентосных форм.

Мягкое тело, протоплазма, радиолярий может быть разделено на две части: плотную внутрикапсульную (эндоплазму) и внешнекапсульную (эктоплазму). Они отделяются друг от друга построенной из псевдохитина центральной капсулой [406]. Из тела радиолярий выступает целая сеть псевдоподий (аксоподий). Каждая из них содержит стержень (аксон), который начинается в центральной цитоплазме и состоит из продольных трубчатых структур, называемых микротрубками. Характеристики ультраструктуры аксоподиального аппарата и положение ядра варьируют у разных групп радиолярий и имеют важное значение для их таксономии [828].

Хотя биология полицистин в основном неизвестна, информация о распространении живых форм в воде и их ископаемых остатков в осадках [674, 760, 785, 894] свидетельствует о том, что радиолярии во многих отношениях похожи на планктонных фораминифер. Большинство радиолярий, как и планктонных фораминифер, населяют подповерхностные воды (50–200 м) и группируются в комплексы, географические границы между которыми

близки к границам поверхностных водных масс. Размер скелетов варьирует от 50 до 400 мкм. Известно, что у некоторых видов есть симбионты – зооксантеллы. Воспроизводство радиолярий включает как стадию бесполого двойного деления так и половое размножение со жгутиковыми гаметами [406].

Некоторые виды радиолярий живут на глубине несколько тысяч метров. Радиолярии в отличие от планктонных фораминифер редко попадают в прибрежные воды, поэтому они почти не встречаются в большинстве разрезов прибрежно-морских отложений на суше. О формировании скелета у радиолярий известно очень мало, исследованные части скелетов показывают утолщение в течение жизненного цикла. Установленный временной диапазон существования – от кембрия до современности.

Значение радиолярий в морской геологии. Несколько характеристик радиолярий делает их группой, полезной для палеоэкологических и биостратиграфических исследований.

1. Они часто многочисленны в глубоководных осадках, особенно в областях распространения кремнистых илов.

2. Имеют прочные опаловые скелеты, которые часто хорошо сохраняются там, где другие микрофоссилии сильно корродированы или отсутствуют.

3. Радиолярии – довольно разнообразная группа, поэтому количественный анализ радиолярий может служить точной мерой связи фауны с условиями среды. Это особенно важно в полярных областях. Известно около 30 антарктических видов, что, несомненно, делает радиолярии самой разнообразной группой микрофоссилий.

4. Вследствие морфологического разнообразия и сложности строения скелетов радиолярии являются основными хранителями истории эволюции. Однако эволюционные тенденции трудно выявить, поскольку функциональные и биологические особенности скелетов современных форм пока недостаточно изучены.

Морфология и классификация. Хотя радиолярии характеризуются большим количеством морфологических параметров, необходимо подчеркнуть некоторые основные характеристики. Современная классификация была в основном разработана Геккелем [405, 406] в то время, когда фактически ничего не было известно о биологии, стратиграфическом распространении или филогении группы. Эти ранние классификации были искусственными, основу их составляли морфологические группы, которые никак не соответствовали естественным родовым и видовым подразделениям. Изменчивость в пределах одного вида рассматривалась как доказательство родовой или видовой дифференциации. Эта классификация пересматривалась Риделем, Петрушевской, Нигрини и другими исследователями на основе филогенетических взаимосвязей. Одна из основных проблем в работе с радиоляриями заключается в правильном отделении более стабильных морфологических элементов от более изменчивых.

Классификация радиолярий базируется главным образом на характеристиках твердых частей скелета. В результате современных биологических исследований выделено несколько основных типов характеристик цитоплазмы, особенно в связи с формой аксоподий и положением ядра. Это важные таксономические признаки, и они будут включены в будущие классификационные схемы [828].

Spumellarians. Это полицистины сферической, овальной или дискоидальной формы. Сферические формы (рис. 16-16) могут иметь несколько рако-

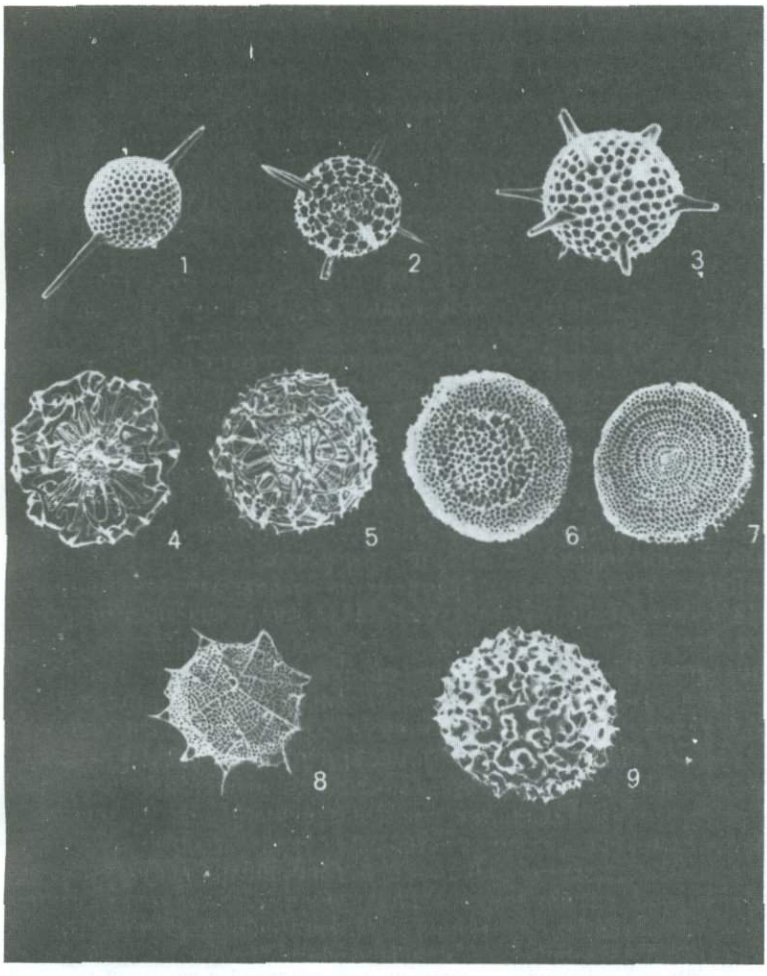


Рис. 16-16. Некоторые основные группы радиолярий под электронным микроскопом. Видны значительные различия между сферическими и дискоидальными формами. *1 – Stylosphaerid*, × × 242; *2 – Cubosphaerid*, × 274; *3 – Astosphaerid*, × 352; *4–5 – Actinomina*, × 143 и × 187; *6 – Cyclodiscid*, × 225; *7 – Phacodiscid*, × 203; *8* – Orosphaerid, × 37; *9* – Collosphaerid, × 110.

вин, расположенных концентрически и соединенных радиальными лучами. Внутренняя раковина называется *медуллярной*, а главная – *кортикальной*. Кортикальная раковина может быть окружена внешнекортикальной раковиной, которая не всегда сохраняется. Различные типы спумеллярий показаны на рис. 16-16. Среди них потенциально полезны для палеоэкологии Collosphaeridae и Orosphaeridae.

Collosphaeridae – колониальные формы (рис. 16-16), которые распадаются в осадках. Они имеют сферическую или близкую к сферической форму и часто неправильные очертания. Стенка раковины напоминает плоскую тарелку, испещренную порами. Колонии состоят из нескольких морфотипов. В современных морях коллосфериды являются основными тепловодными формами и не встречаются на широтах выше 40°.

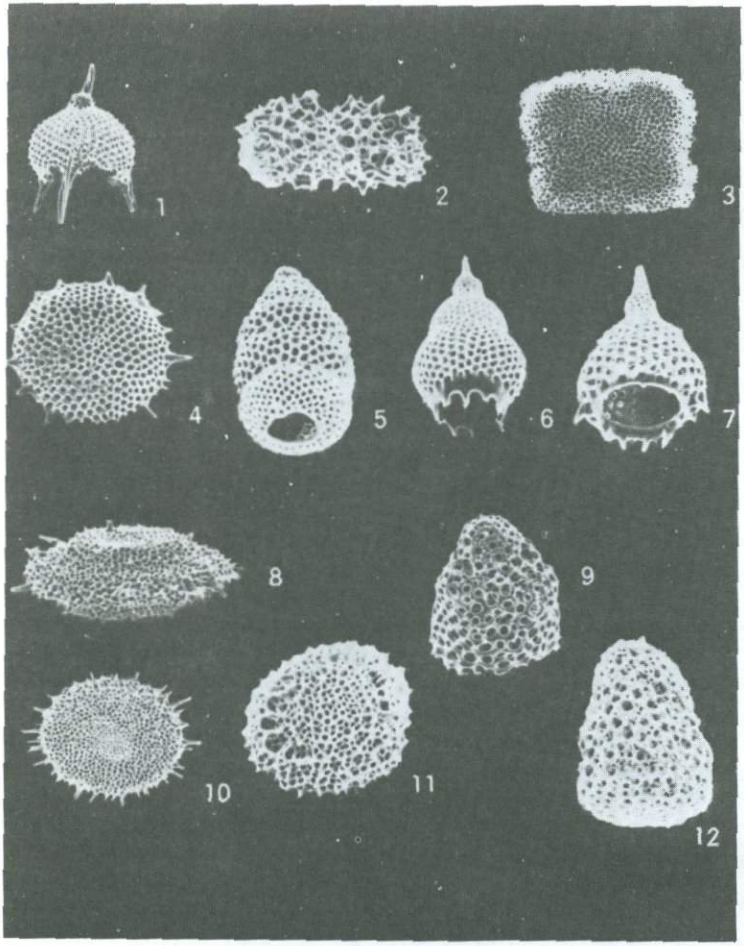


Рис. 16-17. Связь распространения некоторых современных радиолярий с водными массами. Тропические (*1–3*): *1* – *Pterocanium praetextum*, × 245; *2* – *Ommatartus tetrathalanias*, × 307; *3* – *Spongaster tetras*, × 249. Субтропические (*4–7*): *4* – *Phacodiscid*, × 249; *5* – *Sticocyrtis* sp., × × 297; *6* – *Lamprocyclas maritalis* (холодноватый), × 248; *7* – *Lamprocyclas maritalis* (тепловодный), × 297. Полярные – субполярные (*8–11*): *8* – *Spongotrochus glacialis*, × 269; *9* – *Antarctissa strelkovi*, × 265; *10* – *Spongotrochus glacialis*, × 242; *11* – *Lithelius nautiloides*, × 344; *12* – *Antarctissa denticulata*, × 292.

Orosphaeridae (рис. 16-16) – очень характерная группа с прочными скелетами, состоящими из решетчатой раковины или двух концентрических раковин. Они имеют сильно выступающие радиальные иглы, обычно округлые в поперечном сечении. Формы довольно крупные (1–2 мм), и обычно в осадках сохраняются фрагменты.

Nassellarians. Наиболее часто встречающиеся и характерные формы насселлярий напоминают колокол или шапку с одним или несколькими соединенными в один ряд сегментами (рис. 16-17). Этот отряд включает также кольцеобразные и двудольные формы, которые, очевидно, имеют гомологичные элементы скелетов. В течение жизненного цикла сначала появляются цефалис и торакс, а затем остальные сегменты. Они выделяются внутри

из довольно полной септы, что проявляется в морщинах на поверхности. Кроме решетки раковины важное значение имеют внутренние части скелета – первичное или сагиттальное кольцо и треножник в основании. Треножник охватывает бóльшую часть длины скелета.

Иглы насселлярий обычно не полые, хотя они могут быть губчатыми. Форма пор варьирует, и расположены они обычно гексагонально.

Экологические аспекты. Об экологии современных радиолярий известно мало. Предполагается, что у мелководных форм продолжительность жизненного цикла занимает около 1–3 месяцев [72, 172]. Исследования в воде показали, что численность радиолярий и планктонных фораминифер примерно одинакова [189], а максимум биомассы от тропиков до Антарктики отмечен в интервале 150–400 м. В тропических и умеренных водах численность радиолярий быстро снижается глубже 500 м [170], но в Антарктике они доминируют среди планктонных простейших на больших глубинах [825, 826].

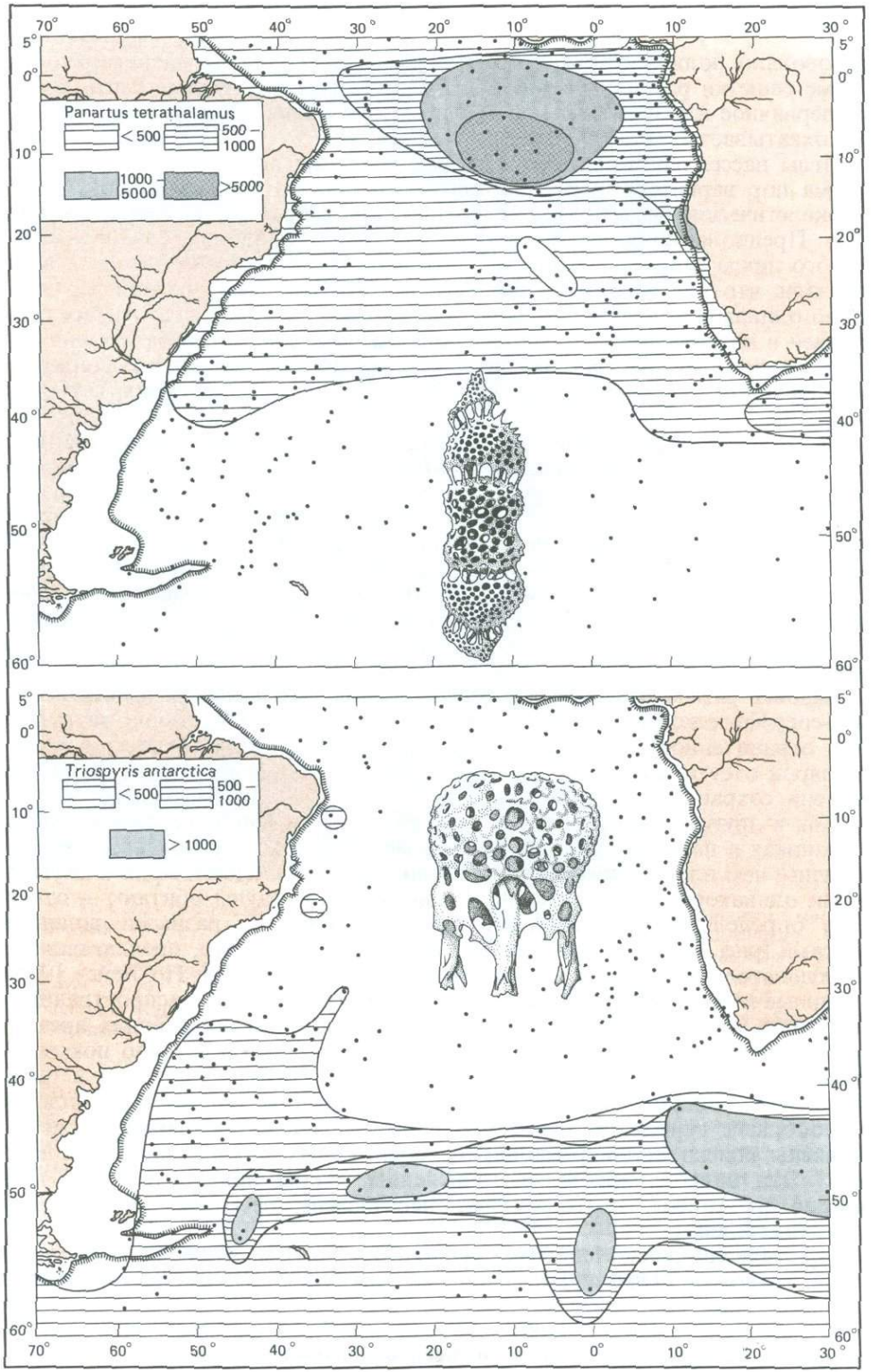
Радиолярии предпочитают определенные глубины. Поверхностные формы более хрупкие, шиповатые и богато орнаментированные, в то время как более глубоководные крупнее, с более редкими и короткими иглами, более мелкими порами и сжатыми с боков раковинами [407]. Это четко выраженная адаптация для поддержания плавучести на предпочтительной глубине. Считается, что различия формы у радиолярий также тесно связаны с плавучестью, хотя об этом малоизвестно, и высказаны немногочисленные предположения о морфологической адаптации. Ювенильные формы обычно встречаются на самых малых глубинах в пределах занимаемого видом интервала.

Видовое разнообразие и современное биогеографическое распространение. Биогеографическое изучение современных радиолярий частично затруднялось ограниченностью данных по поверхностным осадкам, поскольку радиолярии отсутствуют в осадках на огромных площадях дна из-за плохих условий сохранности.

Как и другие планктонные группы, радиолярии наиболее разнообразны в тропиках и наименее – в полярных областях, к тому же они более разнообразны, чем планктонные фораминиферы. В общем насселлярии и спумеллярии одинаково многочисленны. Радиоляриевые фауны обитают в отчетливо определяемых провинциях, тесно связанных с разными водными массами (рис. 16-18). Различные биогеографические схемы, предлагавшиеся исследователями, отличаются только в деталях [170, 786]. По Хейсу [436], полярные и биполярные виды имеют более ограниченное распространение, чем более тепловодные формы. В таких периферических районах ареалов радиоляриевых комплексов, как очень холодноводные и сезонно покрытые льдами прибрежные области Антарктики (моря Росса и Уэдделла), а также тропическая область Тихого океана с повышенной соленостью, видовое разнообразие снижается и начинают преобладать спумеллярии. Были составлены списки видов радиолярий, характерных для различных водных масс. Эти виды слишком многочисленны, чтобы приводить здесь полностью их список, поэтому ниже перечислено несколько характерных представителей.

Антарктические: *Actinomma antarctica, Lithelius nautiloides, Triospyris antarctica, Theocalyptra davisiana, Antarctissa denticulata, Antarctissa strelkovi.*

Субантарктические: *Lamprocyclas maritalis, Axoprunum stauraxonium, Stichopilium annulatum, Actinomma leptodermum.*


Panartus tetrathalamus
< 500
500 – 1000
1000 – 5000
>5000
Triospyris antarctica
< 500
500 – 1000
> 1000
70°
60°
50°
40°
30°
20°
10°
0°
10°
20°
30°
5°
0°
10°
20°
30°
40°
50°
60°

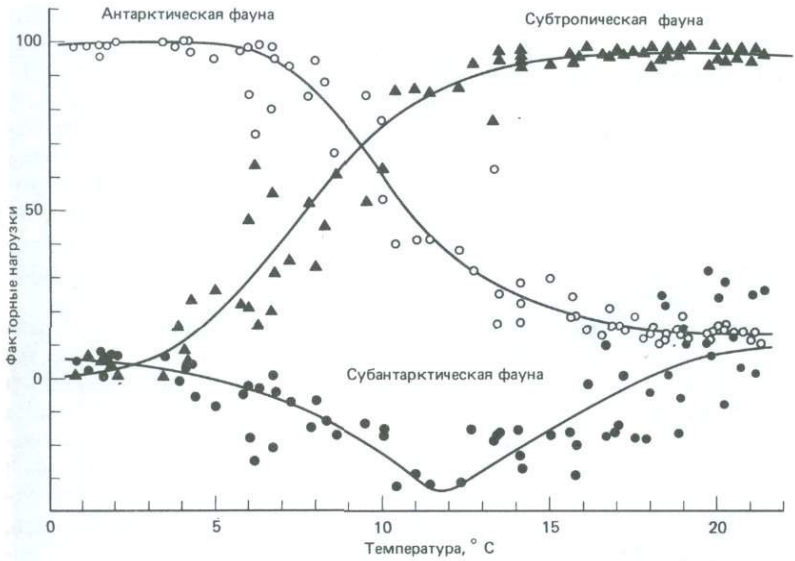


Рис. 16-19. Связь изменений факторов, или комплексов, радиолярий в поверхностных осадках с изменениями февральских температур поверхностных вод в Южном океане. Доминирование выражено в виде факторных нагрузок, × 100. Прослеживаются изменения соотношения между тремя доминирующими группами [674].

Умеренные: *Androcyclas gamphonycha, Lithomitra clevei, Theocalyptra craspedota.*

Субтропические: *Phorticium pylonium, Cornutella bimarginata.*

Тропические: *Euchitonia elegans, Botryocyrtis scutum, Pterocanium praetextum, Eucyrtidium hexagonatum, Pterocanium trilobum.*

Позднее были проведены количественные исследования комплексов радиолярий (во фракции крупнее 62 мкм). Такие исследования, как работы Голла и Бьеркланда [382], Лозано и Хейса [674], выявили количественные изменения в частоте встречаемости видов с широтой (рис. 16-19). Комплексы радиолярий из разных районов изучались также с помощью факторного анализа. В Южном океане Лозано и Хейс [674] выделили три основных комплекса, которые хорошо сопоставляются с распространением водных масс (рис. 16-19).

1. Субтропический – этот комплекс состоит в основном из *Spongotrochus glacialis* со значительным участием видов рода *Ommatodiscus* и *Lithelius minor.*

2. Антарктический – доминируют *Antarctissa strelkovi* и *Antarctissa denticulata.* Петрушевская [827] и Кини [553] показали, что преобладает *A. strelkovi.*

3. Субантарктический – в комплексе доминируют *S. glacialis, Ommatodiscus, Theocorythium trachelium, Lithelius minor, Lamprocyclas maritalis.* Этот комплекс нигде не преобладает, но достигает максимальных отрицательных значений под субантарктическими водами.

Рис. 16-18. Распределение *Triospyris antarctica* (Haecker) и *Panartus tetrathalamus* (Haeckel) в поверхностных осадках Южной Атлантики. Численность дана в экземплярах на грамм бескарбонатного осадка ([383], с. 58, 63).

Фенотипические вариации у радиолярий очень ярко выражены. Например, у одного вида в различных водных массах могут проявляться отчетливые морфологические вариации [406, 848]. Хейс [436] установил, что антарктические морфотипы имеют более толстую и более прочную раковину, чем субантарктические формы, более легкие и изящные. Причина этого неизвестна. Возможно, это явление связано с более низким содержанием кремния в субантарктических поверхностных водах и более низкими скоростями воспроизводства южнее антарктической конвергенции, что приводит к увеличению временных затрат на построение скелета или является фенотипической реакцией на различия в плотности воды, обеспечивающей поддержание плавучести на определенной глубине.

Растворение и переотложение. Несмотря на сильное недосыщение океанских вод кремнием, организмы строят кремниевые скелеты, но эти скелетные элементы затем быстро разрушаются после распада органического вещества. Сохранность радиолярий сильно варьирует и может быть связана с несколькими факторами, в том числе с биопродуктивностью в поверхностных водах. Увеличение продуктивности микрофоссилий с кремневым скелетом, по-видимому, приводит к улучшению их сохранности в поверхностных осадках [536]. Другими факторами, влияющими на сохранность, являются распределение по вертикали температуры и количества растворенного кремния [62], а также скорость седиментации [870].

Естественно, концентрируются преимущественно толстостенные формы, и они более характерны для глубоких слоев водной толщи. Это может оказывать сильное влияние на палеоэкологическую интерпретацию. Как и их известковые «двойники», виды радиолярий характеризуются различной устойчивостью к растворению и по этому признаку могут быть расположены в ряд [536], что позволяет судить об относительной степени растворения, которому подвергся осадок. Коллосфериды и оросфериды довольно устойчивы к растворению, а у насселлярий установлена различная степень чувствительности к растворению [536]. Растворение комплексов создает большие различия между фаунами в планктоне и поверхностных осадках того же района.

Диатомеи

Диатомеи – единичные или колониальные водоросли класса Bacillariophyceae в пределах Chrysophyta, которые секретируют мелкие двустворчатые панцири или створки из аморфного кремнезема. Они важны для морской стратиграфии и палеоэкологии. Диатомеи являются главным первичным продуцентом биосферы и заключают в себе более 70%, а иногда более 90% взвешенного в водах океана кремния [659]. Радиолярии занимают второе место по важности как производители кремневого биогенного вещества. Являясь элементом фитопланктона, диатомеи ограничены фотической зоной в морских и пресных водах, могут также встречаться даже в почвах, если там достаточно света. Они демонстрируют широкие пределы адаптации к условиям обитания, бывают как планктонными, так и бентосными, прикрепленными или подвижными.

Диатомеи делятся на центрические и пеннатные формы (рис. 16-20). Центрические диатомеи имеют сферический или цилиндрический панцирь с радиальной или концентрической скульптурой. К этой группе относится большинство планктонных диатомей. Пеннатные диатомеи имеют веретенообразную, клинообразную или палочковидную форму и билатерально

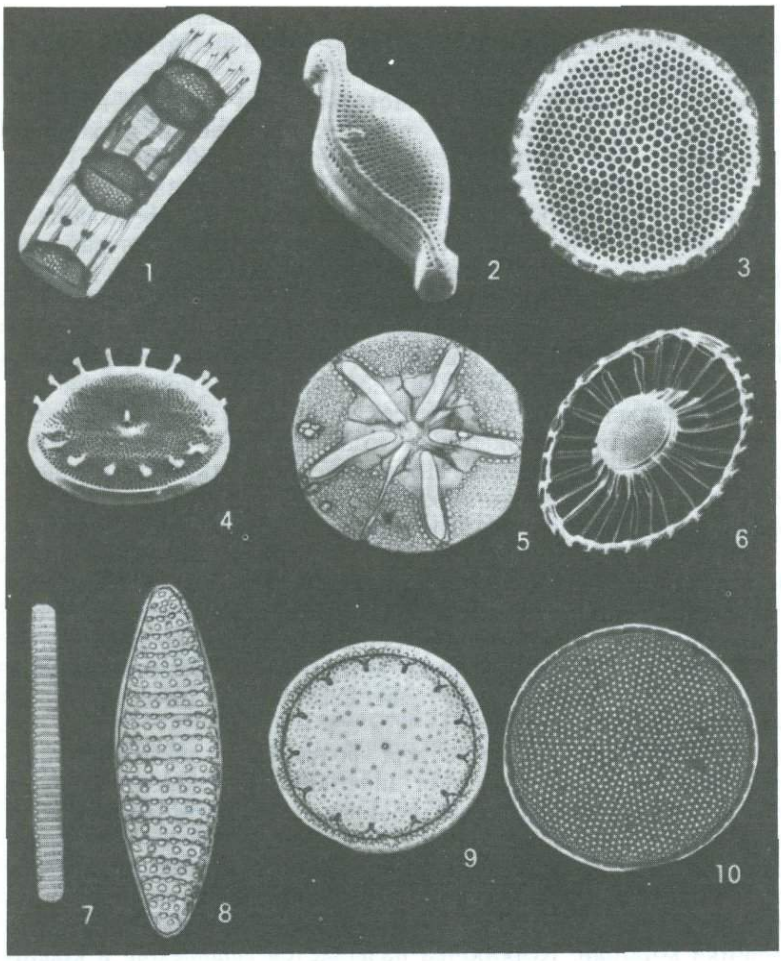


Рис. 16-20. Некоторые морские диатомеи и связь их морфологии с водными массами. Колониальные формы: *1 – Skeletonema costatum*, × 5000. Космополиты (*2*, *3*): *2 – Nitzschia bicapitata*, × 7800; *3 – Thalassiosira eccentrica*, × 2300. Умеренные или тропические формы (*4–6*): *4 – Thalassiosira* sp., × 2500; *5 – Asteromphalus hepactis*, × 600; *6 – Planktoniella sol*, × 800. Полярные формы (*7–10*): *7 – Nitzschia cylindrus*, × 2800; *8 – Nitzschia kerguelensis*, × 4000; *9 – Thalassiosira gracilis* var. *expecta*, × 4000; *10 – Thalassiosira* cf. *lentiginosa*, × 1200. (Фотографии *1*, *4*, *10* любезно предоставлены Р. Харгрейвсом, Университет Род-Айленда, фотографии *2*, *3* любезно предоставлены Г. Хасле, Университет Осло.)

симметричны относительно срединной линии, как птичьи перья, от которых происходит их название. Панцири пеннатных форм содержат больше кремнезема и поэтому легче захороняются в осадках. К этой группе принадлежит большинство бентосных диатомей, а в Антарктике необычайно разнообразны также планктонные пеннатные формы. Размеры панцирей у диатомей варьируют от 2 мкм до 2 мм, хотя у большинства форм находятся в пределах 10–100 мкм. Колонии в виде цепочек могут достигать значительной длины.

Диатомеи очень разнообразны, так как они обитают в самых различных

обстановках. Описано около 600 ныне живущих и вымерших родов и 20 тыс. современных и ископаемых видов. Известно, что в настоящее время живет около 10 тыс. видов.

Створки диатомей составляют важную часть морских осадков под высокопродуктивными водами, особенно на высоких широтах и в районах прибрежных апвеллингов. Они важны также для стратиграфических и палеоэкологических исследований глубоководных бескарбонатных осадков. В тропических областях радиолярии по численности обычно преобладают над диатомеями. Однако на относительно небольших глубинах, в районах с высокими скоростями осадконакопления, диатомеи сохраняются в осадках лучше и могут быть более многочисленными.

Самые древние из диатомей, вероятно, юрского возраста. Они широко представлены в мелу и претерпели сильную эволюционную радиацию в среднем мелу. Панцири их предков были, по-видимому, почти или полностью лишены кремнезема и поэтому не сохранились в ископаемом состоянии. Центрические диатомеи появились только в мелу и раннем палеоцене, т. е. раньше, чем пеннатные. Последние известны с позднего палеоцена и претерпели значительную эволюционную радиацию в течение третичного периода. Центрические формы были эволюционно консервативными [1030, 1031].

Биологические аспекты. Из всех современных микрофоссилий ныне живущие формы и жизненные циклы лучше всего изучены для диатомей. Особенно большая работа проводилась по изучению прибрежных форм, обитающих во всех биотопах, но эти формы могут быть нетипичны для океанского планктона. Это необходимо учитывать при интерпретации данных по глубоководным осадкам.

Протоплазма содержит хроматофоры для фотосинтеза, которые придают цвет клетке и воде во время цветения диатомовых. Клетки содержат также пищеварительные вакуоли, которые помогают поддерживать плавучесть и могут быть использованы для хранения пищи. Плавучесть, вероятно, поддерживается также благодаря большому количеству вакуолей в цитоплазме. Панцири покрыты органической мембраной, которая предохраняет их от растворения. Они имеют две створки, точно прилегающие друг к другу, как половинки коробки. Коробочка называется *гипотекой*, а крышка – *эпитекой*. Они соединены тонкой боковой стенкой, называемой *поясом*. В осадках створки почти всегда разделены.

Рост диатомовых может быть очень быстрым: популяция способна удваиваться примерно за одни сутки. Воспроизводство осуществляется путем простого деления клетки и путем формирования аксопор. В результате деления каждая дочерняя клетка сохраняет одну створку, а затем вырастает в пару к ней вторая створка. Таким образом, одна дочерняя клетка будет такого размера, как родительская, а другая меньше. Это приводит к постоянному уменьшению среднего размера последующих поколений. Уменьшение размера, естественно, неблагоприятно для вида, поэтому диатомовые имеют дополнительную стадию жизненного цикла, обеспечивающую возвращение последующих генераций к первоначальному полному размеру,–это стадия образования *аксоспор* в результате полового размножения, аутогамии или чисто вегетативного процесса. Диатомеи в стадии аксоспор примерно в три раза крупнее материнской клетки. Вслед за образованием аксоспор вновь начинается простое деление клетки. По мере уменьшения размеров последующих поколений могут еще происходить изменения в очертаниях и орнаментации клеток, что важно для таксономиче-

ской дифференциации. Жизненный цикл диатомовых иногда включает также стадию покоящейся споры. Споры представляют собой специализированные клетки, единичные, парные или цепочки из четырех, образующиеся при неблагоприятных для роста условиях. Пелагические формы обычно не имеют этой стадии в жизненном цикле.

Морфология и таксономия. Панцири многих диатомей равномерно перфорированы и ареолированы и делятся на радиальные (у центрических диатомей) и штриховатые (у пеннатных диатомей) формы. Более того, у пеннатных диатомей есть щель. Если она параллельна продольной оси, то называется швом, а на гладкой поверхности – ложным швом. Большинство пеннатных бентосных форм имеет швы, что облегчает их передвижение по дну.

Структура аксоспор отличается от обычных панцирей. Покоящиеся споры также отличаются. Они сильно окремнелые и грубые, с двумя створками, обычно без пояска. Поскольку прочные створки этих спор толще, они имеют больше шансов сохраняться в осадках.

Таксономия диатомей во многих отношениях базируется на морфологии панциря. Недавние достижения в электронной микроскопии привели к обнаружению специализированных структур, что требует значительного пересмотра классификации группы. Большее внимание необходимо уделить филогенетическим и эволюционным аспектам, а также характеристикам жизненного цикла. Обычно используемые характеристики твердой части включают очертания поверхности створки (округлость, угловатость), структуру ареолированности, деление створки на различные секции, природу отростков, шипы, формирование колоний и многие другие.

Значение диатомей в морской геологии. В течение последних 10 лет значение диатомей для кайнозойской биостратиграфии постоянно возрастало, и недавние работы показали, что они являются бесценным биостратиграфическим инструментом[1]. Диатомеи ценны многими признаками. Например, диатомеи широко используются для биостратиграфического расчленения разрезов морских отложений от экваториальной до полярных областей [149]. Получающиеся в результате биостратиграфические зональные шкалы важны для изучения разрезов глубоководных осадков, не содержащих известковых микрофоссилий, а в высоких широтах маркируемых бедными комплексами известковых микрофоссилий. Кроме того, поскольку пресноводные и морские диатомеи сильно различаются, по ним можно быстро различить осадки этих обстановок. Палеоэкологические исследования четвертичных комплексов диатомей показали, что, как и по другим группам микрофоссилий, по ним можно легко различать смену холодного и теплого режимов в поверхностных водах.

Общепринято, что большинство содержащих диатомеи осадков непосредственно связано с продуктивностью находящихся над ними вод, поэтому диатомовые осадки особенно характерны для зон апвеллингов и высокопродуктивных прибрежных районов. Если продуктивность диатомей в таких районах понижена или они вообще отсутствуют, залегающие на дне осадки обедняются диатомеями или содержат лишь немногие устойчивые к растворению формы. В восточной части экваториальной области Тихого океана диатомовые осадки широко распространены в пределах до

[1] Огромный объем исследований и работы по становлению диатомового анализа в СССР был выполнен А. П. Жузе, которая по праву считается основателем этого метода биостратиграфии.– *Прим. ред.*

10–15° широты по обе стороны от экватора, где они образуются в результате экваториального апвеллинга. В областях субтропических круговоротов, где нет апвеллингов, диатомовые осадки фактически отсутствуют. Следовательно, закономерности количественного распространения диатомей отражают распределение поверхностной продуктивности. Кроме этой известной ранее закономерности было установлено, что высокопродуктивные районы также маркируются специфическими комплексами диатомей. Например, Перуанское течение и апвеллинг у юго-восточного побережья Аравийского полуострова характеризуются присущими им своеобразными комплексами. Многие важные элементы этих комплексов могут быть прослежены вплоть до среднего миоцена, и распространение комплексов указывает на начало сильного апвеллинга в кайнозое. Кроме того, что диатомеи явно реагируют на изменения температуры, у них проявляется сильный биогеографический провинциализм. Лишь единичные виды биполярны, поэтому в северной части Тихого океана, экваториальной области и Южном океане распространены специфические комплексы. Эти различия существуют с нижнего миоцена, когда в основном сформировалась современная флора. Исследования диатомей, таким образом, обеспечивают важную информацию о развитии водных масс в кайнозое и об эволюции различных флористических провинций.

Потенциальную ценность имеет и использование диатомей для изучения распространения морских льдов во времени. Многие высокоширотные виды диатомей живут присоединившись к нижней стороне льдин или связаны с другими живыми формами, весьма многочисленными в разводьях вокруг края льдин. В Арктике на нижней стороне морских льдов обычно находят по крайней мере 24 вида диатомей [1063]. Л. Беркл (устное сообщение) обнаружил, что в Антарктике несколько видов, хотя они не являются исключительно прикрепленными ко льду формами, наиболее многочисленны в паковых льдах или около них. Первое появление таких форм может указывать на время образования морских льдов, а изменения в распределении отражают флуктуации распространения морских льдов.

Благодаря своим малым размерам, малому весу и гидродинамическим свойствам диатомеи легко переносятся океанскими придонными течениями. Они используются как трассеры потоков придонных вод из высоких широт в низкие. Беркл и Хейс [152] обнаружили, что антарктический вид диатомей *Eucampia balaustium* недавно был занесен на север, в Аргентинскую котловину, антарктическими придонными водами. Такой перенос настолько интенсивен, что антарктические и субантарктические диатомеи отмечены в Атлантике вплоть до 10° ю. ш. [153]. Некоторые пресноводные диатомеи легко заносятся ветром в океан, где они попадают в морские осадки. Нахождение таких осадков дает возможность восстановить историю вынесенных ветром озерных отложений аридных областей, таких, как Сахара, и проследить процесс аридизации континентов.

Экологические аспекты. Распространение морских диатомей в значительной мере определяется теми же причинами, которые влияют на их численность. Трудно выявить наиболее важные параметры, контролирующие распространение и биомассу. Очевидно, на глубинное и широтное распространение диатомей влияют вариации освещенности. Например, известно, что *Planktoniella sol* живет на значительных глубинах в фотической зоне, а многие арктические виды диатомей, по-видимому, менее требовательны к свету и поэтому обладают способностью к активному росту на нижней стороне морского льда.

Другими важными факторами, контролирующими широтные изменения в составе флористических комплексов, являются температура и соленость. Тепловодные формы спорадически встречаются в более холодных водах, и, по-видимому, некоторый их рост возможен при температуре значительно ниже оптимальной, в то время как небольшое повышение температуры сверх оптимальной часто препятствует росту [426, 806]. Наличие важных питательных веществ влияет на распространение, особенно на продуктивность диатомовых комплексов. В определенных, богатых биогенными веществами районах (таких, как зоны апвеллинга) отмечаются огромные скопления диатомей, вызывающие даже изменение цвета океанских вод. Самыми важными для продуктивности биогенными веществами являются фосфор, азот и кремний. В зонах, богатых всеми тремя элементами, обнаружены огромные популяции диатомей [426, 926].

Низкие концентрации кремния могут избирательно влиять на видовой состав диатомовых комплексов. Лабораторные исследования показали, что изменения концентрации кремния по-разному сказываются на развитии видов [597, 807]. В целом, однако, оказывается, что содержание кремния в океанских водах не может лимитировать рост видов, поскольку организмы способны даже недостаточные концентрации кремния в воде переводить в биогенный кремнезем панцирей [659].

Чтобы выжить, обитающим в Антарктике видам диатомей необходимо приспособиться к очень низким температурам, слабой освещенности в течение части года и высокой и весьма постоянной солености [977]. Диатомеи успешно приспособились к таким условиям, и их флора здесь довольно разнообразна. Напротив, известковый нанопланктон не имеет современных представителей в этих водах, а из динофлагеллат присутствуют лишь единичные виды.

В полярных областях продуктивность лимитируется недостаточной освещенностью зимой, в то время как в более стабильных районах (таких, как центральная часть Тихого океана) продуктивность контролируется поступлением питательных веществ летом [1090]. Известно также, что ассоциации диатомей меняются по сезонам, а это до некоторой степени определяется характером водных масс. Группы диатомей, обитающие в более стабильных условиях, по-видимому, образуют довольно постоянные ассоциации, которые распадаются на более мелкие группировки в периоды быстрого роста. Такой распад ассоциаций является реакцией на локальные различия в условиях среды. В Субантарктике большая зимняя группировка видов диатомей летом делится на три отдельные группы (рис. 16-21) [1090]. В районах с более нестабильными условиями среды группы диатомей проявляют сильные сезонные осцилляции, каждая из групп развивается вновь из клеток, занесенных из соседних районов [1090].

Распространение. Предложены различные схемы биогеографического районирования диатомовых комплексов. Например, Канайя и Койдзуми [540] выявили 7 комплексов диатомей в северной части Тихого океана, связанных с различными водными массами, а Жузе и др. [538] выделили во всем Тихом океане 7 биогеографических провинций от Арктики до Антарктики. Несколько видов имеет биполярное распространение, это привело некоторых исследователей к предположению, что оно является результатом переноса покоящихся спор придонными водами из высокоширотных областей.

Многие виды диатомей имеют очень обширное географическое распространение, что указывает на широкие пределы их толерантности [1090]. Не-

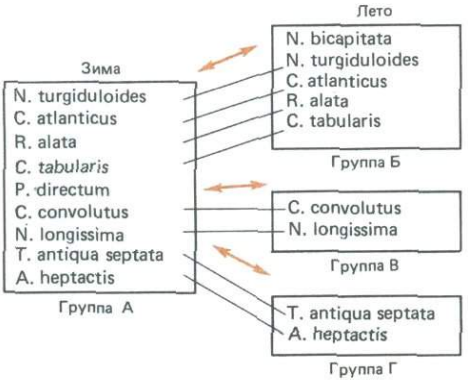


Рис. 16-21. Сезонные флуктуации комплексов видов диатомей в субарктической части Тихого океана [1090].

которые из мельчайших планктонных диатомей, по-видимому, являются космополитами [426]. Ниже приведены группы видов диатомей, маркирующих определенные водные массы [538].

Антарктические – комплекс включает формы, распространенные на континентальном шельфе и склоне, а также в открытом океане: *Fragilariopsis curta, Eucampia balaustium, Coscinodiscus oculoides.*

Субантарктические – *Fragilariopsis antarctica, Coscinodiscus lentiginosus.* Это грубые, хорошо сохраняющиеся формы.

Субтропические – *Thalassionema nitzschiodes, Thalassionema decipiens, Coscinodiscus radiatus, Roperia tesselata.*

Тропические – *Coscinodiscus nodulifer, Nitzschia marina.*

Экваториальные – *Asteromphalus imbricatus, Coscinodiscus africanus.*

Морфотипические вариации. Как и у других групп микрофоссилий, морфология диатомей меняется при изменениях условий среды. Например, *тепловодные диатомеи в целом крупнее и имеют более сферическую форму*, у них тонкие стенки, а холодноводные диатомеи, как правило, мельче, с утолщенными панцирями и большими наростами. Эта общая тенденция, по-видимому, характерна для всех групп планктонных микрофоссилий. Внутривидовые вариации определяются параметрами среды. Например, быстро делящиеся клетки обычно имеют более тонкие панцири.

Растворение. Комплексы диатомей в глубоководных осадках сильно изменены в результате растворения, которое у них происходит на меньших глубинах, чем у радиолярий и силикофлагеллат. Изучение водной взвеси показало, что панцири быстро разрушаются в верхних 100 м водного столба, затем скорость растворения сильно уменьшается с глубиной. В результате растворения видовое разнообразие убывает с глубиной и возрастает значение толстостенных форм. Есть несколько факторов, контролирующих различную скорость растворения видов. К ним относятся изменения площади поверхности панцирей (сильно связанные с микропористостью створок), относительная толщина стенки панциря и содержание воды в составе опала панцирей [502].

Силикофлагеллаты

Силикофлагеллаты – одноклеточные жгутиковые представители морского планктона с внутренним опаловым скелетом. Они имеют цилиндрическую форму и размер от 10 до 100 мкм. Ценность силикофлагеллат для палеоэкологии и биостратиграфии определяется их широким распростране-

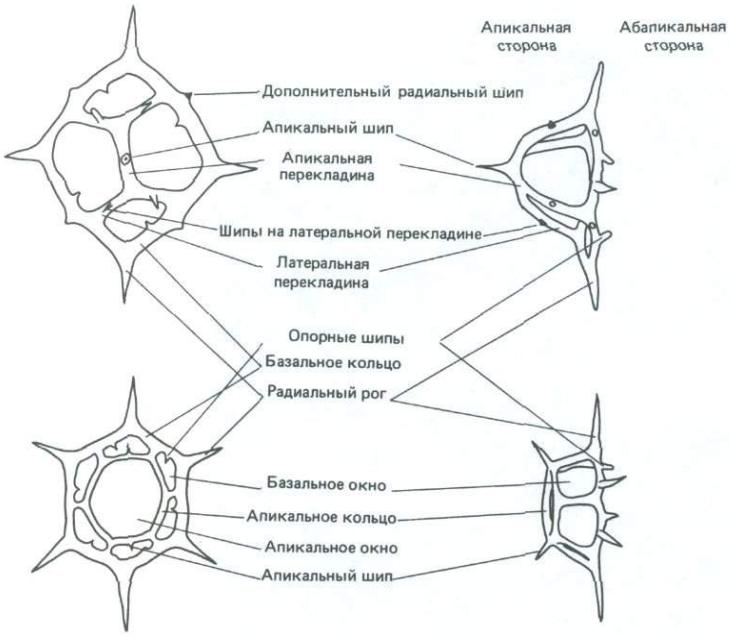


Рис. 16-22. Морфология скелетов силикофлагеллат и названия их элементов. Верхняя форма – *Dictyocha*, нижняя – *Distephanus* (H. S. Poelchau, Micropaleontology, vol. 22, p. 164, 1976).

нием в океанских осадках. Силикофлагеллаты относят как к простейшим животным, так и к растениям (водорослям), поскольку окружающая внутренний скелет цитоплазма содержит желтые дисковидные хроматофоры. Они имеют один жгутик. Поскольку это водоросли, их распространение ограничено фотической зоной. Культивирование в лабораторных условиях показало, что воспроизводство происходит в течение двух дней [1083].

Скелет может представлять собой простое кольцо, эллипс или треугольник, но часто он имеет более сложное строение и состоит из двух колец или многоугольников, соединенных несколькими перекладинами (рис. 16-22). Такие вариации скелета прослеживаются в неритических осадках, но в открытом океане, где условия менее изменчивы, популяции довольно однородны в пределах больших акваторий [845]. Морфология скелетов силикофлагеллат способствует поддержанию плавучести как за счет того, что максимальный диаметр перпендикулярен направлению погружения, так и благодаря формированию сети полых цилиндрических перекладин [655].

Таксономия силикофлагеллат полностью основана на характере скелета, хотя скелеты современных силикофлагеллат в культуре очень сильно варьируют в пределах одной популяции [1083]. Вследствие разногласий по поводу важности характеристик, используемых при выделении таксонов, систематика групп не разработана.

Распространение и палеоэкология. Известно 58 ныне живущих видов силикофлагеллат [1031], но в современных осадках очень важны только два рода: *Dictyocha* и *Distephanus* (рис. 16-23). Хотя силикофлагеллаты встречаются в осадках всех частей океана, они редко бывают обильны и не являются главным компонентом морских осадков, за исключением кремнистых илов позднемиоценового – раннеплиоценового возраста на Фол-

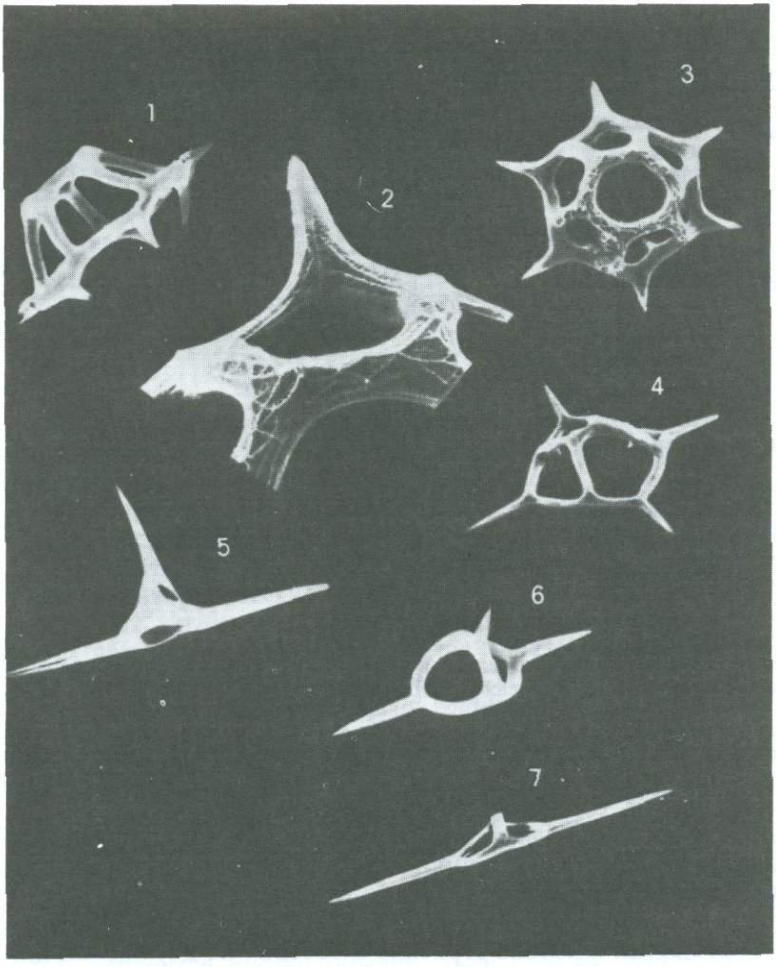


Рис. 16-23. Некоторые представители силикофлагеллат (увеличение × 1500). Современные формы: *1 – Distephanusm*, апикальное окно; *2 – Distephanus*, апикальная перекладина; *3 – Distephanus*, радиальный шип; поверхностная структура включает мельчайшие перегородки и выемки; *4 – Dictyocha*, общий вид. Позднеэоценовые формы: *5–6 – Naviculopsis* с шипом на апикальной перекладине; *7 – Naviculopsis* без шипа на апикальной перекладине. (Любезно предоставлено Т. Мандра, Университет Сан-Франциско.)

клендском плато [991]. Гемейнхардт [369] установил наличие биогеографического провинциализма у силикофлагеллат, показав тем самым их потенциальную значимость для палеоэкологии. В Южной Атлантике *Dictyocha* найдена в низких и средних широтах, а *Distephanus* – в более высоких. Проведенные количественные исследования современных силикофлагеллат [845] выявили связь большинства видов с температурой поверхностных вод. В северной части Тихого океана *Distephanus octangulatus* и *D. speculum* встречаются преимущественно в холодноводных районах, а *Dictyocha messanensis* более типична для теплых вод.

Известны работы по изучению кайнозойской палеосреды с использова-

нием изменений в соотношении тепловодных *Dictyocha* и холодноводных *Distephanus* [185, 525, 687].

Силикофлагеллаты появились несколько позднее диатомовых, по-видимому в среднем мелу. Большее разнообразие группы наблюдается в третичном периоде (особенно в миоцене), чем в меловом и четвертичном [656, 1031].

Значение силикофлагеллат в морской геологии. Постоянное присутствие силикофлагеллат в кремнистых осадках обусловливает некоторую их значимость как для стратиграфии, так и для палеоэкологии. Стратиграфическое разрешение зон силикофлагеллат умеренное. Зоны охватывают от 1 до 9 млн. лет, в среднем 5 млн. лет [903]. В ходе дальнейших работ может быть достигнуто большее стратиграфическое разрешение, но для этого необходимо параллельное изучение факторов палеосреды и условий сохранности. Выявление различий в условиях палеосреды, с которыми связаны разные роды и виды, обеспечит дополнительные палеоклиматические критерии. Это будет иметь особенно большое значение для районов, где отсутствуют известковые микрофоссилии.

ЧАСТЬ IV

История океана

17. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИИ

Гипотезы, которые мы предлагаем, должны объяснять явления, которые мы наблюдали. Но, кроме того, от гипотез требуется еще и другое: они должны предсказывать явления, которые еще не наблюдались.

Вильям Вевелл

Сущность палеоокеанологии

Определение понятия «палеоокеанология». Глобальная тектоника дает фундаментальную основу понимания эволюции земной литосферы, ее морфологического и физического характера, ее движения во времени. Она обеспечивает также каркас наших представлений об эволюции обстановок на Земле, о ее физической географии (например, Аппалачей [252]), океанах [460], океанологических и климатических условиях [578, 1070, 1075]. Изменения границ твердой земной коры – основная причина крупнейших изменений климата. Например, с существованием циркумглобального тропического океана был связан относительно теплый глобальный климат. Существует представление, что резкие похолодания и материковые оледенения в полярных областях были результатом перекрытия тропических океанов материками и раскрытием проливов в высоких широтах [432, 578, 1075]. Изоляция океанских бассейнов в высоких широтах приводила к развитию материковых оледенений [432, 578]. Изучение развития океанских систем называется палеоокеанологией[1].

Палеоокеанология включает исследования развития поверхностной и придонной циркуляции биогеографии планктона и бентоса, скорости эволюции органического мира, биологической продуктивности и ее роли в осадконакоплении, истории карбонато- и кремненакопления, а также растворения. Эти дисциплины невозможно отделить друг от друга.

Палеоокеанология и тесно связанная с ней глобальная палеоклиматология оказали сильное влияние на развитие морской биогеографии. Биогеография изучает географическое распространение живых организмов на земном шаре. Задача исследований – попытаться выявить пространственные взаимоотношения между организмами, объяснить их и понять, как в процессе эволюции формируется их современное распространение. Знание истории развития океанов и глобальных климатов особенно важно для нашего понимания современной океанской среды. Знание того, каким образом океаны и климат реагировали на изменения граничных условий, дает представление не только о природных экстремальных условиях земного климата, но и о поведении системы атмосфера – океан – лед.

Летопись в глубоководных осадках. Согласно первым концепциям глубоководного седиментогенеза, в океане в спокойных неменяющихся условиях на огромном пространстве происходит непрерывное осадконакопление. Эти представления были основаны на неправильной предпосылке о статичности Земли. Сейчас известно, что в истории Земли много раз про-

---

[1] В нашей стране принято другое определение: палеоокеанология – это наука о физике, химии, геологии и биологии древних океанов, т.е. океанология геологического прошлого.— *Прим. ред.*

исходили изменения физического состояния и химического состава океанов. Глубоководные осадки содержат довольно полную летопись истории Земли начиная со среднего мезозоя. Колонки глубоководных осадков особенно ценны тем, что полученные по ним данные могут быть использованы в глобальном масштабе, и тем, что они содержат более непрерывные разрезы, чем на суше. Физические, химические и палеонтологические характеристики разрезов отражают многие важные особенности древних океанов, атмосферы и криосферы (мира ледников). Каждая колонка содержит разнообразные сведения, позволяющие восстанавливать многие аспекты изменчивости океанов и климата. Например, мириады планктонных видов, каждый из которых приспособлен к своеобразным океанским условиям, являются основными компонентами глубоководных осадков. Изменения глобального объема льда отражены в изотопном составе кислорода раковин фораминифер. Характер осадков отражает множество разнообразных условий среды, таких, как обстановки айсбергового разноса осадков и континентальной эрозии, или биологическую продуктивность. Сопряженные изменения признаков осадков (как внутри колонок, так и между ними) служат основой для выявления причин изменений океанов и климата.

Задачи палеоокеанологии. Быстрый современный прогресс в палеоокеанологии кайнозоя последовал за техническим и концептуальным скачком. Во-первых, и прежде всего, впечатляющие успехи были достигнуты в получении образцов осадков с больших глубин с помощью бурения и поршневых трубок. Вторым достижением было создание хронологических калиброванных и глобально скоррелированных биостратиграфических шкал, которые обеспечивают возможность анализа разрезов и дают стратиграфическую основу для создания палеоокеанологических карт. В-третьих, тектоника плит обеспечивает необходимую основу палеоокеанологических реконструкций. В-четвертых, сейчас имеются многочисленные палеонтологические, геохимические и минералогические методы, применимые для разнообразных реконструкций палеосреды, включая палеоклиматы. В совокупности все имеющиеся методы обеспечивают восстановление океанских условий в трех измерениях. Горизонтальное и вертикальное распределение параметров одинаково важно. Особое значение имеют определенные ключевые районы, служащие проходами (или «воротами»), которые либо допускают, либо исключают возможность циркуляции и миграций. В сумме упомянутые методы могут составить систему мониторинга, которая способна обеспечить следующие данные:

1. Распределение поверхностных водных масс.
2. Среднее положение основных течений и фронтов.
3. Региональное распределение температур поверхностной воды.
4. Изменения глобального объема и распространения морских льдов.
5. Изменения в вертикальной термической структуре.
6. Изменения придонных течений и водных масс.
7. Изменения в положении зоны пассатов и их интенсивности.
8. Палеобиогеографические изменения, обусловленные всеми перечисленными факторами.

Горизонтальные и вертикальные градиенты могут быть определены путем изучения флоры, фауны, механических и геохимических свойств осадков. Инструментами для раскрытия этих особенностей могут быть изотопный состав кислорода, состав комплексов микропланктона, морфометрические и таксономические данные по планктонным и бентосным микроорганизмам, а также состав органического вещества и содержание

микроэлементов в осадках. Из характеристик стабильных изотопов используют отношения $^{18}O/^{16}O$ и $^{13}C/^{12}C$ (гл. 3). Изменения в составе микроорганизмов указывают на градиенты в характеристиках воды и отражают перемещения основных водных масс.

Особенности осадконакопления на дне океана определяются следующими факторами:

1. Региональными различиями в растворении как аморфного кремнезема, так и карбоната кальция в разных бассейнах.
2. Апвеллингами и продуктивностью, прежде всего для аморфного кремнезема, но также и для карбоната кальция.
3. Поверхностной циркуляцией, выявляемой в основном по остаткам микроорганизмов, а также по материалу ледового разноса.
4. Глубоководной циркуляцией, устанавливаемой по бентосным микроорганизмам, отложениям контурных течений, пространственному распространению перерывов, а также по геохимической дифференциации.
5. Атмосферной циркуляцией, с которой прежде всего связано распространение континентальной эоловой взвеси (особенно кварца и иллита).

Поскольку особенности распределения осадков контролируются процессами седиментогенеза, изменения в характере распределения, очевидно, отражают изменения контролирующих процессов. В таком случае особенности распределения компонентов осадков могут быть использованы как дополнительный инструмент для расшифровки изменения океанской и атмосферной циркуляции и влияния этих изменений на глобальный климат.

Три важнейших отличия палеоокеанологии от современной физической океанографии состоят в следующем. Во-первых, оценки физических палеопараметров делаются различными косвенными методами, указанными выше, а не прямыми измерениями, как в физической океанографии. Во-вторых, природа процесса осадконакопления приводит к тому, что своими методами мы можем получить только усредненную картину палеосреды за сотни и тысячи лет. Однако разрезы можно обычно опробовать по слоям, соответствующим временным отрезкам, соизмеримым с возрастом глубинных вод, т.е. интервалам в 1000–2000 лет. В-третьих, временные интервалы расширяются от минут и десятилетий в физической океанографии до веков, тысячелетий и миллионов лет в палеоокеанологии. Такие временные интервалы позволяют изучать прошлое океанов и стадии эволюции до современного состояния.

Общая последовательность изменений в океанах позднего фанерозоя

В течение позднего фанерозоя океанская циркуляция и глобальные климаты претерпели сложную эволюцию. Это было результатом эволюции литосферы, обусловленной тектоникой плит. Последняя основательно изменила как пространственные соотношения между сушей и морем, так и сами океанские бассейны. В последнее время в нашем понимании этой палеоокеанологической эволюции достигнут существенный прогресс. Для некоторых специфических районов закончены сводные работы о палеосреде, обобщающие данные глубоководного бурения (например, [87, 88, 573, 762, 1075, 1077]), особенно для кайнозоя. Сложилось общее представление о глобальных палеоокеанологических событиях позднего фанерозоя, создавшее основу для будущих исследований и выработки единого взгляда на глобальную историю палеосреды, стратиграфию и геохимию. Это важнейшее наследие первого десятилетия глубоководного бурения.

В начале мезозоя все современные континенты были соединены в единый суперматерик Пангею, которую окружал суперокеан Панталасса, простиравшийся от полюса до полюса и охватывавший более половины окружности Земли. В течение следующих 200 млн. лет этот океан распался, дав начало Атлантическому, Арктическому, Индийскому и Южному океанам. Современный Тихий океан представляет собой небольшой реликт первоначального суперокеана. В раннем мезозое две главные части суперконтинента (Гондвана и Лавразия) были разъединены вклинившимися между ними треугольными частями Панталассы и моря Тетис. Развилась циркумтропическая циркуляция через Тетис, меридиональные морские пути появились там, где Америки откололись и отодвинулись от Африки и Европы. В поздней юре–раннем мелу (около 130 млн. лет назад) начался распад Гондваны: Индия отделилась от Западной Австралии и открылся Индийский океан. Море Тетис, постепенно сокращаясь, превратилось в наше Средиземное море. Совместное движение южных континентов на север дало возможность развиться циркумантарктической системе циркуляции. Благодаря тесным связям между океаном, атмосферой и сушей эти палеоокеанологические изменения явились главной движущей силой эволюционного развития всей палеосреды в целом; это развитие определило также эволюцию морской биоты–от простейших до китов.

Распад Пангеи привел к коренным изменениям в распределении активных и пассивных континентальных окраин. Первоначально по краям Пангеи резко преобладали активные окраины с зонами субдукции. С раннего мезозоя реорганизация глобальной системы плит привела к формированию рифтовых окраин и трансформации активных окраин в пассивные.

Глобальные климаты также претерпели существенные изменения, причем наиболее важные из них происходили на рубежах различных геологических эпох и периодов. Теплые ровные мезозойские климаты отличались отсутствием заметных меридиональных термических градиентов в сочетании с относительно однородной термической структурой океана. Вместе они создавали спокойный режим седиментации. Уровень океана был высоким, что способствовало отложению на обширных площадях мелководных карбонатных осадков. Малые океанологические градиенты и ограниченность циркуляции через узкие, постепенно расширявшиеся глубоководные проходы привели к развитию застойных условий и отложению неокисленных осадков.

Мезозойские условия сменились затем холодным океаном с температурой донных вод, близкой к точке замерзания, что привело к возникновению больших градиентов в океанологических параметрах между тропическими и полярными областями. Глобальные климатические изменения происходили неравномерно. Их отличали отдельные внезапные похолодания, особенно характерные для кайнозоя, которые были, скорее всего, вызваны перестройками конфигурации океанских бассейнов и связанными с этим изменениями циркуляции вод. Существование причинно-следственных связей между изменениями океанской циркуляции и глобальных климатов вряд ли вызывает сомнения. Одно из наиболее резких изменений произошло около границы эоцена и олигоцена (38 млн. лет назад), когда в результате появления льдов вокруг Антарктиды сформировались холодные глубинные воды океанов. Последующие похолодания произошли в среднем миоцене (14 млн. лет назад), когда в основном сформировалась ледовая шапка Антарктиды, и в позднем плиоцене (3 млн. лет назад), когда начали развиваться ледниковые щиты в Северном полушарии, возможно, в связи

с закрытием пролива в Центральной Америке и образованием Панамского перешейка. Современная система циркуляции установилась лишь недавно и претерпела многочисленные существенные изменения в связи с повторявшимися климатическими осцилляциями, т.е. с чередованием оледенений и межледниковий. Первопричиной такой ступенчатой эволюции климата являются перестройки рельефа поверхности твердой коры и конфигурации берегов, что и определяет границы жидкой оболочки Земли.

Таким образом, история развития глобальной системы поверхностной циркуляции контролируется двумя основными факторами: эволюцией океанских бассейнов, вызванной процессами движения литосферных плит и одновременно формирования рельефа дна, а также климатической и ледниковой эволюцией Земли, особенно в полярных областях. Кайнозойская палеоокеанология определяется тремя главными обстоятельствами. Во-первых, это уменьшение роли океанской циркуляции в низких широтах в результате закрытия Тетиса, формирования Индонезийского архипелага, связанного с движением Австралии на север, и появлением сухопутного моста в Центральной Америке, соединяющего два материка. Во-вторых,– развитие циркумантарктической циркуляции сначала в результате отделения Австралии от Антарктиды, а затем вследствие открытия пролива Дрейка к югу от Южной Америки. В-третьих, перестройка придонной циркуляции Мирового океана. Все эти три обстоятельства вместе контролировали общий характер глубоководного осадконакопления в течение кайнозоя, в том числе особенности, связанные с зонами высокой биологической продуктивности, глубоководной эрозией и формированием широко распространенных несогласий в результате эродирующей деятельности придонных вод, а также с химическими изменениями, вызывающими растворение карбоната кальция и опала.

Исходные требования к данным. Прежде чем делать палеоокеанологические реконструкции, используя материалы конкретных скважин, необходимо установить, какие в первую очередь данные требуется иметь. Для палеоокеанологических реконструкций необходимы следующие основные параметры для каждой точки: путь ее миграции во времени, что получается путем обратной *прокладки*, и история ее погружения; необходимо иметь также стандартизованное литологическое описание, скоррелированное стратиграфическое расчленение и хронологическую привязку разреза. Кроме того, должны быть известны скорость накопления осадков в целом и отдельно для биогенных компонентов. Для количественных расчетов палеоокеанологических параметров надо хорошо знать таксономию большинства преобладающих форм микрофоссилий, используемых для палеоокеанологических реконструкций.

Палеореконструкции. Форма океанских бассейнов, их границы, положение континентов, абсолютное и относительное положение отдельных исследуемых точек опробования определяются движением плит. Пути движения отдельных точек особенно важны для биогеографических реконструкций, если они пересекают широтные границы. Для интерпретации изотопных, фаунистических, флористических и литологических данных важно также рассмотрение изменений глубин в результате спрединга океанского дна. Необходимо еще рассматривать трассы миграции каждой точки по отношению к оси вращения Земли, а также изменения во времени конфигурации и положения океанских бассейнов и рельефа их дна.

Была найдена простая зависимость между глубиной и возрастом океанской коры [931] (см. гл. 5). Показано, что эта зависимость объясняется ох-

лаждением океанской коры при ее удалении от центра спрединга [934]. Таким образом, чтобы составить палеобатиметрические карты океана, необходимо знать историю спрединга океанского дна и связь между глубиной и возрастом. Первая серия палеобатиметрических карт была составлена Склейтером и Мак-Кензи [937] для Южной Атлантики. После этого была предпринята попытка составить карту Индийского океана [930] и более детальную карту для всего Атлантического океана [936].

В настоящее время палеобатиметрия стала хорошо разработанным и полезным методом изучения океанов. Палеобатиметрические карты могут обеспечивать грубое, не учитывающее осадки картирование палеоглубин поверхности океанской коры моложе 50 млн. лет с точностью ± 400 м более чем на 80% площади дна океанов. Предполагая, что модели для асейсмичных хребтов и других аномально мелководных районов корректны, можно закартировать с точностью ± 400 м более 90% площади дна[1].

Таксономия микрофоссилий. Интенсивное развитие количественных методов биогеографических и палеоокеанологических реконструкций по пелагическим микрофоссилиям требует хорошо разработанной таксономии. Первой фазой изучения глобальных палеообстановок, которая должна развиваться и в дальнейшем, было открытие, описание и классификация ископаемых остатков организмов и изучение их эволюционной последовательности. Это предшествовало следующему шагу – определению условий их развития и местообитания с целью использовать в палеоэкологии. Особенности четырех основных групп ископаемых (фораминифер, известкового нанопланктона, радиолярий и диатомей), важные с точки зрения палеоокеанологии и биостратиграфии, рассмотрены в гл. 16. Эти четыре основные группы достаточно отличаются по своей палеобиологии и условиям сохранности, чтобы обеспечить получение разнообразной полезной информации. Более того, обильные комплексы карбонатных и кремнистых форм обычно не встречаются вместе из-за различий в условиях сохранности, поэтому обширные палеоокеанологические реконструкции для больших акваторий океанов требуют использования всех четырех групп. Таксономия и филогенетические взаимоотношения планктонных фораминифер и известкового нанопланктона достаточно хорошо изучены, чтобы делать количественные оценки по большей части фауны и флоры. Таксономия радиолярий разработана хуже, но развивается быстро, и большинство массовых кайнозойских элементов получают таксономическую оценку. Таксономия диатомей еще нуждается в углублении исследований. Палеоокеанологический анализ для каждой из групп интенсивно развивается при использовании количественных изменений в комплексах с большей части акватории океанских бассейнов.

Стратиграфические корреляции. Для того чтобы реконструировать биогеографию и палеоокеанологию некоторых моментов прошлого и понять глобальную палеоокеанологическую историю, необходимо уметь точно коррелировать между собой данные, полученные по разным скважинам. При пространственных реконструкциях корреляция должна быть достаточно тщательной, чтобы изменчивость комплексов в пределах рассматриваемого интервала каждой скважины была меньше, чем различия между

[1] В Институте океанологии АН СССР составлена серия палеобатиметрических карт Мирового океана и отдельных частей океанов для последних 150 млн. лет. Эти карты учитывают также осадочный покров.– *Прим. ред.*

скважинами. Раньше почти все корреляции третичных разрезов проводились по планктонным микрофоссилиям. Другие методы – изотопная и магнитная стратиграфия – описаны в гл. 3. Они особенно важны для корреляции четвертичных толщ. Действительно, разрешающая способность корреляции четвертичных осадков по изотопно-кислородным данным столь высока, что она вряд ли может быть улучшена.

В результате усилий многих ученых, участвующих в глубоководном бурении, кайнозойская и меловая биостратиграфия по планктонным фораминиферам, радиоляриям, известковому нанопланктону и диатомеям значительно усовершенствована в последние годы. Биостратиграфические схемы, основанные на изучении планктонных фораминифер, применялись довольно давно, но они были существенно улучшены именно в результате изучения глубоководных разрезов. Эти схемы основаны на первом появлении и вымирании отдельных видов. Корреляции и калибровка кайнозойских зональных шкал быстро продвинулись за последнее десятилетие; основные результаты приведены в работах Берггрена [84, 85], Берггрена и ван Кауверинга [90], Шриниваза и Кеннетта [990]. Кайнозойские зональные схемы для низких широт по известковым и кремнистым микрофоссилиям в настоящее время стандартизованы и вместе с многочисленными датировочными уровнями, как указывает Берггрен, обеспечивают разрешающую способность биостратиграфического расчленения с интервалом от 1 до 0,5 млн. лет. До недавнего времени подобная детальность биостратиграфического расчленения была недостижима для неогеновых толщ умеренных и высоких широт из-за малого разнообразия известкового планктона, отсутствия знаний о высокоширотном кремнистом планктоне и трудностей в применении зональных схем, разработанных для низких широт, в более холодноводных районах. Эта ситуация заметно изменилась после разработки диатомовых шкал для всех широт [149].

Поскольку между комплексами микрофоссилий высоких и низких широт существуют большие различия и их стратиграфическое распространение может сильно варьировать даже в соседних водных массах, возникает много проблем в биостратиграфических корреляциях третичных палеоокеанов. Четвертичные корреляции значительно облегчаются благодаря возможности применения изотопно-кислородной палеомагнитной стратиграфии[1].

Палеомагнитная стратиграфия – фундаментальный метод корреляции и датирования плиоцен-четвертичных глубоководных осадков, поднятых поршневыми трубками. Его ценность сильно снижалась при бурении из-за механических нарушений осадков. В последнее время использование гидравлических пробоотборников при бурении позволяет получить ненарушенные колонки осадков. Это обеспечивает высокое качество палеомагнитных измерений в кернах бурения. Это крупный шаг вперед в области детальной корреляции и датирования нелитифицированных осадков в кернах.

Абсолютный возраст. Количественная палеоокеанология требует установления хронологических и стратиграфических рамок для определения скоростей изменений. Связь абсолютной геохронологии со стандартными биостратиграфическими схемами по планктону обсуждается в гл. 3 (см. также [85, 90]). Для того чтобы уловить наиболее значительные палеоокеанологи-

[1] А также методов радиохронологии, из которых наиболее распространен радиоуглеродный метод по ^{14}C. – *Прим. ред.*

ческие изменения в позднем фанерозое, требуется метод с разрешением не более 1–2 млн. лет. Такое разрешение может быть получено в большинстве районов океана, кроме тех, где нет достаточного количества колонок или где комплексы микрофоссилий имеют плохую сохранность. Имеющиеся данные по кайнозойской хронологии уже широко используются для расчетов скоростей осадконакопления и в отдельных скважинах, и на больших площадях. Эта хронология, по-видимому, является удовлетворительной основой для изучения изменений скоростей осадконакопления в пределах океанов. Однако точность хронологических привязок зависит от количества и качества радиологических датировок, использованных для их установления, поэтому они могут периодически уточняться при появлении новых данных. Взаимная калибровка биостратиграфических и хронологических данных значительно хуже для мела, что сильно затрудняет определение скоростей палеоокеанологических изменений.

Основные принципы палеоокеанологического картирования

Временные серии и временные срезы. При изучении изменений глобальной системы атмосфера–океан–лед применяют два основных подхода: рассматриваются изменения системы во времени в отдельных точках (*временные серии*) или изучается общая пространственная океанографическая картина, но в определенный выбранный момент времени в прошлом (*временные срезы*). Эти разные принципы дополняют друг друга. Без изучения временных срезов трудно понять, как один район был связан с другим и как эта связь менялась со временем. Без изучения временных серий для отдельных районов трудно восстановить характер изменений в океане от одной стадии его эволюции к другой. Для всего мела и кайнозоя сделано большое количество анализов временных серий, этому благоприятствует то, что такие анализы для разных районов могут проводиться независимо. Изучение временных срезов требует значительно больших усилий, так как корреляция между разрезами должна быть очень точной, чтобы обеспечить одновозрастность интервалов, исследуемых в различных районах. Такой уровень стратиграфической корреляции обычно достигается использованием целого ряда биостратиграфических и изотопных критериев. После установления изохронного стратиграфического уровня относительно легко закартировать биогеографические, геохимические, седиментологические и палеотемпературные показатели в глобальном масштабе. Лучше всего изучен временной уровень максимума последнего материкового оледенения Северного полушария. Этот уровень, изученный группой КЛИМАП (Изучение, картирование и прогноз долгосрочных изменений климата) [198], отражает характер поверхностной океанской циркуляции 18 тыс. лет. назад.

Особенности и градиенты поверхностных водных масс. Океан – многокомпонентная система, в которой происходит адвективное и конвективное перемешивание. Основную роль в энергетическом обмене в пределах этой системы играют поверхностные водные массы. Кроме того, поверхностные воды являются тонким граничным слоем, в котором осуществляется взаимодействие атмосферы и всего огромного океана, находящегося под этим слоем. Поскольку поверхностная циркуляция очень важна для переноса энергии от низких широт к высоким, необходимо установить меридиональные и широтные градиенты в поверхностных водах. Изменения запаса тепла в океане и его перенос определяют колебания климата Земли в це-

лом. Связанные с этими процессами океанографические изменения проявляются в биогеографических закономерностях. Такие изменения поверхностных условий, как сдвиги границ водных масс, колебания температур и скоростей апвеллингов, регистрируются сменой комплексов микрофоссилий в глубоководных осадках. Влияние конкретной водной массы устанавливается путем изучения отдельных комплексов и видов микрофауны и микрофлоры. Вторым важным инструментом восстановления градиентов параметров поверхностных вод является изотопно-кислородный анализ микрофоссилий. Например, состав изотопов кислорода в раковинах планктонных фораминифер частично отражает температуру поверхностных вод океана.

Градиенты поверхностных вод определяются путем изучения глубоководных осадков по разрезам, пересекающим океан или его граничные зоны. Эти зоны включают восточные и западные пограничные течения, в которых отмечаются резкие гидрологические и фаунистические контрасты (например, Перуанское течение с прилегающей частью субтропического круговорота). Такие течения разрывают зональные потоки и очень важны для переноса тепла к полюсам и для взаимодействия поверхностных и придонных вод. Они же определяют биологическую продуктивность. Особый интерес при изучении пограничных течений представляют изменения их ширины, величина градиентов и характер затухания в океане. Исследование изменений поверхностных градиентов, связанных с пограничными течениями, дает представление об интенсивности и распространении палеоапвеллингов. Резкие градиенты, которые встречаются в открытом океане, маркируют районы дивергенций и конвергенций, разделяющих водные массы. Эти границы обусловливают частичную изоляцию водных масс и в зависимости от резкости их появления указывают на интенсивность перемешивания и зонального переноса. Сдвиги в положении этих граничных зон свидетельствуют об изменениях в распределении водных масс в прошлом, которые могли быть связаны с климатическими осцилляциями или с изменениями границ океанов вследствие тектонических движений.

В некоторых районах различия медиональных (север–юг) градиентов поверхностных вод бывают очень велики. Например, в Северо-Восточной Атлантике отмечаются особенно большие изменения поверхностных градиентов, показывающие смещение изолиний между ледниковыми и межледниковыми эпохами на 10–20° широты [715, 718]. На рис. 17-1 показаны изолинии летних температур поверхностных вод для этого района сейчас и во время последнего оледенения, 18 тыс. лет назад. В Северо-Восточной Атлантике полярные воды отступали к северу, до 65° с. ш., т. е. до Исландии, в межледниковья и распространялись к югу до 45° с. ш. во время максимума оледенения. В то же время вдоль 45° с. ш. развивалась широтно ориентированная фронтальная система с экстремальными градиентами, близкими к градиентам Южного океана. Субполярные и умеренные воды были сжаты в узкую полосу между субтропическим антициклоническим и циклоническим полярным круговоротами. Такое распределение водных масс сильно сокращало передачу тепла на север в поверхностном слое [598]. Гораздо меньшие различия между градиентами поверхностных вод в ледниковые и межледниковые эпохи отмечаются в пределах субтропических круговоротов, что указывает на их большую стабильность.

Связь комплексов микрофауны и микрофлоры с поверхностными водами. Ценность морских планктонных микрофоссилий для палеоклиматического–палеоокеанологического анализа была показана еще ранними работами

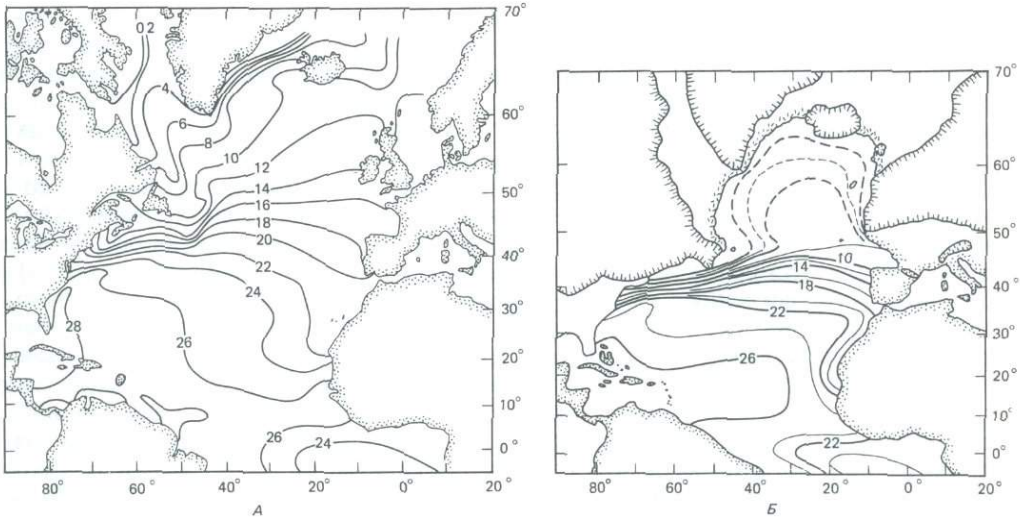


Рис. 17-1. Распределение августовских температур поверхностной воды в Северной Атлантике в настоящее время (*А*) и 18 тыс. лет назад (*Б*) [718]. (Публикуется с разрешения Геологического общества США.)

Меррея [773], который установил, что распределение этих имеющих раковину микроорганизмов на дне отражает их прижизненное расселение в воде и положение поверхностных изотерм (см. гл. 16). 30 лет спустя Шотт [924] опубликовал новаторскую работу, в которой убедительно продемонстрировал, что частота встречаемости чувствительных к изменениям температуры видов планктонных фораминифер является хорошим инструментом реконструкции климатических событий четвертичного периода. В следующие два десятилетия исследования в этом направлении расширялись и прогрессировали от качественного субъективного выделения «теплых» и «холодных» планктонных комплексов в колонках, полученных ударными трубками [18, 832], до полуколичественных анализов отдельных видов в более длинных колонках, взятых поршневыми трубками [312, 313].

Эти первые количественные анализы дали важные конкретные доказательства ценности микропалеонтологических данных для палеоокеанологической интерпретации четвертичных разрезов. Но лишь более сложные методы изучения, включая манипуляции с относительными содержаниями на базе количественного анализа комплекса в целом [653], показали, что четвертичные палеотемпературы, сопоставимые с полученными изотопно-кислородным методом, можно рассчитывать непосредственно по микропалеонтологическим данным. Достигнутые параллельно успехи в количественном изучении биогеографического распространения живых планктонных фораминифер, известкового нанопланктона, диатомей и радиолярий, которое связано с характеристиками водных масс, и в более точном датировании четвертичных отложений за счет применения палеомагнитной стратиграфии и увеличения количества длинных поршневых трубок послужили стимулом и основой для детального изучения палеоокеанологических осцилляций четвертичного времени [440, 880]. Кульминацией в исследованиях можно считать установление путем применения переходных функций количественных связей четвертичных планктонных комплексов с распреде-

лением изотерм. Этот метод использует факторный и регрессионный анализы количественных микропалеонтологических данных и прямое сопоставление прижизненного распространения планктонных фораминифер с температурой воды [506, 446]. Результатом этого был большой прогресс в нашем понимании четвертичных палеоокеанологических изменений и их связи с ледниковыми циклами. Планктонные фораминиферы продолжают оставаться основным инструментом таких исследований, поскольку их современное распространение хорошо изучено, а разнообразие во всех районах Мирового океана в четвертичное время было низким (не более 30 видов в низких широтах и моновидовые комплексы в высоких широтах). Сходные количественные методы и статистические манипуляции с другими группами организмов, включая известковый нанопланктон [718] и радиолярии [894], дали важные результаты для изучения четвертичных разрезов.

Большинство палеоокеанологических реконструкций в значительной мере зависит от того, насколько хорошо ископаемый планктон сопоставляется с границами водных масс. Изучение экологии и биогеографии живых планктонных фораминифер в последние несколько лет четко выявило закономерности распределения этой группы в Мировом океане [54, 125]. Распространение видов, как и комплексов, тесно связано с отдельными водными массами. Для некоторых видов, таких, как *Globorotalia inflata*, оптимальные условия обитания существуют в пределах фронтальных систем. Это дает возможность изучать границы водных масс. Количественное и качественное изучение закономерностей распространения планктонных фораминифер показало, что их комплексы служат хорошими индикаторами тропической, субтропической, умеренной (переходной), субполярной и полярной водных масс. Именно это дало возможность разработать переходные функции для восстановления четвертичных палеоклиматов [506]. Данные по современному распространению других планктонных групп, имеющих раковину, показывают сходные взаимосвязи комплексов с водными массами. Перечень данных по четвертичной биогеографии обеспечивает фактическую основу для установления палеоокеанологических закономерностей и даже для составления карт абсолютных температур [198].

Задача значительно усложняется, когда мы имеем дело с более древней фауной, большинство элементов которой не живет в современном океане. Однако ископаемые планктонные комплексы древних океанов тоже были связаны с определенными водными массами. Следовательно, даже без досконального знания экологии океанских микрофоссилий их можно использовать для картирования палеоокеанов. Было установлено, что в самом общем виде биогеографическое распространение и разнообразие неогеновых и палеогеновых комплексов микрофауны и микрофлоры таковы, что сходные ассоциации ископаемых таксонов легко прослеживаются в течение всего кайнозоя. Это отражает сходные взаимосвязи, несмотря на разницу в таксономическом составе, изменения в конфигурации океанов и значительные различия в положении изотерм [187, 416].

Большое сходство современных и дочетвертичных биогеографических закономерностей выявляется при сопоставлении морфотипов планктонных фораминифер с широтами и поверхностными изотермами. Наиболее разнообразные комплексы, в состав которых входили относительно экзотические морфотипы, населяли тропические воды в течение большей части кайнозоя, в то время как в средних и высоких широтах преобладали комплексы с небольшим видовым разнообразием и простыми сферическими морфотипами [187]. Другая ситуация существовала в раннем палеоцене

и олигоцене, когда в иных палеоокеанологических условиях относительно однообразные комплексы и простые морфотипы преобладали на всех широтах. Эти тенденции вместе с повторяющимися видовыми ассоциациями позволяют относить ископаемые виды к высоко-, средне- и низкоширотным планктонным комплексам, что дает возможность решить одну из важнейших проблем, с которой столкнулась палеоокеанология,–определить соответствие комплексов микрофоссилий условиям среды [78].

Были разработаны статистические методы объективного выделения важных для палеоокеанологии комплексов вымершего палеогенового известкового нанопланктона с использованием Q-модификации факторного анализа с варимаксным или косоугольным вращением факторных осей [420]. Это позволяет выделять и картировать низко-, средне- и высокоширотную нанофлору. Сходные методы применимы к любой группе, по которой имеются подобные данные.

Придонная циркуляция. Разработаны также методы изучения истории изменений и распространения придонных вод. Эти методы сложнее, чем те, которые используют для исследования поверхностной циркуляции. Из вышесказанного следует, что градиенты свойств поверхностных вод закономерно меняются от места к месту и что эти изменения могут быть очень быстрыми. Мы также видим, что такие изменения хорошо маркируются сменой состава планктонных комплексов. Придонные воды отличаются от поверхностных (см. гл. 8) тем, что, сформировавшись, они очень мало меняются на огромных пространствах океанов. Физические свойства и распространение придонных вод в основном определяются условиями в районах их формирования, прежде всего в полярных областях: рельефом дна океанов и взаимосвязями между ними. Химические свойства придонных вод меняются постепенно и зависят от времени, прошедшего после их формирования, и от скорости поступления и регенерации питательных (неконсервативных) веществ. Таким образом, одна и та же водная масса может покрывать огромную площадь морского дна и характер связанной с ней фауны будет меняться очень незначительно.

Изучение глубоководных осадков показало, что особенности придонных вод океанов являются результатом их возникновения в ходе эволюции полярного оледенения. Хейс и Питман [439] предположили, что обширные эпиконтинентальные моря позднего мезозоя и отсутствие полярного оледенения могли привести к формированию глубинных и придонных вод в удаленных от полюсов областях, что, возможно, привело к более фрагментарной структуре глубинной циркуляции. Более кратковременные изменения в распределении океанских придонных вод происходили в ответ на колебания высокоширотного оледенения в течение ледниковых и межледниковых эпизодов позднего кайнозоя.

Самый важный из применяемых методов изучения истории придонных вод заключается в установлении связей комплексов бентосных фораминифер или остракод с определенными типами водных масс. Шниткер [918] и Стритер [1005] первыми применили этот метод, установив, что в Северной Атлантике антарктические и североатлантические придонные воды маркируются различными комплексами бентосных фораминифер[1]. Кроме того, изучение вертикального распространения бентосных фораминифер в колонках осадков показало, что в глубинных водных массах происходили боль-

[1] Обширные исследования такого рода для Мирового океана выполнены в Институте океанологии АН СССР Х. М. Саидовой.–*Прим. ред.*

шие изменения, сильно отличавшиеся от изменений в поверхностных водах. Эти первоначальные исследования развились в четырехмерное изучение придонных вод с использованием комплексов бентосных фораминифер для отдельных временных срезов по разрезам колонок с различных глубин абиссали и нижней батиали [666]. Одна из основных трудностей при изучении истории придонных вод состоит в том, что абиссальные придонные воды, как правило, сильно недосыщены по отношению к кальциту и комплексы бентосных фораминифер часто отсутствуют или сильно изменены вследствие растворения. В результате воды промежуточных глубин обеспечивают большую информацию о глубоком океане, чем глубинные воды.

Другой метод изучения придонной циркуляции заключается в анализе и сопоставлении перерывов в разрезе по глубоководным колонкам по всему Мировому океану. Поскольку придонные воды разделяются абиссальным рельефом, изменения в рельефе влияют на их распределение, а также на распространение несогласий и на скорость седиментации. Например, Кеннетт с соавторами [577] пришли к заключению, что в течение кайнозоя произошли существенные изменения в распространении придонных вод в районе Тасманова моря, в юго-западной части Тихого океана, поскольку в палеогеновых глубоководных разрезах имеются несогласия, образовавшиеся при движении придонных вод на север через этот район. Менее нарушенные неогеновые разрезы показывают, что придонные течения позднее повернули в другие районы южной части Тихого океана.

Вертикальные градиенты в океане. Вертикальные градиенты отражают стратификацию вод океанов. Они оказывают влияние на глубинные осадочные фации, микрофоссилии и стабильные изотопы. Особый интерес среди градиентов представляют термогалинный пикноклин, слой минимума кислорода и зона карбонатонакопления. Первые два уровня в нормальных условиях редко пересекают морское дно. Их следы в осадках могут быть обнаружены только в специфических районах. Вертикальные океанологические градиенты важны для общего представления об океанской среде. Разные вертикальные градиенты характеризуют различные состояния океана – от сильно стратифицированных океанов с анаэробными (*застойными*) условиями, существовавших в отдельные моменты мезозоя, до сильно перемешанных с аэробными (*динамичными*) условиями океанов позднего кайнозоя. В большинстве исследований по меловой и кайнозойской палеоокеанографии придонных вод основное внимание концентрировалось на восстановлении истории изменений придонных температур, а не на реконструкции вертикальных градиентов промежуточных и придонных вод для отдельных интервалов геологического времени.

Важные результаты для поверхностных, подповерхностных и промежуточных вод получены по колонкам, взятым из аномально мелководных районов, к которым относятся древние фланги хребтов, глубоководные плато, асейсмичные хребты, погружающиеся прибрежные платформы, районы сочленения континентальных окраин и другие поднятия.

Наиболее удобные для таких определений склоны расположены на тектонически простых блоках коры с минимальным переотложением и эрозией осадков. Кроме того, оказалось, что многие положительные формы рельефа со временем испытывают погружение. Использование данных по таким районам требует восстановления истории погружения каждой точки [249], а это трудная задача. Зная точную глубину погружающегося склона, можно вывести вертикальные градиенты из данных по осадкам, первоначально отложившимся на этом склоне в определенные моменты времени в прошлом

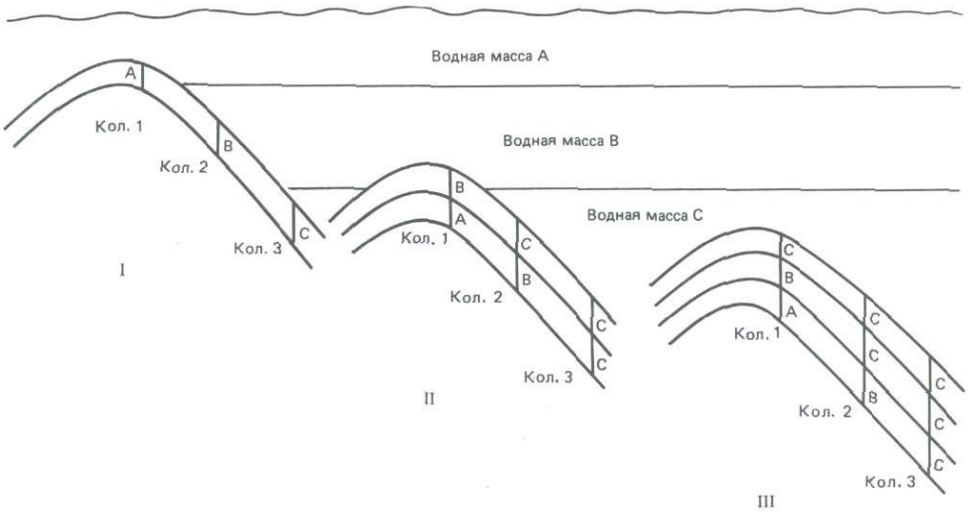


Рис. 17-2. *Схема погружающегося океанского хребта для трех временных интервалов, показывающая влияние трех вертикально стратифицированных водных масс на осадконакопление на хребте: A, B, C – водные массы; 1, 2, 3 – колонки; I, II, III – временные интервалы.*

(рис. 17-2). На рисунке показаны три последовательных временных интервала, а соответствующие им слои осадков отражают особенности изменения среды по мере постепенного погружения. Самые древние слои в колонках опробования отражают три водные массы, через которые прошел склон при погружении. Каждая точка регистрировала параметры, связанные с возрастающей глубиной. Вертикальные осцилляции водных масс также отразились в этих разрезах. Скорость погружения была выше на ранних стадиях охлаждения коры, поэтому для изучения истории вертикальных градиентов на более крутых, более молодых склонах отбор колонок должен быть особенно частым.

Самые важные вертикальные физические градиенты – это перепады температуры, солености и плотности. Существуют также основные химические градиенты, влияющие на сохранность кальцита и органического вещества в осадках. Все эти параметры отражают свойства различных водных масс. Водные массы могут быть идентифицированы путем анализа растворения кальцита, изотопных палеотемператур, смен комплексов микрофоссилий, содержания органического углерода и других параметров.

Изотопно-кислородные профили. В тропических областях поверхностные воды, как теплое покрывало, лежат на холодных водах океана. Температура воды понижается с увеличением глубины, но самые значительные изменения происходят в верхних нескольких сотнях метров. В современном океане температура на глубине более 1000 м очень низкая и стабильная (около 2°C для всего Мирового океана). Уровень наиболее резкого изменения температуры в океане называется термоклином (см. гл. 8). Его глубина зависит от сезона и географической широты. Термоклин особенно хорошо развит в тропических областях и очень слабо проявляется или совсем отсутствует в полярных широтах. Изотопный анализ кислорода раковин планктонных фораминифер, обитающих на различных глубинах, и бентосных фораминифер с разных глубин обеспечил воссоздание картины вертикальной структуры океанов для выбранных временных срезов. Можно, например, опреде-

лять градиенты палеотемператур подповерхностных и придонных вод. Знание этих градиентов очень существенно для выявления взаимосвязей температурных изменений поверхностных вод в низких и средних широтах, а также в изучении температурной истории высоких широт и глубинных вод [906]. Так, Савин и др. [906], используя температурные градиенты, установили, что до среднего миоцена температуры поверхностных и придонных вод изменялись согласованно. До среднего миоцена перепад температур между поверхностными и придонными водами составлял только 60% от более поздней разницы, что указывает на менее четкий термоклин.

Термическая структура океанов для характерных моментов прошлого может быть реконструирована при помощи изотопно-кислородного анализа раковин бентосных фораминифер в широком интервале глубин. Например, Кейгвин и др. [560] исследовали вертикальную структуру Тихого океана в раннем плиоцене (от 3 до 5 млн. лет назад) на глубинах 1–4,5 км (рис. 17-3). Среднее для плиоцена значение $\delta^{18}O$ в бентосных фораминиферах во всех точках возрастает с увеличением глубины (рис. 17-3), как и должно быть при условии равновесного осаждения кальцита в водах с постепенно понижающейся температурой. Наибольшее обогащение кальцита раковин тяжелым изотопом отмечается на глубинах от 1 до 2 км. Глубже приблизительно 3 км $\delta^{18}O$ становится довольно стабильной для тропических и умеренных широт Тихого океана. Если поместить значения $\delta^{18}O$, полученные по ископаемым раковинам, на один график с современными температурами, характерными для района и глубины каждой точки, то они образуют линию с наклоном, близким к наклону кривой равновесного осаждения кальцита, а именно 0,26 мл/°С. Это означает, что в раннем плиоцене температурный градиент в Тихом океане был близок к современному.

Можно получить близкий к реальному профиль температуры в верхних нескольких сотнях метров водной толщи океана, используя соотношение изотопов кислорода в раковинах различных видов фораминифер, населяющих разные глубины. Установлено, что планктонные фораминиферы стратифицированы по глубине обитания с мелового периода [272, 303]. Кроме того, существует тесная связь между морфологией видов и глубиной их обитания. Виды рода *Globigerina* живут на меньших глубинах, чем морфологически отличающиеся от них виды рода *Globorotalia*. Большинство планктонных видов обитает в верхних 400 м водного столба [54], поэтому вертикальные профили температуры, полученные по данным изотопно-кислородного анализа этих форм, также ограничены глубиной 400 м, и можно считать, что глубина распространения использованных для их построения видов известна или может быть предположительно оценена.

Вертикальная стратификация видов планктонных фораминифер в водном столбе особенно хорошо развита в тропических областях. Значительные вариации температуры и солености в верхних слоях тропических вод в пределах сотен метров создают большой диапазон плотности, поэтому в тропиках больше экологических ниш для фораминифер. Это, вероятно, обусловливает высокое видовое разнообразие тропических широт.

В полярных областях вертикальные колебания температуры и солености в верхних слоях водной толщи меньше. Планктонные фораминиферы здесь менее разнообразны и относительно малочисленны. Они концентрируются в подповерхностном слое [49, 54, 63]. Отчетливая вертикальная зональность распределения видов в полярных областях отсутствует, так как лишь немногие из них живут в горизонтах с определенной плотностью [274]. Планктонные виды делятся на три группы: поверхностные, промежуточные

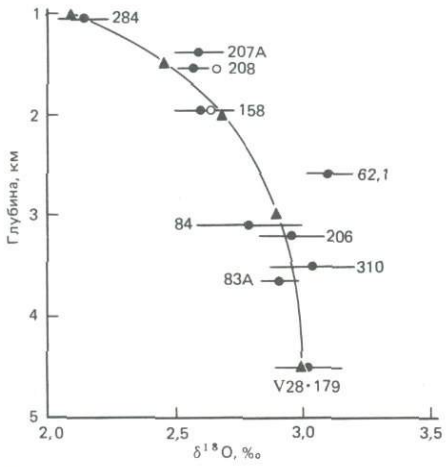


Рис. 17-3. Связь между средними для раннего плиоцена значениями $\delta^{18}O$ (относительно стандарта В-1) и глубиной воды. Образцы раннеплиоценового возраста взяты из скважин глубоководного бурения. Горизонтальные линии показывают стандартное отклонение ± 1 [560].

и глубинные. Самые высокие температуры всегда получаются по изотопному составу самых поверхностных видов, обитающих в верхних 20–50 м. Самые низкие температуры – по видам из группы глубинных (200–400 м). Промежуточные температуры характеризуют условия обитания группы промежуточных (100–200 м).

Районы, представляющие особый интерес для палеоокеанологии

Современная система циркуляции Мирового океана развилась вследствие изменений рельефа дна океанов и положения континентов, а также климатических характеристик, особенно в полярных областях. Некоторые районы в силу своего географического положения играли особенно важную контролирующую роль в океанской эволюции. В табл. 17-1 приведены некоторые районы с аномальными вертикальными или горизонтальными градиентами, расположенные близко к проходам, или каналам, для течений между океанами и между отдельными котловинами. Это районы, сейчас соединяющие океаны или связывавшие их в прошлом. К ним можно причислить пролив Дрейка между Атлантическим и Тихим океанами и ныне закрывшийся Центральноамериканский проход, а также Тасманово и Индонезийские моря, соединяющие Индийский и Тихий океаны. Решающее значение для водообмена между современными океанами в придонном слое имеют канал Вима, глубоководные проходы между островами Тонга и Самоа, между Западно-Австралийским хребтом и плато Натуралиста, а также некоторые другие каналы, по которым в настоящее время циркулируют придонные воды. С точки зрения палеоокеанологии очень важны районы, где формируются придонные воды, зоны прибрежных апвеллингов и межконтинентальные бассейны (рис. 17-4). Наконец, районы граничащие с пустынями, позволяют проследить эволюцию аридных климатов.

Проходы – это относительно узкие проливы, контролирующие поверхностную или придонную циркуляцию. Они влияют как на распределение поверхностных водных масс, так и на вертикальную структуру океана. Ги-

Таблица 17-1. **Оптимальные районы для изучения вертикальных и горизонтальных градиентов свойств воды и изменений этих свойств во времени**

	Вертикальные градиенты	Горизонтальные градиенты	Проходы
Открытый океан	Фланги хребтов Плато Гайоты и другие асейсмичные поднятия	Фронтальные области конвергенции и дивергенции	Борта подходов и бассейны ниже по течению проходов
Окраины океана	Прибрежные мелководья Погружающиеся континентальные платформы Участки пересечения асейсмичных хребтов с континентальными окраинами Зоны сочленения континентальных окраин и ложа океана	Восточные пограничные течения Западные пограничные течения Антарктические придонные течения	

бралтарский пролив – один из важнейших проходов в современном океане, определяющий характер циркуляции как в Средиземном море, так и в прилегающей части Атлантического океана. Этот же пролив контролирует формирование средиземноморской глубинной водной массы, которая, перевалив через этот порог, поступает в Атлантику и распространяется на значительную площадь. Примером важных палеоокеанологических изменений, связанных с открытием или закрытием проходов, может служить открытие водного пути к югу от Австралии и пролива Дрейка. Оба этих события были жизненно важными звеньями эволюции Антарктического циркумполярного течения. Напротив, окончательное закрытие Тетиса, т.е. связи между Атлантическим и Индийским океанами в среднем кайнозое, возросшая изоляция Индийского океана от Тихого в тропических широтах в результате закрытия Индонезийского водного пути в кайнозое, а также закрытие пролива в Центральной Америке в позднем кайнозое были переломными моментами в истории палеоциркуляции в низких широтах.

Закрытие водных путей привело к разделу вод между океанами и обусловило различия в их геохимических и седиментационных режимах. В свою очередь обособление океанов могло усилить специфичность биогеографических провинций. Поскольку геохимические и биогеографические параметры очень чувствительны к степени взаимодействия между океанами, они являются чуткими индикаторами всяких изменений. Геофизические реконструкции обеспечивают хорошую основу для создания палеоокеанологических моделей, но их возможности в точном определении возраста очень ограниченны из-за сложного строения районов проходов. Палеоокеанологические следствия изменений в проходах лучше изучать не непосредственно в них, поскольку здесь сильные течения часто размывают осадки, а либо в бортах, либо ниже по течению, где осадки накапливаются даже в периоды интенсификации течений. Исследования можно проводить по разрезам ниже по течению, где происходит отложение осадочного материала, вынесенного из проходов. Для изучения изменений горизонтальных градиентов необходим один продольный разрез, а другой, поперечный – для вертикальных.

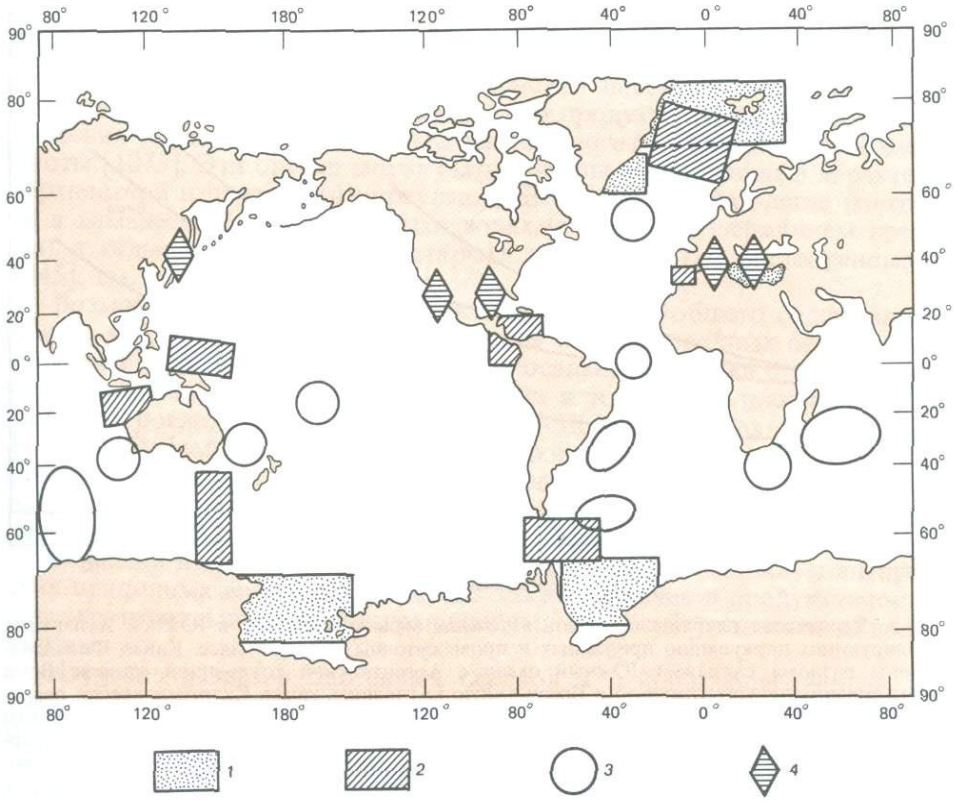


Рис. 17-4. Районы, игравшие особо важную роль в истории эволюции Мирового океана. *1* – источники придонных вод; *2* – важнейшие межокеанские проливы; *3* – ключевые районы, влияющие на придонную циркуляцию; *4* – окраинные моря, подверженные сильному влиянию континентов, как усилители палеоокеанологических процессов.

Наличие проходов имеет большое значение также для распространения придонных вод. Некоторые проходы, например пролив Дрейка и Тасманов пролив, появились в результате раздвигания континентальных блоков, повлиявшего на всю водную толщу, в том числе на придонные воды. Однако многие проходы образовались в пределах таких форм рельефа, как срединно-океанские или асейсмичные хребты. Такие проходы обычно называют *каналами.* Каналы межбассейновых потоков глубинных вод обычно связаны с зонами разломов в срединно-океанских хребтах, а каналы в асейсмичных хребтах – с критическими моментами в истории их погружения. Развитие глубоководных каналов контролируется прежде всего распространением придонных вод в океанах. На рис. 17-5 показаны кривые погружения некоторых каналов, контролировавших придонные течения в Южной Атлантике. Например, канал Вима служит важнейшим проводником антарктических придонных вод в Северо-Западную Атлантику. Дно этого канала опустилось на глубину более 4000 м только в начале кайнозоя и с тех пор влияет на придонную циркуляцию всего этого района. Поскольку поверхность придонных вод, вероятно, никогда не была выше 4500 м (например, для антарктических вод), канал глубиной 4000 м не будет их блокиро-

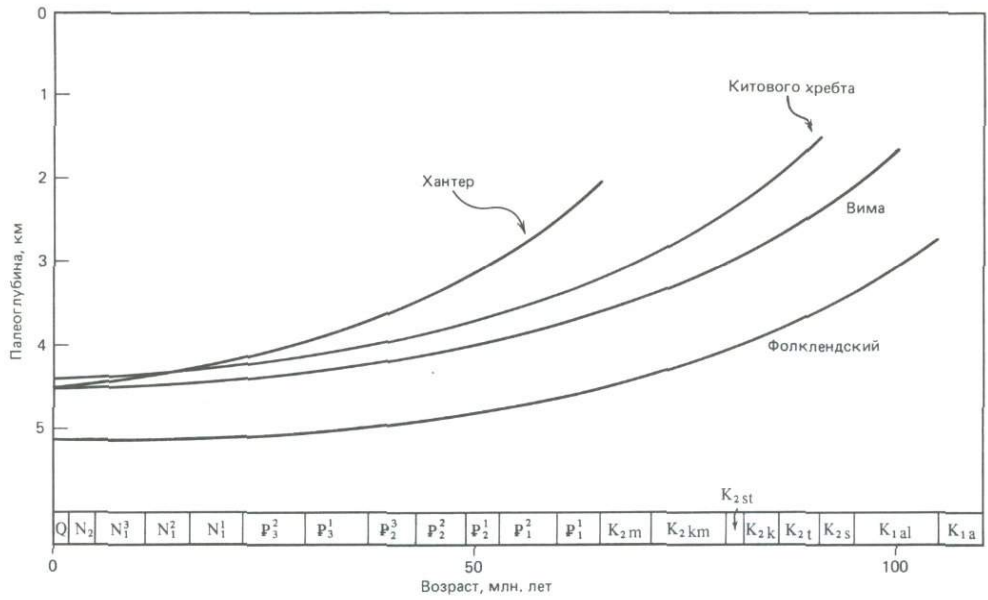


Рис. 17-5. Увеличение глубины проходов в течение мела и кайнозоя в Южной Атлантике, контролирующих циркуляцию придонных и промежуточных водных масс. Канал Фолклендской зоны разлома связывает Южный океан с Аргентинской котловиной, каналы Вима и Хантер соединяют Аргентинскую и Бразильскую котловины, канал Китового хребта располагается между Капской и Аргентинской котловинами. Погружение рассчитано по оценкам возраста в самых глубоких частях каналов и основано на предположении, что каналы сформировались на ранней стадии истории хребтов ([1077]; с разрешения издательства Чикагского университета). Q – четвертичный, N_2 – плиоцен, N_1^3 – поздний миоцен, N_1^2 – средний миоцен, N_1^1 – ранний миоцен, p_3^2 – поздний олигоцен, p_3^1 – ранний олигоцен, p_2^3 – поздний эоцен, p_2^2 – *средний эоцен*, p_2^1 – *ранний эоцен*, p_1^2 – *поздний палеоцен*, p_1^1 – *ранний палеоцен*, K_{2m} – маастрихт, K_{2km} – кампан, K_{2st} – сантон, K_{2k} – коньяк, K_{2t} – турон, K_{2s} – сеноман, K_{1al} – альб, K_{1a} – апт.

вать. Несколько скважин глубоководного бурения было пробурено в ключевых районах в пределах проходов или около их окончания, что позволило проследить историю потоков придонных вод.

Области формирования придонных вод. Наиболее важными источниками придонных вод в современном океане являются полярные области, особенно Антарктика (море Уэдделла) и Северная Атлантика (см. гл. 8). Поскольку формирование придонных вод тесно связано с историей оледенения и образованием морских льдов, изучение климатической эволюции этих районов имеет большое значение. В познании этой эволюции достигнут значительный прогресс (см. гл. 19), но многое еще остается неясным, так как в полярной области особенно трудно проводить исследования. Для решения проблем *палеогляциологии* или *эволюции криосферы* применяется целый ряд методов. Изотопно-кислородный анализ позволяет выявить изменения объема льдов (см. гл. 3). Состав и распределение абиссальных или нижнебатиальных комплексов бентосных фораминифер в кайнозойских отложениях разрезов вблизи источников придонных вод служат индикаторами различных типов придонных вод. Материал ледового разноса является трасером полярного оледенения и очертаний потоков высокоширотных поверхностных вод (см. гл. 13). Некоторые формы микрофоссилий (например,

радиолярия *Cycladophora davisiana*) особенно показательны для моментов формирования морских льдов [438].

Зоны апвеллингов. По общим скоростям накопления кремнистых и известковых раковин можно делать оценки продуктивности и скоростей растворения на дне океана, почти не зависящие от эволюционных изменений биоты [1075]. Эти оценки могут быть связаны с изменениями характера поверхностной и придонной циркуляции. В частности, опал легче растворяется в химически более «молодых» водах (с низким содержанием кремнезема), а кальцит – в химически «старых» водах (богатых растворенным CO_2 [445], см. гл. 14).

Возможность такого подхода, т. е. определение общего содержания карбоната кальция и аморфного кремнезема в глубоководных осадках и сопоставление этих значений со скоростями осадконакопления при помощи биостратиграфических определений возраста и измерений плотности осадков методом поглощения гамма-излучения (GRAPE – Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator), была продемонстрирована ван Анделом с соавторами [1075] и Лейненом [641] на глубоководных скважинах в экваториальной части Тихого океана. Эти исследования вскрыли большую изменчивость вертикальных градиентов растворения карбонатов, очевидно связанную с эволюцией источников североатлантических глубинных вод и антарктических придонных вод. Было выявлено также различие в продуктивности между экваториальной зоной и граничащими с ней субтропическими водными массами.

Изучение разрезов биогенных осадков в районах апвеллингов имело очень большое значение для понимания изменений вертикальной структуры океана во времени, степени его перемешивания и циркуляции в целом. Современными районами апвеллингов и связанной с ними высокой биологической продуктивности являются антарктическая конвергенция, экваториальная дивергенция и некоторые восточные пограничные течения, такие, как Перуанско-Чилийское и Бенгельское. В северо-западной части Индийского океана также существует апвеллинг, вызываемый муссонными ветрами. К настоящему времени достигнут большой прогресс в изучении истории биологической продуктивности в районах экваториальной дивергенции [1075] и антарктической конвергенции [432, 579, 1048].

Краевые бассейны – усилители изменений среды. Некоторые краевые бассейны частично изолированы от Мирового океана из-за узости проливов или наличия мелководных порогов. Такие бассейны усиливают интенсивность проявления глобальных палеоокеанологических событий. Например, изоляция Средиземного моря в конце миоцена, около 6 млн. лет назад, вызвала кризис солености (см. гл. 19). Эта изоляция, по-видимому, была обусловлена падением уровня Мирового океана частично за счет роста антарктического ледового покрова [893]. Таким образом, событие на одном конце планеты (усиление оледенения) еще сильнее проявилось на другом ее конце, в Средиземном море, в виде кризиса солености. Подобные колебания уровня океана могут вызвать изменения условий в окраинных бассейнах из удаленных друг от друга районов. Хорошими примерами таких явлений служат Японское море и Калифорнийский залив. В работе Беркла [150] описаны позднемиоценовые пресноводные комплексы диатомей из центральной части Японского моря. Наличие таких комплексов указывает на полную изоляцию Японского моря от открытого океана в позднем миоцене и на превращение его в пресноводное озеро. Это событие приблизительно совпало по времени с изоляцией Средиземного моря. Наконец, долина

Империал-Валли в Калифорнии частично заполнена позднемиоценовыми эвапоритами. Эти осадки также могли накопиться вследствие изоляции бассейна.

Высыхание больших океанских бассейнов, изолированных от Мирового океана, могло вызвать трансгрессию в других районах. На современное Средиземное море, объем которого $3{,}8 \cdot 10^6$ км^3 [740], приходится 0,28% объема Мирового океана. Следовательно, осушение такого бассейна, подобное предполагаемому в конце миоцена, вызвало бы повышение уровня Мирового океана примерно на 10 м [83]. Более значительные изменения были связаны с более крупными бассейнами, например с теми, которые существовали на ранних стадиях отделения Южной Америки от Африки в мезозое.

Как Средиземное море, так и Мексиканский залив почти полностью окружены сушей, поэтому кайнозойское осадконакопление в этих бассейнах в значительной мере контролировалось климатом и рельефом окружающих континентов. Высокая скорость испарения в Средиземном море позволяет предполагать его высыхание в позднем миоцене. Напротив, Мексиканский залив в течение четвертичного периода несколько раз получал огромные количества пресных вод через Миссисипи при таянии ледниковых щитов на севере. Поступая в залив, талые воды растекались по его поверхности. Эти события зарегистрированы в изотопно-кислородном составе кальцита раковин планктонных фораминифер [309, 583]. По таким сигналам опреснения прослеживается развитие процессов разрушения ледниковых щитов в Северном полушарии. Некоторые другие не океанские палеоклиматические индикаторы отражают влияние окружающих континентов.

Усложняющие факторы и ограничения

Глубоководные осадки в течение или после аккумуляции могут подвергаться воздействию ряда процессов, затрудняющих интерпретацию стратиграфических данных. Такими процессами являются растворение микрофоссилий и образование перерывов. Они снижают ценность разрезов, но при этом дают новую информацию о процессах, изменявших первоначальную стратификацию осадков. Например, растворение биогенных осадков может изменять и даже разрушать комплексы микрофоссилий, фиксирующие палеотемпературные условия или океанскую циркуляцию. Однако характеристики растворения в свою очередь отражают геохимические условия среды современных и древних океанов, геохимическое фракционирование между бассейнами, возраст и общую циркуляцию придонных вод.

Подобным образом разрезы глубоководных осадков во всех океанах в разнообразных геоморфологических условиях содержат перерывы различного стратиграфического значения. Масштабы донной эрозии были полностью оценены только с началом глубоководного бурения в океанах. Эрозия сильно искажает те разнообразные данные, которые извлекаются при изучении глубоководных разрезов. Перерывы формируются в результате эродирующего действия плотностных придонных течений, зарождающихся главным образом в полярных районах. Хотя перерывы содержат информацию об этих потоках, они очень неблагоприятны для стратиграфических построений. Гораздо больше информации можно извлечь из ненарушенных разрезов. Широкое развитие глубоководной эрозии во времени очень осложняет работу палеоокеанологов.

Кроме того, воссоздание истории древних океанов затрудняется не всег-

да удачным положением скважин, плохим выходом керна и его низким качеством, биотурбацией и диагенезом осадков.

Положение скважин. Относительно плотная сеть колонок получена с помощью поршневых трубок во всех океанах, кроме Северного Ледовитого. Относительно плохо представлены высокие широты южных частей Индийского и Тихого океанов. Эта сеть колонок жизненно необходима для позднечетвертичной палеоокеанологии, в том числе для составления карт разных временных срезов [198]. Организация глубоководного бурения сильно повлияла на развитие исследований более древних этапов истории океанов. Спрединг океанского дна отодвигает более древние осадки к континентальным окраинам, сокращая покрытые ими площади. В результате с увеличением возраста отложений уменьшаются возможности палеоокеанологического картирования на больших пространствах. Самые древние осадки, которых удалось достигнуть бурением, всего лишь позднеюрские. Хотя к настоящему времени во всех океанах (кроме Северного Ледовитого) пробурено более 500 скважин[1], на 1 млн. км^2 площади дна приходится только одна скважина. Большинство скважин (около 75%) пробурено в Северном полушарии, в котором сосредоточена основная часть суши. На ранних стадиях глубоководного бурения многие из этих скважин предназначались для рекогносцировочных целей: установления возраста океанского фундамента, возраста и общего характера осадков. Хотя лишь немногие скважины планировались для решения палеоокеанологических проблем, все-таки имеющийся теперь набор скважин обеспечил достаточное количество информации для создания современных представлений о палеосреде. Детальные палеоокеанологические исследования требуют хорошо выбранных профилей или серий точек для выявления различных градиентов, о которых говорилось выше.

Выход керна. Длина поршневых трубок обычно ограничивает возраст получаемых осадков позднечетвертичным, но в районах с низкими скоростями осадконакопления по колонкам удалось провести важные исследования всего плейстоцена и плиоцена. Материалы глубоководного бурения сыграли решающую роль в решении стратиграфических проблем. Мур [759] составил статистическую сводку по большому количеству скважин, показавшую, что выход керна в них не только сильно варьирует, но совершенно недостаточен в ряде скважин. На ранних этапах бурения выбор точек и программа отбора керна определялись тектоническими задачами. Осадочный материал из пробуренных тогда скважин, как правило, плохой и имеет небольшую ценность для восстановления палеоокеанологической и седиментологической истории регионов. Позднее, в ходе работ по проектам глубоководного бурения (*DSDP* и *IPOD*), были получены более непрерывные разрезы, но выход керна и его качество оставляли желать лучшего. Важным шагом в последующих палеоокеанологических исследованиях явилось применение гидравлического пробоотборника, обеспечившего 80–90%-ный выход керна отличного качества. Большинство наших знаний о кайнозойской палеоокеанологии базируется на относительно небольшом количестве умело размещенных и непрерывно опробованных скважин.

Качество керна. Поршневые трубки обычно обеспечивают хорошее качество разрезов. Однако при бурении возникают некоторые сложности. Молодые неконсолидированные осадки особенно подвержены нарушениям при бурении. В более плотных осадках нарушений меньше. В результате этого

[1] К 1985 г. пробурено более 600 скважин.– *Прим. перев.*

позднекайнозойские глубоководные осадки обычно перемешиваются, что снижает их стратиграфическую ценность. Присутствие прослоев кремней в более древних осадках, особенно среднепалеогеновых и позднемеловых, сокращает выход керна, поскольку бурение даже через тонкие прослои кремней требует интенсивной промывки долота в ходе бурения, а также удаления шлама из забоя. Нарушение колонки и пропуск керна по техническим причинам удалось ликвидировать только благодаря успехам в технологии бурения. Гидравлический пробоотборник оказался важным усовершенствованием для отбора керна неуплотненных позднекайнозойских осадков и обеспечил получение керна такого же качества, как в поршневых трубках.

Биотурбация. Наши палеоокеанологические представления связаны с количественными данными о возрасте и литологии осадков, составе микрофоссилий и геохимии, включая стабильные изотопы. Такие данные дают возможность оценить скорости изменений, что в свою очередь позволяет делать палеоокеанические выводы [1075]. Разрешающая способность изучения палеоокеанологических процессов в значительной мере контролируется биотурбацией, т.е. перемешиванием осадков бентосными организмами. Биотурбация сильно сокращает временно́е разрешение колонок глубоководных осадков и уравнивает заложенную в них информацию об изменениях палеосреды. Потеря стратиграфической разрешающей способности вследствие биотурбации обратно пропорциональна скоростям осадконакопления. Поскольку большая часть океанских осадков накапливается со скоростями менее 2 см/1000 лет, реконструируемая по комплексам микрофоссилий и соотношениям изотопов кислорода в их раковинах история палеосреды представляет собой сглаженную запись событий длительностью несколько тысяч лет. К счастью, есть несколько районов, где скорости осадконакопления достаточно высоки для обеспечения палеоокеанологических данных с разрешающей способностью, не превышающей времени перемешивания океана [948]. Более того, существуют такие бассейны, как Санта-Барбара в Калифорнии [839], Гуаймас в Калифорнийском заливе [928], Орка в Мексиканском заливе [582], где в придонном слое господствуют анаэробные условия, вследствие чего отсутствуют бентосные организмы и перемешивание осадков. Отсутствие перемешивания в сочетании с высокой скоростью осадконакопления позволяет изучать здесь палеоокеанологическую летопись с разрешающей способностью менее 10 лет для интервалов времени в несколько тысяч лет. Оценки мощности перемешанных роющими организмами осадков делались путем изучения частиц, отложившихся мгновенно (*изохронно*), таких, как слой вулканических пеплов одного извержения или слой микротектитов. Глясс [379] обнаружил, что в таких разрезах микротектиты из слоя, покрывшего Индийский океан в среднем плейстоцене, были перемещены на 90 см вверх и на 20 см вниз. Это означает перемешивание слоев осадков Индийского океана, накопившихся за период времени от 33 тыс. до 320 тыс. лет (в среднем 120 тыс. лет). Однако *интенсивная* биотурбация обычно не затрагивает осадок глубже чем на 10 см от поверхности. На континентальном шельфе биотурбация проникает на значительно большие глубины, возможно до 4 м. Это является следствием большей плотности живущей в осадках фауны и более глубокого проникновения крупных животных в осадки. В бескислородной среде осадки обычно тонкослойные и не испещрены ходами животных, поэтому они содержат историческую информацию с высокой разрешающей способностью.

Бергер и Хит [76], а также Гуйнассо и Шинк [401] разработали количественные модели скоростей бентического перемешивания. Гуйнассо и Шинк [401] описали вертикальное перемешивание глубоководных осадков в виде модели с временно́й зависимостью, которая включает скорость перемешивания, его предельную глубину и скорость осадконакопления. Бергер и др. [77] предложили уравнение, с помощью которого можно восстнавливать стратиграфические последовательности в том виде, который они имели бы при отсутствии перемешивания.

Диагенез осадков. Глубоководное бурение обеспечило получение разрезов достаточно мощных и достаточно древних для изучения диагенеза и литификации осадков. Термин *диагенез*, введенный фон Гембелем в середине 1800-х годов, означает процесс литификации осадков после их накопления. Диагенез включает все процессы, воздействующие на осадки после их отложения вплоть до попадания осадков в условия высоких температур и давлений, где развивается метаморфизм. В процессе диагенеза рыхлый осадок превращается в сцементированную породу. Эти процессы включают *гравитационное уплотнение*, *взаимопрорастание зерен* и *цементацию*. Диагенез затрудняет палеоокеанологическую интерпретацию, изменяя первоначальный характер осадков и микрофоссилий. Изучение диагенеза дает информацию *о постседиментационных условиях среды взамен информации* о среде осадконакопления. Однако по составу, пористости и другим физическим свойствам осадки изменяются в разрезе скачкообразно [240]. Каждое резкое изменение обычно визуально выражается в степени литифицированности или диагенеза, хотя такие резкие изменения не везде происходят на одной и той же глубине. Это указывает на сложное взаимодействие процессов, контролирующих физические свойства осадков.

Общая тенденция увеличения степени литифицированности осадков со временем и глубиной захоронения нарушается местными инверсиями. Так, мягкие пластичные илы могут оказаться под твердым полулитифицированным мелом, а последний – под более плотными известняками [911]. Такие вариации происходят за счет действия комплекса пока еще плохо изученных геохимических процессов.

Исходные методы

Литология. Первым шагом палеоокеанологического анализа является установление литологического состава разреза. Литологические изменения в разрезе морских отложений имеют решающее значение для понимания истории развития палеосреды. В них отражены сдвиги взаимоотношений в пределах всей геохимической системы океана, включая биосферу, вертикальную структуру вод, континентальные источники осадочного материала, атмосферу, криосферу, постседиментационные процессы и движение литосферных плит. В моделях океанской седиментации основное внимание уделялось до сих пор биогенным компонентам – опаловому кремнезему, карбонату кальция и органическому углероду.

Из изучения этих компонентов в осадочных разрезах выводятся количественные характеристики климатов прошлого и геохимической эволюции океанов, в том числе палеотемпературы, параметры циркуляции и стратификации вод. Некоторые другие литологические компоненты, например материал ледового разноса или эоловая пыль, непосредственно отражают изменения климата на континентах.

Основу палеоокеанологии составляют материалы глубоководного буре-

ния. Благодаря единой методике отбора и обработки проб осадков при бурении они составляют на сегодняшний день наиболее однородный массив данных об осадочных породах. Методика описания проб приводится в каждом томе первичных отчетов глубоководного бурения. Создан банк литологических данных [239], из которого с помощью ЭВМ можно быстро извлечь первичную информацию, классифицированную соответствующим образом, и составить на ее основе точное стандартное описание.

По палеонтологическим определениям возраста для каждой скважины рассчитаны скорости седиментации. Диаграммы изменения возраста с глубиной также приведены в первичных отчетах бурения и могут быть извлечены из биостратиграфического банка данных. Но пользоваться банком нужно осторожно, чтобы избежать ошибок за счет перерывов или противоречивых биостратиграфических определений. Поскольку на рассчитанную величину скорости седиментации влияют уплотнение, возраст, диагенез и первичный состав осадков, лучше пересчитать данные на скорости аккумуляции (абсолютные массы[1]) в г/см^2 за 1000 лет. Величины плотности и пористости измеряются прибором GRAPE (с учетом скоростей звука) сразу же после подъема керна [1072]. Скорости аккумуляции, рассчитанные таким путем, можно использовать в разных целях [992, 1075]. По концентрации отдельных компонентов можно рассчитать скорости аккумуляции разных фаз осадков. Использование скоростей аккумуляции вместо концентраций открывает совершенно новые возможности в анализе процессов седиментации.

Биогенные обломки по объему составляют основную часть океанских осадков. Скорости накопления зависят, с одной стороны, от поступления биогенных частиц на дно, а с другой – от их растворения под воздействием придонных вод. Если допустить, что океан находится в стационарном состоянии, то скорость растворения контролируется поступлением в океан с речным стоком веществ, из которых организмы строят свои раковины. По данным изучения сохранности известковых раковин [67] и по карбонатности осадков [73, 102] установлено, что распределение $CaCO_3$ на дне океана контролируется различиями в скорости его растворения. Изменения в картине распределения $CaCO_3$, по крайней мере в четвертичное время, вызваны глобальными или региональными колебаниями скоростей растворения [67, 133]. Недавними исследованиями флуктуаций компенсационной глубины карбонатонакопления (КГл) [83, 1072] и градиентов растворения $CaCO_3$ [445, 1075] установлено, что значительные изменения в распределении карбонатов в кайнозое связаны с изменениями градиентов их растворения в глубинных водах. Флуктуации КГл [1072] в целом сходны в разных океанах и, вероятно, вызваны какой-то глобальной причиной, скажем изменениями средней глубины океана или интенсивности поступления карбонатов в океан. Однако на этом общем фоне наблюдаются различия между отдельными океанами, которые обусловлены, скорее всего, неравномерным распределением карбонатов между бассейнами [64]. Изучая такие различия, можно получить дополнительную информацию об истории водообмена между бассейнами в поверхностных и глубинных слоях. Более того, зная градиенты растворения в каком-нибудь океанском бассейне, можно по регио-

[1] Метод абсолютных масс предложен Н. М. Страховым и соответствует расчету скоростей аккумуляции (*Н. М. Страхов.* Основы теории литогенеза, т. I.– М., Наука, 1962).– *Прим. перев.*

	Антарктика		Тропическая часть Тихого океана		Северная часть Тихого океана		Северная Атлантика	
	$CaCO_3$	SiO_2 аморф	$CaCO_3$	SiO_2 аморф	$CaCO_3$	SiO_2 аморф	$CaCO_3$	SiO_2 аморф
Четвертичный и плиоцен	Н	В	С до Н	С до В	Н	В	В	Н
Поздний миоцен	Н	В	Н	С до В	Н	С	В	Н
Средний миоцен	Н	В	В	С до В	Н	Н до С	В	Н
Ранний миоцен	С	С	С	С	Н	Н	С	С
Поздний олигоцен	В	Н	С до В	Н	С	Н	Н	С
Ранний олигоцен	В	Н	С до В	С	С	Н	Н	С
Средний – поздний эоцен	Н	Н	Н	В	Н	Н	Н	С
Палеоцен и ранний эоцен	?	?	Н	Н	?	Н	Н	Н

Рис. 17-6. Обобщенная схема изменения относительного содержания биогенного карбоната кальция и кремния в кайнозойских отложениях некоторых океанских бассейнов. Содержание: *В* – высокое, *С* – среднее, *Н* – низкое. Вариации между бассейнами отражают различия в степени растворения, апвеллингах и геохимическом фракционировании от бассейна к бассейну. Картина распределения сильно обобщена, поскольку в пределах одного бассейна по многим причинам содержание биогенного материала может резко меняться. (Любезно предоставлено Т. Муром-старшим.)

нальным различиям положения КГл определить относительные вариации продукции $CaCO_3$ в разных его частях [445].

Хотя поступление биогенного опала и карбонатов в глубоководные осадки контролируется одними и теми же факторами, закономерности их распространения совершенно различны. У опала нет компенсационной глубины, *ниже которой все кремнеземные скелетные остатки растворяются*, а фракционирование между океанами имеет для него обратный эффект [64]. Распределение биогенного опала в современных осадках очень сходно с полем биологической продуктивности [442]. В отличие от распределения кальцита оно контролируется в первую очередь поставкой кремнистых частиц на дно. Но несмотря на сходство картин распределения, связь между скоростями накопления и величиной первичной продукции только качественная[1]. В пределах отдельных регионов изменения скорости накопления

[1] В Институте океанологии АН СССР создана количественная модель связи первичной продукции с абсолютными массами $CaCO_3$, SiO_2, $C_{орг}$, P, Ba и др., накопленными в осадках. – *Прим. ред.*

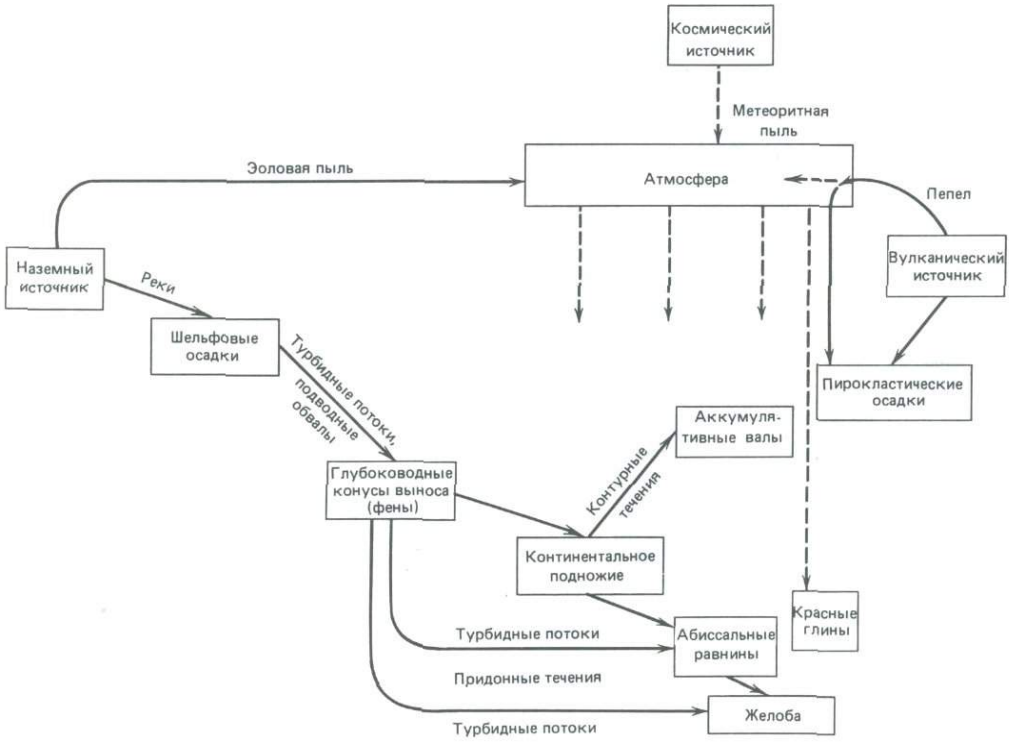


Рис. 17-7. Процессы механической седиментации ([429], публикуется с разрешения Общества разведочной палеонтологии и минералогии).

опала все же можно использовать как меру биологической продуктивности вод. Для интерпретации региональных вариаций нужно иметь глобальную картину. На рис. 17-6 приведены обобщенные сведения об изменениях относительных количеств биогенных карбонатов и опала в трех главных океанах в кайнозое (по данным Т. Мура). Приведенная картина отражает сложное сочетание эффектов неравномерного распределения вещества между бассейнами, биопродуктивности и истории растворения, о чем говорилось выше.

Резервуары и потоки осадочного вещества. Взаимоотношения между различными процессами современного океанского седиментогенеза показаны на рис. 17-7 (механическая седиментация) и 17-8 (биогенная седиментация и другие процессы пелагической седиментации). Обломочный материал (терригенный и вулканогенный) поступает с суши и очень небольшое количество из космоса. Этот материал может задерживаться и отлагаться на любом участке своего пути в океан (см. гл. 13). Преобладающая часть оседает на шельфе и континентальных окраинах, в том числе в глубоководных конусах выноса, но существенная доля выносится турбидными потоками в более глубоководные районы океана и отлагается на абиссальных равнинах и в желобах. Придонные течения могут на любом этапе переотлагать обломочный материал (см. гл. 15). Некоторое количество обломочного материала приносится в океан ветром.

Пелагические осадки сложены преимущественно биогенным материа-

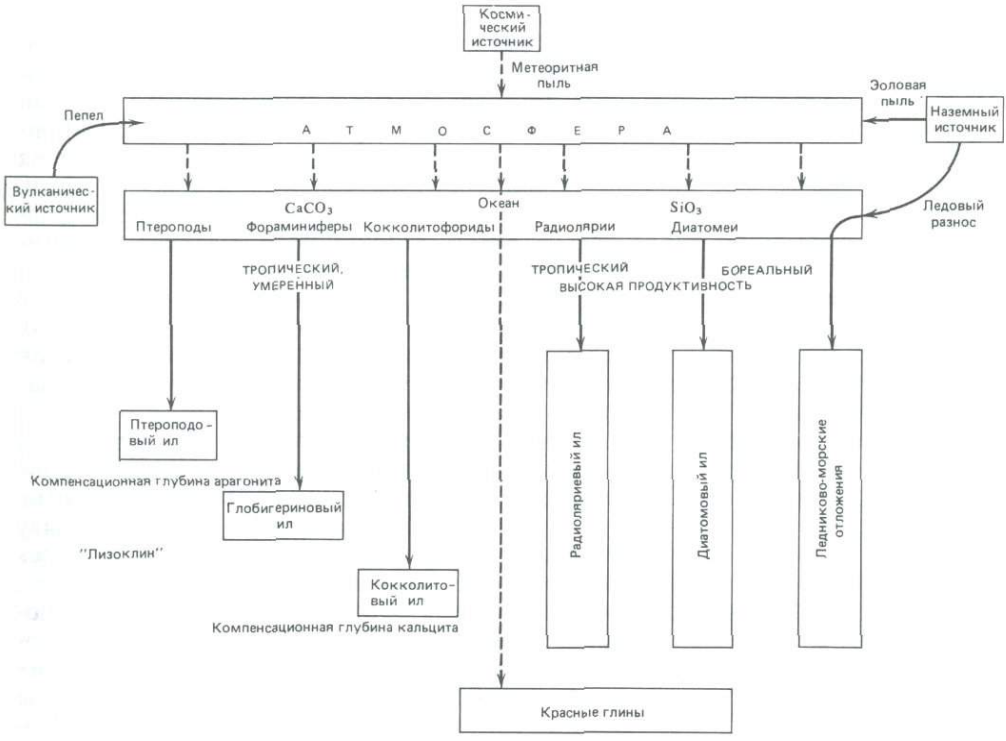


Рис. 17-8. Пелагическая седиментация в океанах ([429], публикуется с разрешения Общества разведочной палеонтологии и минералогии).

лом, состав которого меняется с широтой от тропических птероподовых илов до диатомовых илов на высоких широтах. Морские ледовые отложения, хотя и обломочные по составу, по происхождению[1] относятся к пелагическим. Абиогенная составляющая пелагических осадков представлена в основном эоловым глинистым веществом и обломочным материалом ледового разноса. Брокер [134], Хей и Саутем [430] и некоторые другие пытались рассчитать балансы главных компонентов океанских осадков и установить вклад главного терригенного источника.

Согласно модели Хея и Саутема [430], доминирующую роль в океанской седиментации играет взаимодействие между поверхностными и глубинными водами океана, разделенными термоклином (рис. 17-8). Эти два резервуара сообщаются между собой путем вертикального перемешивания вод – опускания (даунвеллинга) поверхностных и подъема (апвеллинга) глубинных, а также путем осаждения биогенных частиц, продуцируемых организмами в поверхностном слое океана. Исходное вещество поставляется в виде растворов и твердых взвешенных частиц реками. Основной процесс осаждения – биогенный и происходит на всей акватории океана.

Главные процессы седиментации и их взаимоотношения к настоящему времени довольно хорошо изучены, но мы не имеем пока точных определе-

[1] Морские ледовые осадки могут быть прибрежными, гемипелагическими и эвпелагическими. – *Прим. ред.*

ний баланса осадочного материала, участвующего в этих процессах. При оценке источников исходного вещества нужно учитывать не только растворенный сток рек и поступление компонентов из атмосферы, но также динамику процессов седиментогенеза. Огромные массы поступающего в океан осадочного материала могут на время задерживаться за барьерами. Например, накопление осадков на шельфах в периоды высокого стояния уровня океана уменьшает поступление терригенного материала в открытый океан. Близкие к межледниковым современные условия, характеризующиеся сравнительно слабым поступлением в океан терригенного материала, нетипичны для большей части последних нескольких миллионов лет.

В своем обзоре Гаррелс и Мак-Кензи [361], анализируя поступление в современный океан осадочного материала из разных континентальных источников, приводят следующие оценки ежегодных потоков: твердый сток рек – $183 \cdot 10^{14}$ г, растворенный сток рек – $39 \cdot 10^{14}$ г, вынос обломочного материала ледниками – $20 \cdot 10^{14}$ г, растворенный подземный сток – $4 \cdot 10^{14}$ г, абразия берегов – $2{,}5 \cdot 10^{14}$ г, эоловая пыль – $0{,}6 \cdot 10^{4}$ г. Они подчеркивают, что величина потоков контролируется главным образом площадью суши, количеством атмосферных осадков и другими климатическими факторами, а также уклоном поверхности суши, характером подвергающегося размыву обломочного материала и типом выветривания. Растворенный сток рек пропорционален площади водосбора и не зависит от высоты континента[1]. Твердый сток рек пропорционален площади водосбора и возрастает экспоненциально с увеличением средней высоты областей денудации. Растворенный сток рек, скорее всего, не испытывал заметных изменений с течением геологического времени. Но колебания высоты континентов должны были весьма существенно сказаться на балансе осадочного материала. Колебания уровня океана, связанные с чередованием ледниковых и межледниковых эпох, приводили к изменению средней высоты континентов, а значит, и к изменениям твердого стока рек. В ледниковые эпохи низкого стояния уровня скорость механической денудации континентов и суммарная величина твердого стока возрастали приблизительно в два раза. Столь резкое увеличение твердого стока подтверждено рядом доказательств. В неледниковых областях ускорялась речная эрозия, а в районах материковых ледниковых щитов, по-видимому, усиливалась ледниковая эрозия. К тому же во время оледенений, когда уровень океана понижался, на шельфах скапливалось гораздо меньше осадков, ибо реки впадали в океан вблизи бровки шельфа и сбрасывали свой груз непосредственно на континентальные склоны.

На основании расчета средних скоростей осадконакопления по скважинам глубоководного бурения были прослежены изменения палеоокеанологической обстановки в главных океанских бассейнах [239, 241]. Средние скорости накопления осадков определены для ряда временных срезов кайнозоя (рис. 17-9). Хотя подобные графики довольно спорны, они все же ясно показывают, что во всех океанах имели место значительные колебания скоростей осадконакопления. Такие колебания в целом (за некоторыми известными исключениями) синхронны в пределах всего Мирового океана и обусловлены глобальными изменениями палеоокеанологических условий [239]. Поскольку подавляющее большинство скважин Проекта глубоководного бурения пробурено в пелагических осадках, кривые скоростей осадко-

[1] Главным фактором, влияющим на величину растворенного стока по Н. М. Страхову, является климат.– *Прим. ред.*

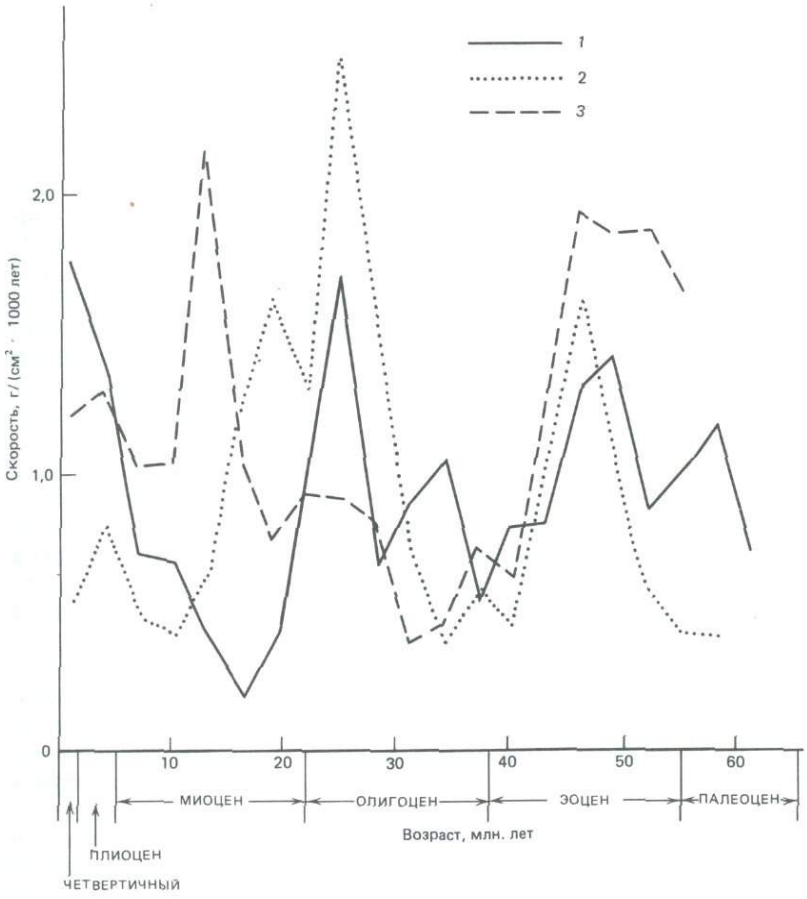


Рис. 17-9. Временные вариации абсолютных масс осадконакопления в главных океанских бассейнах, исправленные с учетом стратиграфического распространения несогласий и неполного выхода керна в скважинах глубоководного бурения [241]. Океаны: *1* – Атлантический; *2* – Тихий; *3* – Индийский.

накопления на рис. 17-9 отражают в основном пелагическую седиментацию. Как видно на графиках, в кайнозое выделяется несколько этапов седиментации. В период с палеоцена до раннего эоцена скорости осадконакопления были очень низкими, но в среднем эоцене стали снова высокими. С позднего эоцена до середины олигоцена скорости были снова небольшие. В период от середины олигоцена до современной эпохи наблюдаются неоднократные колебания, на фоне которых видны отчетливые пики в позднем олигоцене и в конце кайнозоя. Таким образом, в кайнозойской истории Мирового океана в целом чередуются периоды высоких и низких скоростей осадконакопления [239, 241], имеющие весьма важное палеоокеанологическое значение. Девис и Уорсли [241] считают, что подобные колебания скоростей осадконакопления коррелируют с глобальными флуктуациями уровня океана, установленными Вейлом и др. [1068]. Глобальные эпохи высоких скоростей аккумуляции соответствуют периодам низкого стояния уровня океана, и, наоборот, скорости низки в периоды подъема уровня. По

мнению Роны [877], такая связь между уровнем океана и скоростями осадконакопления указывает на захват основной массы сносимого в трансгрессивные эпохи с континентов осадочного материала шельфами. Во время низкого стояния уровня осадки на шельфах обнажаются и эродируются, а на континентах происходит химическое выветривание, продукты которого затем смываются в океан, увеличивая скорости осадконакопления.

Из-за сравнительно небольших размеров водосборных площадей и наличия на окраинах глубоководных желобов поступление терригенного материала в пелагическую область Тихого океана ограничено. На этом основании Девис и Уорсли [241] полагают, что корреляция между уровнем океана и скоростями осадконакопления обусловлена главным образом биогенной седиментацией, а не поставкой терригенного материала. Согласно их модели, высокий уровень создает условия для интенсивной биогенной седиментации на шельфах, создавая тем самым дефицит питательных веществ в открытом океане. При низком же стоянии уровня растворенный сток рек проникает беспрепятственно в пелагиаль океанов.

Состав абиогенных минеральных компонентов океанских осадков также меняется с течением геологического времени, отражая относительную роль континентальных или вулканических океанских источников материала. В период от среднего эоцена (45 млн. лет назад) до позднего миоцена (10 млн. лет назад) в Тихом океане отлагались преимущественно осадки, богатые монтмориллонитом, бедные кварцем и пироксенами. Начиная с позднего миоцена в океан стали в больших количествах поступать хлорит, каолинит и пироксены. В самом конце кайнозоя (в плиоценовое – четвертичное время) стал преобладать осадочный материал, богатый кварцем и иллитом [441]. Эти изменения минерального состава отражают поступление больших количеств вулканогенного материала из активных тихоокеанских вулканов в начале кайнозоя и усиление выноса терригенного материала в позднем кайнозое.

Преобладание компонентов континентального происхождения в составе абиогенного материала океанских осадков в масштабах геологического времени возникло недавно, отражая многообразные глобальные явления, связанные с развитием оледенения, похолоданиями климата, общим понижением и резкими колебаниями уровня океана, а также с усилением тектонической активности и горообразования[1].

Стратиграфия литосферных плит. Стратиграфические закономерности в океане предопределены осадконакоплением на горизонтально движущихся плитах, которые медленно погружаются по мере охлаждения [83]. Выше мы уже рассматривали технику точных палеореконструкций океанского дна и обратной прокладки во времени положения колонок на генерализованной кривой погружения (см. гл. 5).

Седиментация в условиях спрединга океанского дна проявляется в своеобразной последовательности фаций, которая не встречается в континентальных разрезах[2]. Интерпретация сложных геометрических взаимоотношений между океанскими осадками и законами спрединга была названа *стратиграфией литосферных плит* [83]. Ее основные принципы показаны

---

[1] Этот вывод противоречит данным о среднем химическом составе кернов бурения; преобладание терригенного материала отмечается для самых древних возрастных срезов океана.– *Прим. ред.*

[2] Эта последовательность была названа латеральным рядом формаций расширяющегося океана, которые в кернах бурения выражены как вертикальный ряд формаций.– *Прим. ред.*

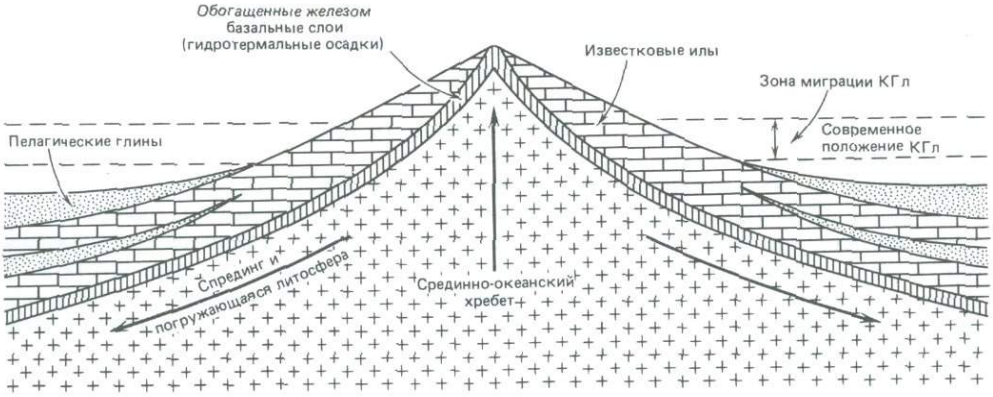


Рис. 17-10. Связь осадочных фаций с тектоникой плит. Миграция КГл вызвала переслаивание пелагических глин и известковых илов [83, 235].

на рис. 17-10. Критическая глубина осадконакопления (КГл) обычно находится на глубине 4–5 км, а срединно-океанские хребты возвышаются над ложем океана в среднем на 2,5–3 км. Вследствие этого на верхних частях флангов хребтов накапливаются известковые осадки, а ниже, под основной фациальной границей или «снеговой линией»,– глинистые и кремнистые илы (рис. 17-10). В итоге формируется стратиграфический разрез, начинающийся с подстилающих базальтов, покрытых тонким слоем обогащенных металлами базальных осадков, перекрытых карбонатами, а на них в свою очередь залегает тонкий слой глинистых или кремнистых осадков (или тех и других). Фациальный переход между карбонатными и глинистыми слоями является широко растянутой во времени трансгрессивной границей и представляет собой ископаемый след древней КГл [83]. В Тихом океане возраст этой границы колеблется от раннемелового на западе до позднекайнозойского на востоке. Новообразованное океанское дно должно опуститься примерно на 2 км, чтобы достичь уровня КГл. Это погружение длится 30–35 млн. лет. Карбонатные осадки обычно накапливаются со скоростью от 4 до 20 м за 1 млн. лет, поэтому за 30 млн. лет может образоваться толща мощностью от 120 до 600 м [83]. Эта величина в общем совпадает с реальными мощностями карбонатных толщ в скважинах глубоководного бурения.

В некоторых скважинах наблюдается чередование известковых осадков и глин. Такие разрезы получаются при флуктуациях КГл. Следовательно, взаимоотношения океанских фаций в значительной мере являются результатом взаимодействия двух типов вертикальных движений: тектонического опускания базальтового фундамента и колебаний КГл.

Важно представлять себе, как при реконструкциях палеоглубин в скважинах глубоководного бурения используется положение КГл, поскольку это позволяет судить о колебаниях КГл со временем в разных океанских бассейнах. Хорошим примером может служить скважина 137 в Северной Атлантике [83]. Возраст ее основания 105 млн. лет (ранний сеноман), современная глубина 5360 м, мощность вскрытых осадков 400 м. За 105 млн. лет погружение составило около 3160 м, следовательно, первоначальная глубина была 2400 м (5360 м – 3160 м + 200 м, т.е. половина мощности осадков). Подобные расчеты возраста погружения показывают, что известковые

осадки накапливались до глубин около 3500 м, а КГл была на этой глубине 90 млн. лет назад (поздний сеноман – ранний турон). После того как данная точка пересекла уровень КГл, накопление карбонатных осадков прекратилось и началась аккумуляция глин. Однако это было время морских трансгрессий, и уровень океана на 300 м превышал современный. Таким образом, КГл находилась на глубине около 3800 м, т.е. была относительно мелководной, но в пределах колебаний современных значений [83].

Одним из главных процессов в тектонической эволюции океанов, сыгравших важную роль в истории осадконакопления, является погружение океанского дна по мере удаления от срединно-океанского хребта. Второй из основных процессов – миграция океанского дна по отношению к главным океанографическим элементам, например перемещение Тихоокеанской плиты на север с пересечением экватора [1075]. Уинтерер [1142] считает, что одним из важнейших результатов глубоководного бурения было то, что удалось установить перемещение на север экваториального пояса биогенного осадконакопления в течение последних 40 млн. лет. Мы уже показали (см. гл. 8), что у экватора располагается пояс высокой биологической продуктивности. Он формируется в результате подъема вод в экваториальной дивергенции или нестабильности водного столба, обусловленной противотечением Кромвелла, или вследствие обеих этих причин. Благодаря действию силы Кориолиса, экваториальный апвеллинг и пояс повышенной биологической продуктивности не меняли своего положения относительно экватора в течение геологической истории. Таким образом, биологическая продуктивность у экватора всегда оставалась высокой. Например, Хейс и др. [440] рассчитали, что скорости осадконакопления в течение палеомагнитной эпохи Брюнес (т.е. последние 700 тыс. лет) были максимальными у экватора. Под экваториальными водами в пределах 2° широты скорости биогенного осадконакопления часто в несколько раз выше, чем в районах, удаленных от экватора всего на 5°. Однако перемещение Тихоокеанской плиты на север вызвало существенное смещение экваториального пояса осадков в том же направлении. Сейсмопрофилирование [319] выявило максимальную мощность экваториальной осадочной линзы на 4° с.ш. Результаты бурения подтвердили сейсмические данные и раскрыли детали этого перемещения вплоть до раннего кайнозоя [1142]. Это один из наиболее ярких примеров того, что взаимное расположение фаций, связанных с широтной зональностью, позволяет нам определять меридиональную составляющую движения океанского дна по их последовательному перемещению с течением времени [83]. Пересечение точки с экватором может быть зафиксировано разным образом в зависимости от ее глубины в то время и положения относительно КГл. Если какая-нибудь точка пересекла экватор, оставаясь выше КГл, скорость накопления карбонатных осадков увеличится. Если при пересечении экватора точка находилась ниже КГл, увеличится скорость биогенного кремненакопления. В этом случае пересечение маркируется в осадках радиоляриевыми илами или обильными прослоями кремней [627].

Ван Андел с соавторами [1075] детально исследовали литологические изменения и мощности кайнозойских осадков в некоторых из тех районов Тихого океана, которые пересекали экватор. Меридиональный разрез вблизи 140° з.д. (рис. 17-11) показал, что по крайней мере со среднего эоцена в экваториальной зоне преобладали максимальные скорости осадконакопления. Каждый временной интервал маркируется четким, расположенным в центре максимумом мощности, который быстро выклинивается к северу

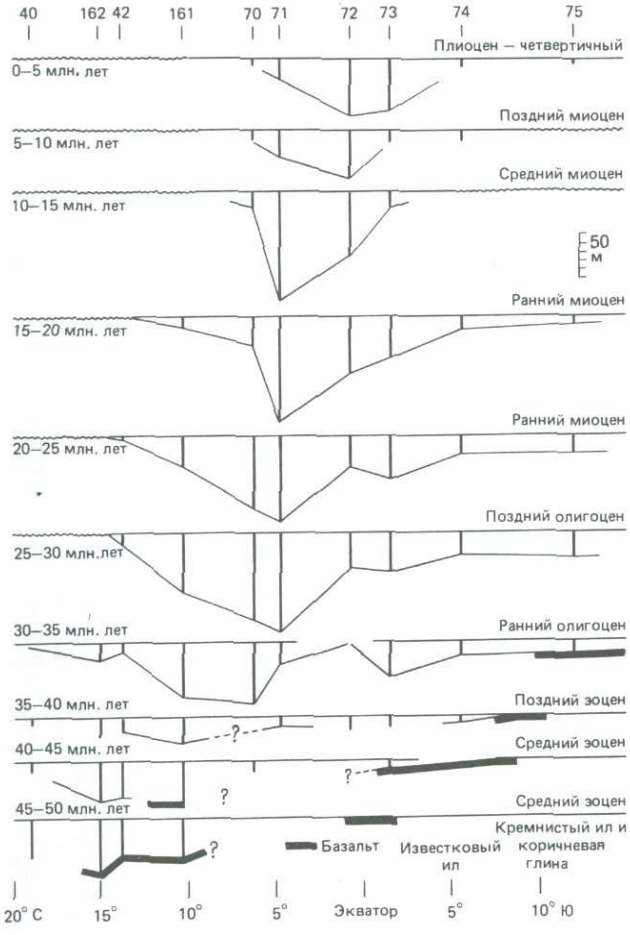


Рис. 17-11. Вариации мощности осадков и генерализованного литологического состава по меридиональному разрезу через экваториальную часть Тихого океана (140° з. д.) для интервалов 5 млн. лет в течение кайнозоя. Цифры наверху – номера скважин глубоководного бурения. Волнистыми линиями показана эрозия, прерывистыми линиями – основания разрезов ([1075], публикуется с разрешения Геологического общества США).

и югу (рис. 17-12). Каждый интервал характеризуется также линзой карбонатных осадков, которая в латеральном направлении постепенно переходит в кремнистые илы и глины. Положение максимума мощности для отдельных временных интервалов показывает постепенное смещение его к северу с увеличением возраста. Суммарное перемещение с середины эоцена составило 15°. В течение последних 5 млн. лет зона максимальной мощности располагалась на экваторе. За 25–20 млн. лет (с позднего олигоцена) она сместилась к северу на 5° широты.

Движение плит создает и другие типы фациальных изменений. Например, объем приносимого ветром эолового материала, определенный по эоловому кварцу, варьирует по мере движения Тихоокеанской плиты на север через пояса сильных ветров, таких, как западные [642]. Кроме того, в северо-западной части Тихого океана в пределах 1000 км от островных дуг обнаружен клин вулканогенных осадков. Мощность этого клина постепенно увеличивается к континентальным окраинам, которые являются источниками переносимых ветром вулканогенных осадков. Форма и протяженность клина определяются двумя противоположными факторами: количеством

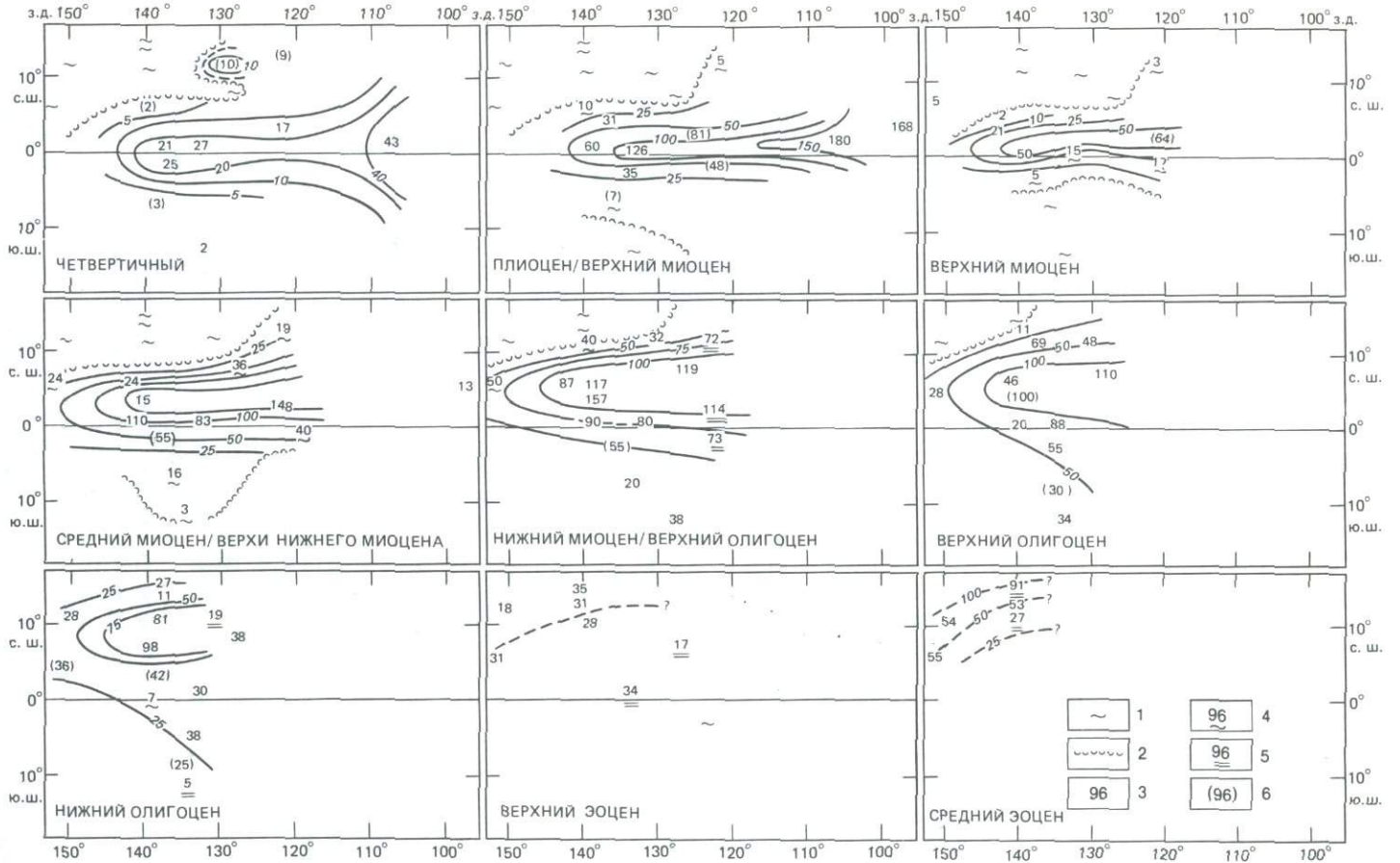


Рис. 17-12. Карты изопахит осадков экваториальной части Тихого океана для девяти кайнозойских временны́х срезов. Жирным пунктиром на карте эоцена показаны очень неопределенные изопахиты ([1075], публикуется с разрешения Геологического общества США). *1* – интервал отсутствует; *2* – граница полного размыва; *3* – общая мощность интервала в метрах; *4* – то же с учетом эрозии; *5* – то же до фундамента; *6* – то же на основании интерполяции границ.

и дальностью разноса вулканогенных частиц и движением Тихоокеанской плиты на запад к зоне субдукции [455].

Изотопно-кислородный метод. Использование данных по изотопному составу кислорода известковых микрофоссилий (встречающиеся в природе вариации относительного содержания стабильных изотопов кислорода) уже обсуждалось ранее.

В гл. 3 мы рассмотрели применение вариаций изотопного состава кислорода для стратиграфических корреляций морских разрезов, содержащих известковые микрофоссилии. Было установлено, что со среднего миоцена (около 14 млн. лет назад), когда начали развиваться полярные ледниковые щиты, бóльшая часть изменений соотношения изотопов кислорода в морских микрофоссилиях вызывается колебаниями состава океанских вод в результате флуктуаций объема ледников в высоких широтах. Более того, выше в этой главе была показана ценность изотопно-кислородного метода для изучения вертикальной структуры водных масс, величины вертикальных градиентов между поверхностью и дном и оценки степени стратифицированности вод. Необходимо подчеркнуть, что изотопно-кислородные данные важны не только для стратиграфической корреляции и обеспечения информации о градиентах палеосреды, но и при определенных условиях для восстановления палеотемператур. Здесь уместно напомнить, что в первых работах Эмилиани делался упор именно на температурную интерпретацию изотопно-кислородных данных, а не на их связь с флуктуациями объема оледенения. Изотопно-кислородные данные дают нам представления о палеотемпературной истории большей части геологического времени, являются основой для определения градиентов палеотемператур и океанской палеоциркуляции. Бóльшая часть изотопно-кислородных измерений сделана по раковинам фораминифер, хотя небольшое их количество получено и по известковому нанопланктону, моллюскам и кораллам.

Применимость изотопно-кислородных данных для расчета абсолютных палеотемператур зависит от наличия или отсутствия ледниковых щитов в полярных областях во время накопления анализируемого материала. Изменение изотопно-кислородного состава воды в результате роста ледниковых щитов в полярных областях (в Антарктиде) в среднем миоцене усложняет извлечение палеотемпературного сигнала из изотопно-кислородных данных. Изотопные данные по фораминиферам диоценового возраста интерпретируются многими исследователями просто как изменения температуры океанских вод. В четвертичных океанах, где абиссальные температуры, как предполагают, были почти постоянными, изменения $\delta^{18}O$ бентосных фораминифер служат показателем объема оледенения, а результаты анализов планктонных фораминифер обеспечивают основу для оценок поверхностных палеотемператур. В промежуточные интервалы времени, когда варьируют как объем оледенения, так и абиссальные палеотемпературы, абсолютные палеотемпературы оценить невозможно. Однако для любого момента времени можно рассчитать отношение поверхностных температур к придонным и изменения поверхностных температур с широтой. Итак, если известно, что абиссальные температуры, определенные по бентосным формам, не меняются, то изотопно-кислородные измерения по планктонным фораминиферам позволяют оценить поверхностные температуры. Труднее всего доказать неизменность придонных температур. Вероятно, можно считать температуры постоянными, если комплексы бентосных фораминифер существенно не изменились. Подводя итог, можно сказать, что отношение $^{18}O/^{16}O$ в карбонате кальция раковин отличается от этого

отношения в воде, если $CaCO_3$ осаждается в изотопном равновесии с водой (например, с океанской). Количественно это отличие зависит только от температуры. Следовательно, если мы измеряем отношение $^{18}O/^{16}O$ в известковых остатках и в воде, в которой они росли, и если мы знаем (или предполагаем), что осаждение карбонатов происходило в условиях изотопного равновесия с водой, мы можем рассчитать температуру среды обитания организмов с карбонатной функцией. На практике большинство трудностей в решении этой задачи связано с неизвестностью отношения $^{18}O/^{16}O$ в воде, где организмы наращивали раковину, с отсутствием изотопного равновесия с водой при их росте и с диагенетическим изменением изотопно-кислородного состава $CaCO_3$ раковин после попадания в осадок. Эти проблемы рассмотрены Бергером и Гарднером [75], Савиным [905] и Хехтом [447]. Аналитическая точность изотопно-кислородных измерений составляет $\pm 0{,}1‰$, что соответствует изменению температуры всего лишь на 0,5°С.

Таким образом, лимитирующим фактором метода является не аналитическая точность, а наша способность подобрать критерии интерпретации данных. Кроме глобальных изменений изотопного состава кислорода в океанских водах, обусловленных флуктуациями объема оледенения, существует локальная изменчивость изотопного состава кислорода подповерхностных вод, связанная с балансом испарения и выпадения атмосферных осадков в разных районах океана [212].

Третий фактор, усложняющий изотопно-кислородный анализ, состоит в том, что рост раковин может происходить при отсутствии изотопного равновесия с океанской водой. Неравновесность, которую Юри [1061] назвал *витальным эффектом*, проявляется, например, у иглокожих и кораллов. Витальный эффект присущ многим видам фораминифер, особенно бентосных [279, 947, 983]. Изотопы углерода также могут быть в неравновесных соотношениях. К счастью, степень отклонения от изотопного равновесия у различных видов, по-видимому, контролируется генетически, поэтому возможна интеркалибровка между видами, включая те, которые наращивают раковину в условиях равновесия.

Четвертая трудность в интерпретации значений $\delta^{18}O$ планктонных фораминифер связана с температурной составляющей. Реконструируемая по изотопному составу температура относится к глубине, на которой виды наращивают раковину, а не к поверхности. Как уже говорилось ранее в этой главе, реальные поверхностные температуры могут быть выведены из изотопных температур наиболее поверхностных видов. С учетом относительной глубины обитания видов может быть получена информация о вертикальной структуре вод океана. На рис. 17-13 сопоставлены изотопно-кислородные данные по поверхностным и глубинным видам планктонных фораминифер в позднечетвертичное время.

В соответствии с первыми исследованиями Эмилиани изотопно-кислородные кривые по планктонным и бентосным фораминиферам из колонок глубоководных осадков обычно показывают сходные тенденции квазипериодических флуктуаций [280]. Однако вследствие различных ограничений, присущих методу, точная интерпретация этих флуктуаций пока остается спорной.

В течение последних 0,7 млн. лет постоянно чередовались условия оледенений и межледниковий, в результате чего на кривых (рис. 17-14) видны сходные минимумы. Кроме того, эти температурные данные могут коррелироваться с другими параметрами, регулируемыми климатом, такими, как

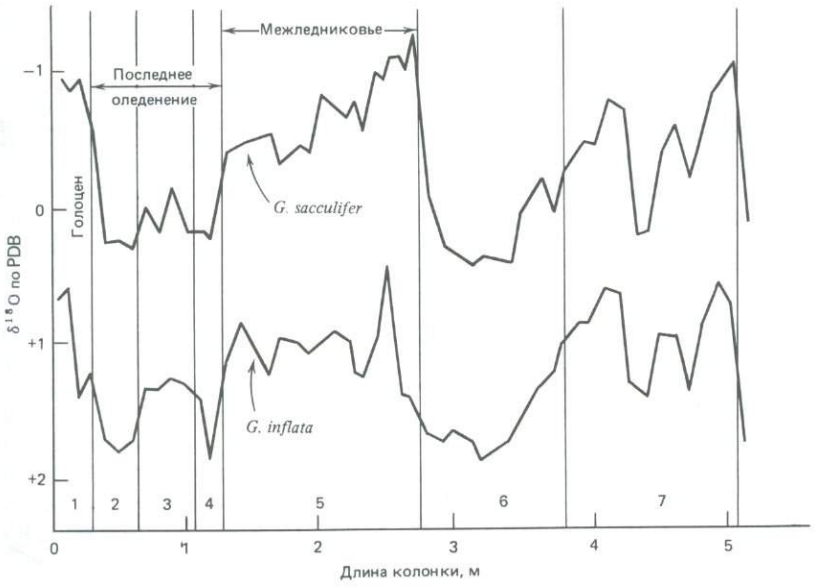


Рис. 17-13. Позднечетвертичные (примерно 260 тыс. лет) изотопно-кислородные кривые по двум видам планктонных фораминифер из южной части Индийского океана. Номера плейстоценовых стадий приведены внизу [280].

изменения уровня океана и вариации состава микрофоссилий. Хорошая корреляция этих событий и их цикличность дают убедительное доказательство того, что климатические изменения были почти синхронными в различных районах, и указывают на единый механизм четвертичных климатических изменений.

Микропалеонтологические методы. Из двух основных методов реконструкции палеосреды – микропалеонтологического и изотопного – первый выявляет широкомасштабные изменения в распространении видов в связи с основными системами течений и водных масс, но эти изменения трудно оценить количественно. Тем не менее в последнее время применение новых концепций и подходов в микропалеонтологии привело к повышению качества палеоокеанологических реконструкций. Поскольку морская экосистема представляет собой комплекс взаимосвязей между организмами и параметрами среды, для одновременного изучения вариаций и взаимодействий многих факторов был применен многомерный анализ.

Униформизм. В четвертичной палеоокеанологии униформизм позволяет сравнивать современную среду и обитающие в ней таксоны со средой времени накопления микрофоссилий. В большинстве исследований такого типа предполагается, что таксоны не испытывали существенных эволюционных изменений и что также не менялись взаимоотношения комплексов со средой обитания. Это предположение общепринято для четвертичного периода, поскольку его длительность недостаточна для значительных эволюционных изменений биоты. Однако определение палеотемператур статистическими методами, основанными на сопоставлении живых и ископаемых

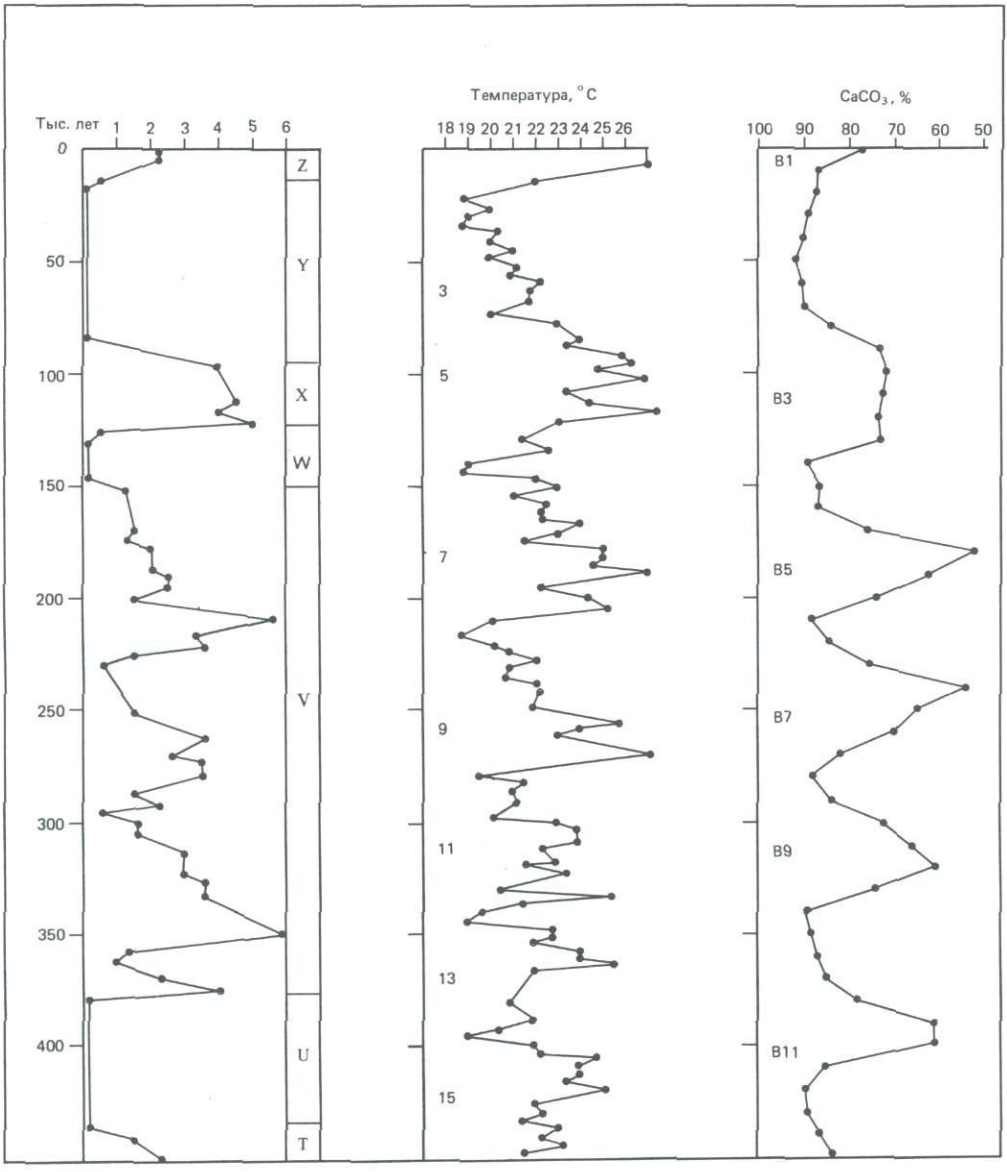


Рис. 17-14. Сравнение двух кривых относительных палеотемператур с кривой содержания $CaCO_3$ в колонке из экваториальной части Тихого океана. Кривая слева отражает колебания содержания тропического вида планктонных фораминифер *Globorotalia menardii* ([440], с. 507; публикуется с разрешения Геологического общества США).

видов со средой их обитания, становится все более сложным с увеличением возраста из-за появления и вымирания видов. Поскольку эволюция может быть результатом изменений среды или экологических стрессов, следует учитывать возможность некоторого сдвига в экологической толерантности видов. Более того, организмы могут эволюционировать, даже если микрофоссилии не показывают существенных изменений в морфологии скелетных образований. Когда какой-либо вид вымирает или мигрирует в новые для него районы, оставшиеся виды, вероятно, приспосабливаются к новым условиям биологической конкуренции. Несмотря на все трудности, дочетвертичная палеоокеанология делает выдающиеся успехи. Палеоокеанологическая история в целом восстанавливается, хотя детали, касающиеся относительных величин температурных изменений, пока не могут быть установлены.

Выбор групп. В любой точке для выявления картины океанологических изменений в общих чертах достаточно изучения только одной группы микрофоссилий. Но какую выбрать группу? Биология растений лучше изучена, и, поскольку им необходим солнечный свет, растения должны реагировать на изменения в поверхностных водах. Однако они дают мало информации о более глубоких слоях. Очень полезно сравнение фито- и зоопланктона. Выбрав по одной группе фито- и зоопланктонных организмов с известковой и кремневой раковинами, можно получить глобальные биотические индикаторы, которые представляют оба царства – растений и животных.

Среди зоопланктонных микрофоссилий шире других используется и лучше всего таксономически изучена группа фораминифер (гл. 16). Хотя биология полицистин (сохраняющихся в осадках радиолярий) в основном неизвестна, информация о распространении как живых форм (например, [189]), так и их ископаемых остатков в поверхностных осадках [674, 760, 784, 894] показывает, что они во многих отношениях похожи на планктонных фораминифер (гл. 16). Большинство радиолярий и планктонных фораминифер населяют подповерхностные воды (50–200 м), и как те, так и другие могут быть сгруппированы в комплексы, географические границы между которыми соответствуют границам поверхностных водных масс. Однако у радиолярий есть две особенности, которые делают их исключительно ценной группой среди всех микрофоссилий: они имеют прочные опаловые скелеты, которые часто хорошо сохраняются в тех местах, где другие микрофоссилии корродированы или полностью отсутствуют, и, кроме того, радиолярии достаточно разнообразны. Вследствие этого количественный анализ радиолярий может выявить статистически более достоверную меру связи фауны со средой обитания, чем анализ других, менее разнообразных групп. Оба этих фактора обусловливают особенную ценность радиолярий для реконструкций четвертичных температур в Тихом и Южном океанах.

Среди фитопланктонных микрофоссилий в палеоокеанологии наиболее широко используется известковый нанопланктон (кокколиты и дискоастеры, см. гл. 16). Диатомеи имеют в основном стратиграфическое значение, но была установлена возможность их использования в некоторых случаях и в четвертичной палеоокеанологии. Нанопланктон менее разнообразен, чем большинство других групп микрофоссилий. Его таксономия и филогения довольно хорошо изучены. В табл. 17-2 сопоставлен ряд характеристик четырех наиболее важных для палеоокеанологии групп микрофоссилий.

Таблица 17-2. **Сравнение характеристик основных групп микрофоссилий, используемых в морских геологических исследованиях**

	Форами ниферы	Радио-лярии	Известковый нанопланктон	Диатомеи
1. Таксономия	+	–	+	–
2. Общее разнообразие	×	+	–	×
3. Общее разнообразие, достаточно высокое для изучения кайнозойской палеоокеанологии в полярных областях	×	+	–	+
4. То же в субполярных областях	+	+	+	+
5. Изученность биостратиграфии	+	+	+	×
6. Изученность биологического контроля	×	–	×	+
7. Изученность современного вертикального и географического распространения	+	–	+	×
8. Сопоставимость видов и комплексов с поверхностными водными массами	+	+	+	+
9. Морфологические вариации, связанные с изменением среды	+	–	×	–
10. Устойчивость раковин к растворению	–	+	×	×
11. Наличие данных, которые могут обеспечить информацию об исходных комплексах	×	+	×	×
12. Устойчивость раковин к латеральному перемещению (перемыву)	+	×	–	–
13. Распространенность в кайнозойских осадках на больших площадях дна	+	+	+	×
14. Относительная легкость подсчета	+	+	+	+
15. Пригодность раковин для изотопного анализа	+	–	+	×

\+ относительно высокие значения или хорошая изученность;
× не очень высокие значения или частичная изученность;
– относительно низкие значения или слабая изученность.

Количественная, полуколичественная и качественная информация. Существуют три типа микропалеонтологических данных: качественные, полуколичественные и количественные. *Качественная информация* просто указывает на наличие или отсутствие видов и почти вся появилась в ходе стратиграфических и геохронологических исследований. Хотя это основная часть палеонтологической информации, ее полезность для палеоокеанологических реконструкций ограниченна. Простейшей формой представления данных являются графики рассчитанных или действительных изменений обилия или соотношения видов в колонке с глубиной (рис. 17-14). Однако, по определению понятия качественной информации, при этом не учитывается комплекс в целом. Под *полуколичественными данными* понимаются

оценки встречаемости видов, сделанные без точного подсчета. Преимущество их состоит в том, что эти данные могут быть получены гораздо быстрее, чем количественные, простым просмотром препарата. Наличие таксонов отмечается в соответствии с относительным обилием, причем некоторые дополнительные усилия затрачиваются на получение полных качественных данных (т. е. на определение всех встреченных видов). Кроме того, полуколичественные данные пригодны для статистической обработки и, если они достаточно корректные, могут быть использованы для установления биогеографических закономерностей, сходных с полученными по количественным данным [902].

Количественные данные, естественно, самые объективные, детальные, точные и воспроизводимые, но их получение требует значительно большей затраты времени, чем для полуколичественных данных. Например, подсчет частоты встречаемости видов фораминифер обычно делается по навеске, содержащей около 300 случайно выбранных экземпляров. Это занимает от 15 минут в некоторых образцах хорошей сохранности до нескольких часов, если сохранность плохая или таксономия слабо изучена.

Количественные методы классифицируются по пяти направлениям исследований. Во-первых, анализ вариаций разнообразия родов и видов во времени на основе сопоставления с современным океаном, где разнообразие известкового планктона убывает от экватора к полюсам [416]. Это, вероятно, связано с повышением стабильности среды к экватору и увеличением степени стратифицированности верхней части водного столба, обеспечивающей дополнительные экологические ниши. В течение кайнозоя отмечаются значительные вариации разнообразия планктона (встречаемости таксонов) и скоростей эволюционных изменений (частоты появлений и вымираний) [84, 187, 416]. Это означает, что на эволюцию групп микрофоссилий сильно влияют экологические стрессы, вызываемые изменениями термической структуры вод Мирового океана. Экологическая радиация четко приурочена к моментам спадов экологических стрессов и климатическим потеплениям. Вымирания сопоставляются с резкими изменениями экологического равновесия. Самые выдающиеся события позднего фанерозоя произошли на границах мезозой–кайнозой и эоцен–олигоцен.

Вторым направлением является количественный анализ относительного обилия видов (рис. 17-15), полный анализ планктонных комплексов (для фораминифер, см. [508, 590, 847]) и анализ встречаемости и соотношения чувствительных к температуре видов (для диатомей и радиолярий, см. [46, 171, 539, 554, 603, 926]). Например, в субполярных и умеренных областях изменения относительного содержания единственного вида фораминифер, преобладающего в полярных видах,– левозавитой *Neogloboquadrina pachyderma*– является отличным индикатором чувствительности к климатическим осцилляциям (рис. 17-15). Высокое содержание указывает на низкие температуры (ледниковые климаты), а низкое соответствует более высоким температурам (межледниковые климаты).

Более полезный метод–объединение типичных для современных экологических условий видов в диагностические комплексы и суммарное представление одновременных изменений обилия всех таких комплексов (например, [571, 718]). Эта процедура обеспечивает несколько частично независимых кривых, каждая из которых является частью палеоклиматической информации. Другие исследователи объединили такие данные по ряду видов в одну палеоклиматическую кривую (рис. 17-16).

Фледжер и др. [834] составили единую идеализированную палеоклима-

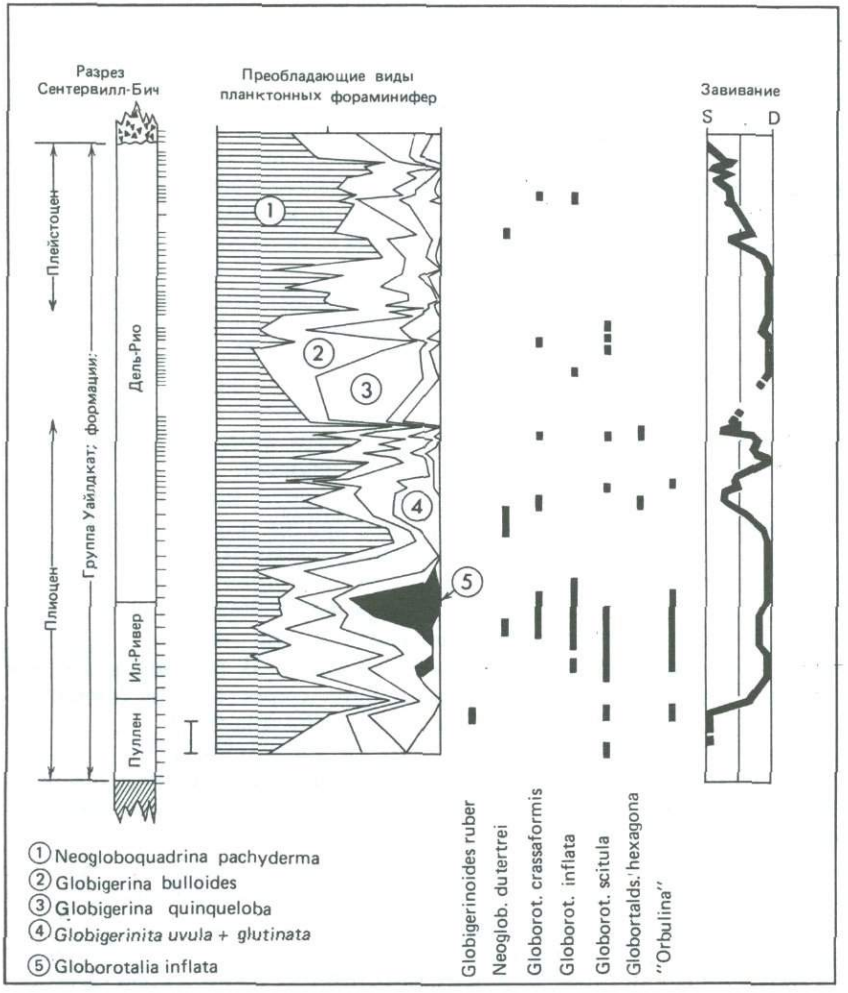


Рис. 17-15. Количественные вариации содержания планктонных фораминифер в плиоцен-плейстоценовых отложениях разреза Сентервилл-Бич в Калифорнии. Отмечено появление в среднем плиоцене комплекса переходной водной массы, для которой характерны *Globorotalia inflata* и *C. puncticulata*, указывающее на значительное повышение температур Калифорнийского течения, отразившееся в других районах северной части Тихого океана. Кроме того, показана смена направления завивания раковин *Neogloboquadrina pachyderma*: ось *S* – 100% левозавитой; ось *D* – 100% правозавитой. (Любезно предоставлено Дж. Инглом-старшим.)

тическую кривую и рассмотрели каждый образец на ней как показатель средних, высоких или низких широт. Руддиман [880] объединил тепловодные и холодноводные виды фораминифер на одной палеоклиматической кривой, но не выделил в пределах каждой из этих групп градаций видов, о которых известно, что они предпочитают разные температуры в современных океанах (рис. 17-17). Мак-Интайр с соавторами [718] и Ингл [511] использовали современные данные о предпочтительных районах обитания фораминифер и кокколитов для восстановления перемещений водных масс

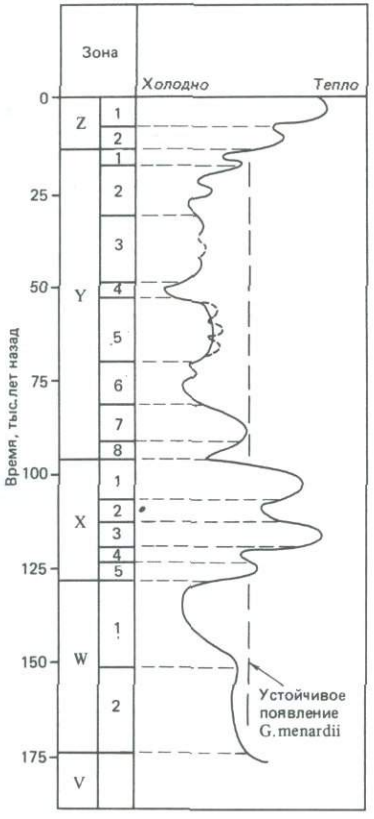


Рис. 17-16. Палеоклиматическая кривая позднего плейстоцена и фораминиферовые зоны в западной части Мексиканского залива. Палеоклиматическая кривая основана на осцилляциях частоты встречаемости видов во фракции крупнее 175 мкм ([580], с. 386).

в прошлом, причем в этих реконструкциях меридиональное смещение служит количественной мерой палеоклиматических изменений (рис. 17-18) [511, 882].

Третье важное направление исследований – это количественный анализ вариаций частоты встречаемости чувствительных к температуре морфологических признаков (экофенотипов) выбранных видов планктонных фораминифер на основе сходства в поведении современных популяций, включая соотношение лево- и правозавитых форм [33, 508, 569, 988], изменение формы, размеров, пористости и многих других морфологических показателей. Например, как установил Бе и др. [53], средний размер раковин сферического вида планктонных фораминифер *Orbulina universa* в Индийском океане варьирует с широтой. Авторы пришли к заключению, что существует обратная корреляция между размером раковин этого вида и температурой и плотностью воды. Особенно большой меридиональный градиент размера раковин отмечается в средних широтах, возможно, вследствие близости зоны субтропической конвергенции, где смешиваются субтропические и субантарктические воды.

Четвертым направлением исследований является математический анализ планктонных биофаций путем факторного анализа и связанных с ним приемов, применяемых для объективного выделения палеоэкологически значимых групп ныне живущих или вымерших видов (например, [420]; рис. 17-19). В конечном итоге палеоэкологические переходные функции по-

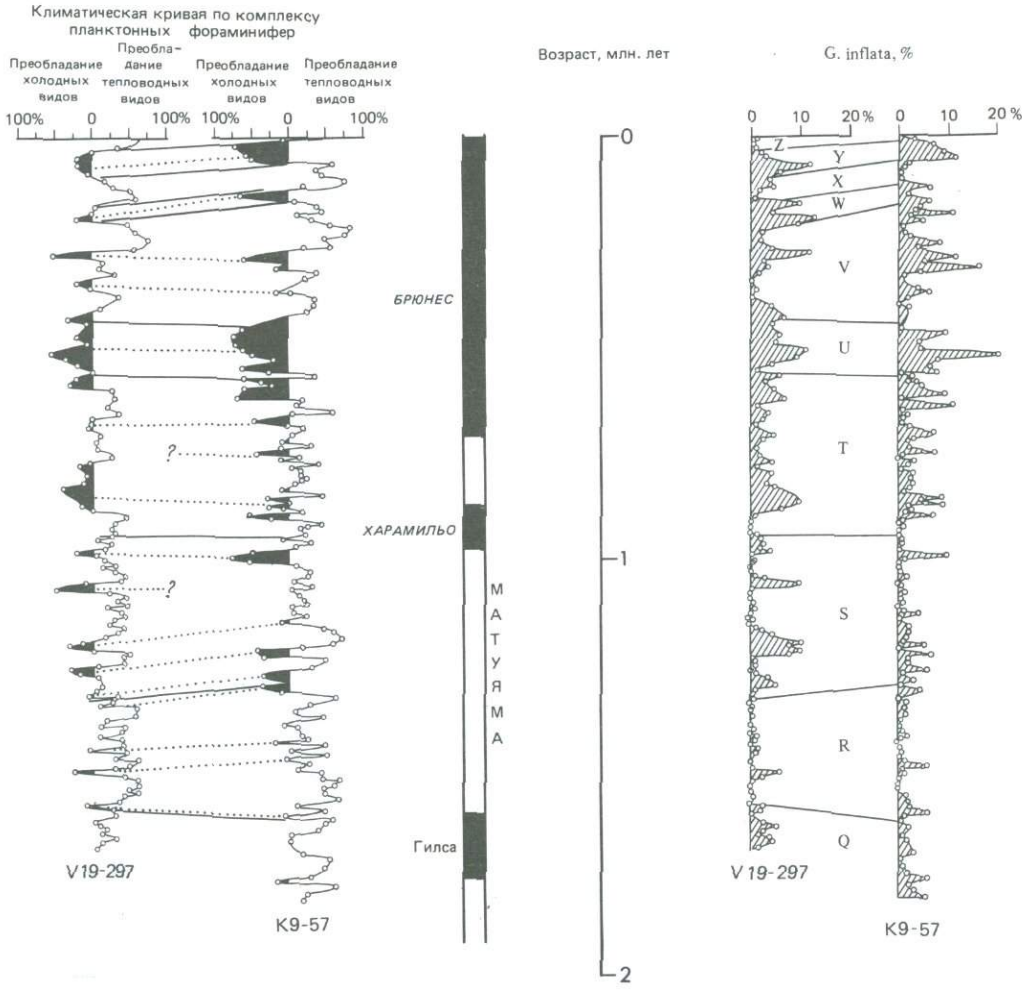


Рис. 17-17. Палеоклиматические кривые по комплексам планктонных фораминифер и палеомагнитная стратиграфия двух колонок осадков из Южной Атлантики. Зоны, в которых холодноводные виды фораминифер преобладают по численности над тепловодными тропическими, показаны черным цветом. Наиболее резко выраженные холодные зоны наблюдаются над событием прямой полярности Харамильо ([880], с. 294; публикуется с разрешения Геологического общества США).

зволяют рассчитывать палеоусловия, используя современные «калиброванные» связи микрофоссилий с условиями среды. Этот метод стал настолько важным для четвертичной палеоокеанологии, что он обсуждается более подробно на с. 236–240.

Все названные методы позволяют получить количественные, важные для палеоокеанологии параметры, которые могут быть использованы для восстановления фаунистических и флористических изменений как по вертикали, в отдельных разрезах, образующих временные серии, так и по горизонтали, в пределах определенного промежутка времени или «среза», для выявления пространственной картины. Эти параметры можно использовать и для

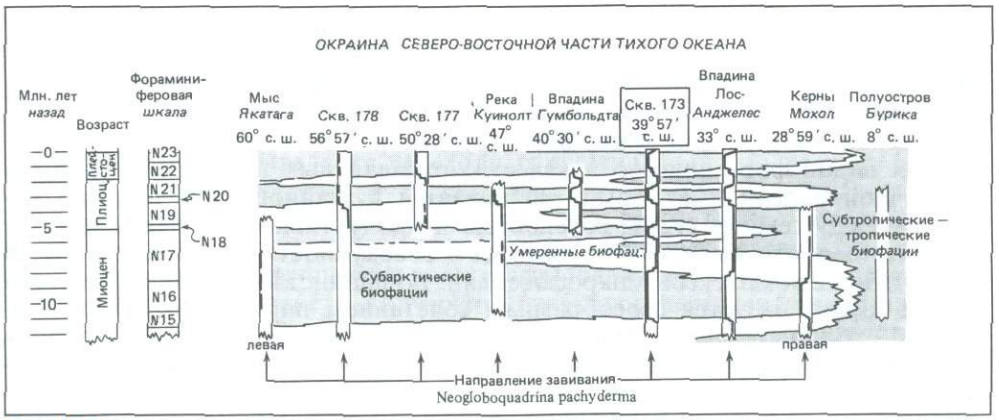


Рис. 17-18. Схема крупных неогеновых осцилляций чувствительных к температуре биофаций планктонных фораминифер в пределах Калифорнийского течения и в прилегающему к нему аляскинском круговороте по меридиональному профилю от 60 до 8° с. ш. Комплексы, содержащие только левозавитую *Neogloboquadrina pachyderma*, рассматриваются как индикаторы температур ниже 10°С, а комплексы, состоящие из правозавитых форм, соответствуют температурам выше 15°С. Граница между умеренной и субтропической–тропической биофациями сопоставляется с температурой 20° [511]. Скважины Проекта глубоководного бурения.

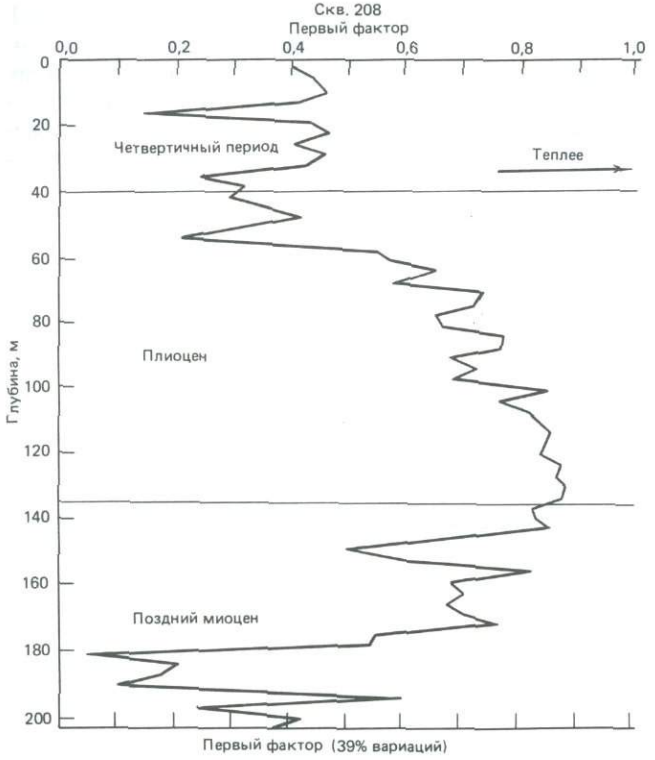


Рис. 17-19. Факторный анализ позднекайнозойских комплексов планктонных фораминифер в скв. 208. Группировка видов (факторы) приведена внизу.

обеих этих целей, т.е. и для временных, и для пространственных реконструкций. Однако все перечисленные методы, кроме простого анализа разнообразия, требуют подсчета определенного количества фаунистических элементов или статистически значимых ключевых элементов.

Переходные функции. Основная трудность при использовании современных видов фораминифер в качестве стандартных показателей для четвертичной палеоклиматологии заключается в установлении взаимоотношений между температурой, соленостью и продуктивностью океанских вод [882], потому что именно эти факторы в совокупности определяют состав четвертичных комплексов микрофоссилий. Большинство районов Мирового океана характеризуется своеобразным сочетанием параметров среды. Например, холодноводным районам часто свойственны низкая соленость и высокая продуктивность. Вследствие этого очень трудно получить независимые друг от друга оценки палеотемпературы, палеосолености или продуктивности по комплексам микрофоссилий из глубоководных осадков [882]. Эти трудности удается частично преодолеть, используя для расчета параметров палеосреды факторный анализ или метод переходных функций. Основой метода переходных функций является сопоставление комплексов микрофоссилий в поверхностных пробах осадков с современными океанологическими параметрами, взятыми из атласа. *Палеоокеанологические переходные функции* – это выведенные эмпирически уравнения для расчета палеопараметров океана и атмосферы по палеонтологическим данным [506]. Взаимосвязи этих функций базируются на пространственной корреляции современных климатических данных с соотношениями видов в комплексах из поверхностного слоя осадков, которые используются в качестве калибровочной основы [895]. Каждое уравнение выводится при помощи множественной регрессии. Применение таких численных методов в микропалеон-

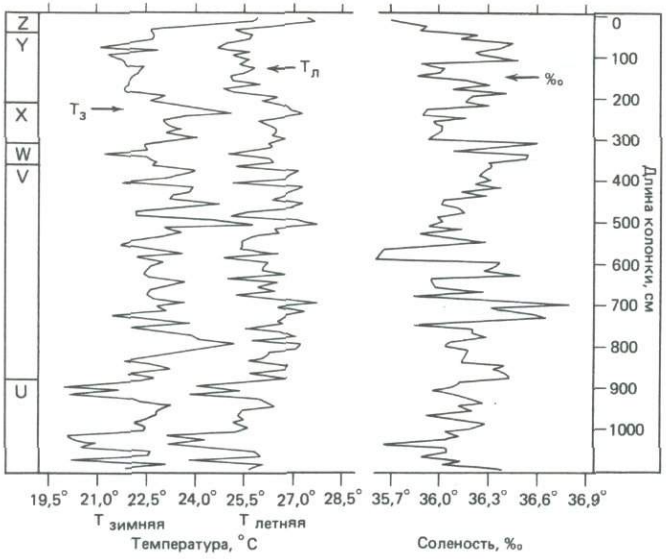


Рис. 17-20. Рассчитанные по приведенным в тексте уравнениям значения палеотемператур (зимней и летней) и палеосолености поверхностных вод в районе колонки из Карибского моря. Индексы слева – фораминиферовые зоны ([506], с. 118; публикуется с разрешения издательства Йельского университета).

тологии стало возможным с развитием компьютерной техники и накоплением больших массивов микропалеонтологических данных. С теоретической точки зрения метод Имбри и Кипп [506] – наиболее совершенный из всех существующих в настоящее время в этой области. В своей оригинальной работе они использовали количественные данные по планктонным фораминиферам для выведения переходных функций с целью расчета поверхностных палеотемператур и палеосолености. В поверхностных осадках Северной Атлантики ими было выделено пять групп видов: полярная, субполярная, субтропическая, тропическая и пограничных течений (или окраин круговоротов). Фаунистические комплексы показывают географически закономерное распределение и подчеркивают экологически значимые характеристики каждой выборки данных. На рис. 17-20 приведены результаты расчетов палеоклиматических параметров по колонке четвертичных осадков Карибского моря с использованием этих уравнений. Когда исследуется большая сеть колонок, вырисовывается трехмерная картина палеоокеанологических осцилляций, например такая, как на рис. 17-21. В ходе работ по проекту КЛИМАП этот метод был распространен на весь Мировой океан для составления карт температур поверхностных вод 18 тыс. лет назад, во время максимума оледенения [198].

Палеотемпературный анализ по методу Имбри и Кипп состоит из четырех последовательных операций [504] (рис. 17-22). Первая операция заключается в описании фаунистических комплексов из поверхностных осадков в терминах факторного анализа. Вторая операция представляет собой получение переходных функций при помощи множественной регрессии. Третья операция – сопоставление ископаемых комплексов вниз по разрезу с поверхностными, описанными также в терминах факторного анализа:

$$U_{dc} = F_{dc} V.$$

В этом уравнении U_{dc} – рассчитанные комплексы вниз по колонке, F_{dc} – набор данных вниз по колонке, V – матрица, описывающая комплексы. Последняя, четвертая операция заключается в расчете палеотемператур (E_{dc}) путем приложения переходной функции (T) к фаунистическим комплексам (U_{dc}) вниз по колонке:

$$E_{dc} = U_{dc} T.$$

В итоге палеоэкологические переходные функции обладают следующими характеристиками [895]:

1. Обеспечивают калиброванные количественные оценки некоторых палеопараметров, таких, как сезонные или среднемесячные температуры воздуха или поверхностных вод океана.
2. Используют алгебраические методы для получения этих оценок.
3. Алгоритмы основаны на многомерном численном методе анализа многокомпонентных ископаемых комплексов.
4. Функции калиброваны по адекватной сети данных современного распределения.
5. Калиброванные функции применяются затем к более древним образцам для расчета палеопараметров среды.

Более того, точность переходных функций свидетельствует о том, насколько хорошо они описывают реальные температуры. Она зависит от степени реальности основных допущений, лежащих в основе метода переходных функций [895].

Предполагается, что многомерный анализ лучше применять для расчета

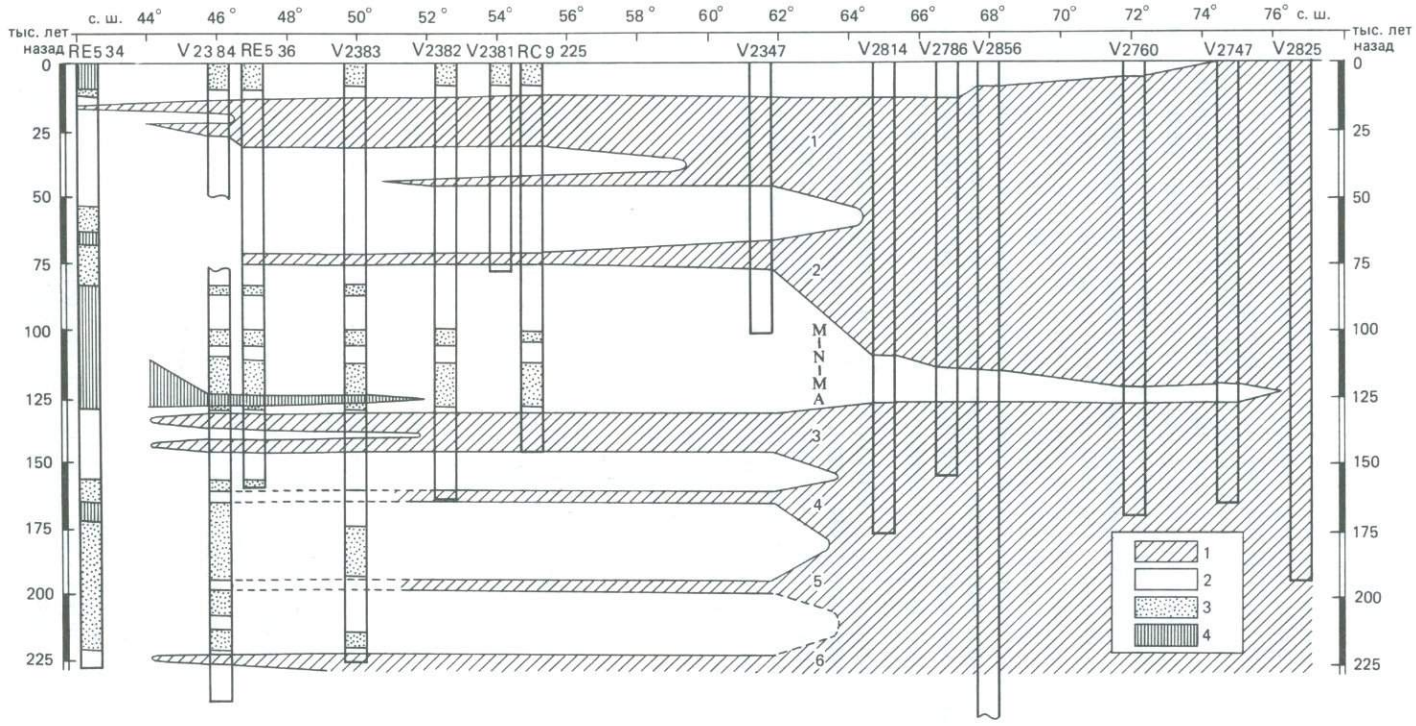


Рис. 17-21. Изменения палеоокеанологических условий с широтой в Норвежском море и в Северной Атлантике в позднечетвертичное время. Показаны комплексы планктонных форминифер и кокколитофорид, характерные для определенных водных масс. Видно, что субполярные фауны проникали в Норвежское море только дважды за последние 150 тыс. лет: в настоящее время и около 120 тыс. лет назад ([563], с. 105; публикуется с разрешения Геологического общества США). Комплексы: *1* – полярный; *2* – субполярный; *3* – переходный; *4* – субтропический.

Рис. 17-22. Основные операции при переводе микропалеонтологических данных в оценки температуры и солености.

палеоусловий по вариациям одного вида микрофоссилий. Хотя это соображение кажется справедливым для большинства экосистем, оно до сих пор четко не доказано. Многомерные оценки могут искажаться за счет некоторых типов седиментационных или экологических аномалий, избирательно влияющих на один вид, поэтому использование этих методов подразумевает выявление таких аномалий.

Биологические реакции должны быть закономерно связаны с физическими свойствами среды. Такие физические параметры, как температура, должны или определять развитие биоты, или по крайней мере быть связанными с другими контролирующими факторами. Несвязанные параметры легко определяются при помощи любого варианта метода переходных функций.

Предполагается, что между прошлыми и современными условиями существуют следующие простые зависимости:

1. Экологические роли видов постоянны, поскольку эволюционные изменения ископаемых видов незначительны.

2. Климатические или океанологические условия не выходят за рамки *калибровочных данных по современным океанам.*

3. Условия сохранности были относительно постоянными во времени.

Если условия среды, зафиксированные в колонке осадков, не попадают в пределы современного калибровочного набора данных, то основанные на современных поверхностных пробах осадков переходные функции приведут к ошибкам. Такие явления называются *безаналоговыми ситуациями.* Примером их являются изменения содержания радиолярии *Cycladophora davisiana* в четвертичных осадках Антарктики. Этот вид очень обилен в осадках Антарктики около 18 тыс. лет назад [438]. В современном океане эта форма многочисленна только в Охотском море, т.е. в районе формирования обширных сезонных плавучих льдов [876], поэтому максимум вида в Антарктике 18 тыс. лет назад интерпретируется Хейсом и др. [438] как показатель распространения здесь морских льдов. Но примеров высокой численности этого вида в современной Антарктике нет.

Хатсон [503] выделил два типа безаналоговых ситуаций: *абиотические* и *биотические*. Абиотические безаналоговые ситуации могут быть результатом искажения комплексов за счет химического растворения. Биотические безаналоговые ситуации могут возникать из-за недостаточно детального опробования современных обстановок или из-за того, что они не включают какие-либо условия прошлого. Кроме того, биотическая безаналоговая ситуация может быть обусловлена эволюцией.

Палеоокеанологическая интерпретация временных серий. *Проблема определяющих факторов.* Итак, мы рассмотрели различные методы: изотопный, микропалеонтологический, седиментологический, которые обеспечивают нас необходимой палеоокеанологической информацией, в том числе данными для временных срезов в океанах. В заключение следует проанализировать разные пути использования временных серий для лучшего понимания природы палеоокеанологических изменений и вызывающих и контролирующих их факторов. Считается, что происходившие в течение геологического времени климатические, геохимические и биологические изменения являлись в значительной мере реакцией на такие усиливающие факторы, как *астрономические, атмосферные* и *земные* (например, дрейф континентов или эволюция океанских бассейнов). Чтобы объяснить эти изменения, необходимо выявить все определяющие факторы, а также внутренний механизм взаимодействий в системе океан–атмосфера–биосфера. Поскольку солнечная энергия обусловливает движение океанских вод, то изменение ее притока будет сказываться на океанской циркуляции. Важными элементами системы, реагирующей на приток солнечной энергии, являются запас тепла и углерода и их перераспределение между резервуарами. Колебания прихода энергии в океан определяются тремя процессами.

1. *Орбитальные вариации.* Количество приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации на какой-либо широте и в разные сезоны зависит от взаимоотношений между тремя параметрами земной орбиты: *эксцентриситетом, наклоном плоскости эклиптики* и *расстоянием от Земли до Солнца в перигелии* в зависимости от прецессии (рис. 17-23). Каждый из этих орбитальных параметров является квазипериодической функцией времени. Геометрия прошлых и будущих орбит, первоначально рассчитанная Миланковичем в 1941 г., известна под названием *орбитальных возмущений Миланковича.* Самые последние точные расчеты были выполнены Бергером [61]. Эти орбитальные возмущения в настоящее время считаются одной из главных причин чередования оледенений и межледниковий в четвертичное время.

2. *Вариации солнечной активности.* Изменения интенсивности конвективных потоков на поверхности Солнца наблюдаются визуально путем подсчета солнечных пятен. Подсчет пятен за последние 300 лет вскрыл значительные изменения в поведении Солнца. Известны 11-летние циклы солнечных пятен, кроме того, они могут почти полностью исчезать в течение более продолжительных отрезков времени, как это было, например, между 1650 и 1710 гг. Солнечная активность проявляется в изменениях свойств солнечного ветра и, следовательно, в интенсивности космических лучей, в результате изменяются скорости продуцирования ^{14}C. Уровни ^{14}C в атмосфере прошлого восстанавливаются путем анализов содержания ^{14}C в годичных кольцах деревьев. Они выявляют периодичность примерно в 130 и 200 лет [1006]. Менее точные данные по содержанию ^{14}C в древесине сосны остистой за последние 8000 лет показали периодичность около 500, 900 и 2400 лет [1009]. Возможно, что эти более длительные вариации

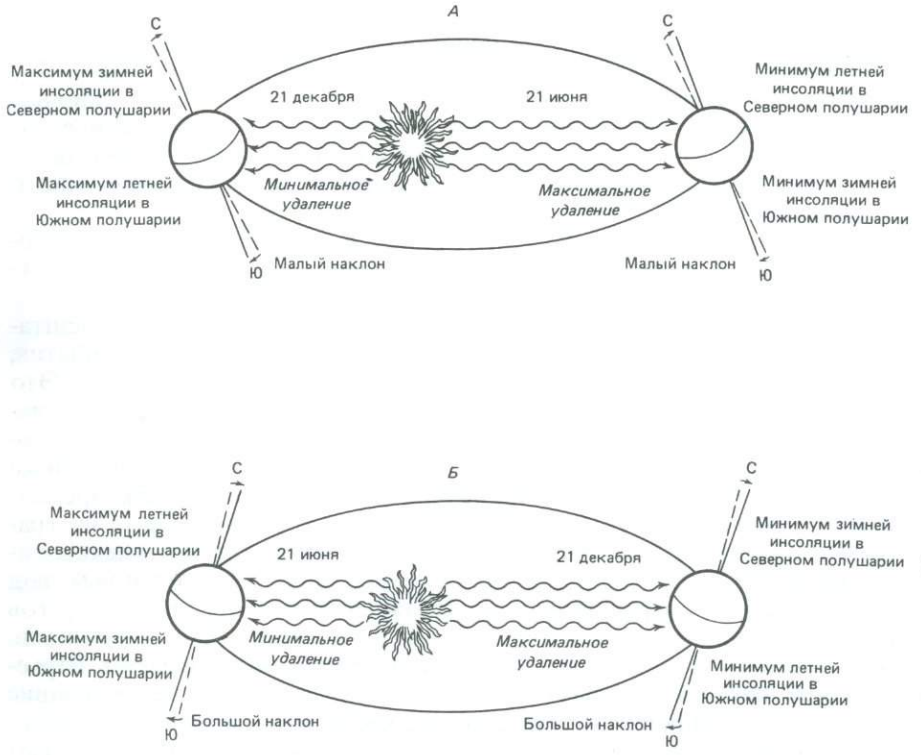


Рис. 17-23. Астрономическое положение Земли относительно Солнца, которое может (*А*) усиливать рост ледников в Северном полушарии и (*Б*) способствовать таянию ледников в Северном полушарии. (Любезно предоставлено В. Руддиманом и А. Мак-Интайром.)

^{14}C отражают связанные с климатом изменения скоростей обмена углеродом между резервуарами. В колонках глубоководных океанских осадков эти вариации пока слабо изучены в основном вследствие неадекватного стратиграфического разрешения из-за биотурбации и низких скоростей осадконакопления.

3. *Изменения альбедо* вызываются как земными, так и атмосферными причинами. К земным причинам относится изменение широтного положения континентов. Оно обусловливает климатические колебания, проявляющиеся в изменениях площади пустынь и формировании ледниковых щитов, а следовательно, в изменениях альбедо земной поверхности, т.е. способности отражать солнечную радиацию. Влияние более долгопериодных изменений в системе континент–океан на главные глобальные палеоклиматические события рассмотрено в гл. 19.

Атмосферные причины колебаний альбедо Земли связаны в основном с количеством вулканической пыли в атмосфере. Брисон и Гудман [143], исходя из теоретических соображений, предполагают, что происходившие в историческое время вулканические извержения оказывали ощутимое кратковременное воздействие на климат. В масштабах геологического времени Кеннетт и Танелл [587, 588] установили значительные изменения количества вулканической пыли в атмосфере за последние несколько миллионов лет. Кеннетт [575] и Брей [128] предположили, что с этим связаны крупные

климатические эпизоды за последние 20 млн. лет. Предполагается также прямая связь между колебаниями количества вулканической пыли в атмосфере и позднекайнозойской эволюцией главных ледниковых щитов [128]. В промежуточном временном масштабе (от 10^3 до 10^6 лет) влияние крупных вулканических извержений на климатические или океанологические события не обнаружено. Однако при изучении океанских осадков было установлено, что за несколько последних миллионов лет произошло много крупных извержений [788, 789].

Различные виды исследований, применяемые в палеоокеанологии, включают *анализ событий, корреляцию событий, анализ сдвига по фазе* и *спектральный анализ.*

1. *Анализ событий.* Геологическую летопись разных временных масштабов маркируют палеоокеанологические–палеоклиматические события, обусловившие переход от одного состояния палеосреды к другому. Это *кратковременные события.* В некоторых случаях такие события вызвали необратимые изменения палеосреды, отразившие эволюционные стадии глобальной палеоокеанологической и климатической истории. Известны также преходящие обратимые события. Примером необратимого кратковременного события может служить быстрое охлаждение придонных вод на границе эоцена и олигоцена [584], вызвавшее и некоторые другие явления, такие, как понижение КГл (см. гл. 14). Вероятно, характер глубинных вод существенно изменился в результате их охлаждения и опускания у берегов Антарктиды. Придонные воды с тех пор так и не стали такими теплыми, как прежде, поэтому это событие явилось палеоокеанологическим барьером. Примером преходящих кратковременных событий служит чередование оледенений и межледниковий в четвертичное время. Анализ событий включает изучение переходных состояний среды. Скорость изменений указывает на размеры резервуара, являющегося инертным элементом системы. Характер перехода от одного состояния океана к другому может свидетельствовать о монотонном сдвиге или нестабильных осцилляциях (например, рост антарктического ледникового щита в среднем миоцене).

2. *Корреляция событий.* Корреляция и сопоставление событий, установленных в стратиграфических разрезах из удаленных друг от друга районов, дает дополнительную информацию для палеоокеанологического анализа. Это обеспечивает представление о величине основного изменения и его влиянии на другие элементы системы океан–климат. Корреляция может быть меридиональной (между высокими и низкими широтами), поперек течения (между внутренней и внешней частями круговорота), вдоль по течению (между восточными и западными течениями), между бассейнами (например, между Северной Атлантикой, северной частью Тихого океана и Средиземным морем) и между малыми и большими глубинами (изменения палеоокеанологических градиентов с глубиной).

3. *Анализ сдвига по фазе в последовательности событий.* Хронология изменений, установленных в пределах одного района и между различными районами, дает представление о последовательности событий и отделяет первичные движущие силы от более поздних вторичных событий, т.е. позволяет установить причинно-следственные связи. Хотя последовательность изменений известна, их динамика остается спорной. Поскольку осадки содержат разнообразную информацию, изменения в различных частях системы океан–атмосфера–лед можно изучать по одним и тем же разрезам. Примерами сигналов, в которых проявляются сдвиги по фазе, могут служить колебания палеотемператур поверхностных и придонных вод, содер-

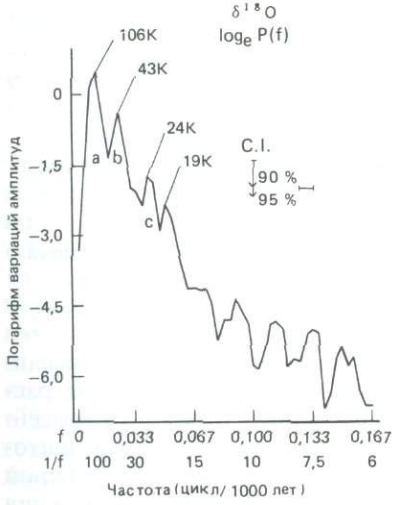


Рис. 17-24. Спектр климатических вариаций ($\delta^{18}O$) в субантарктической колонке, полученной с помощью поршневой трубки. Высокое разрешение спектра отражает как натуральный логарифм вариаций, так и частоту встречаемости (количество циклов зв 1000 лет). Резкие спектральные пики обозначены буквами a, b, c ([438], с. 1127).

жания кислорода, интенсивности растворения известковых осадков, изотопного состава кислорода океанских вод вследствие изменений в криосфере. Эти сигналы часто отделены друг от друга несколькими сотнями или тысячами лет, поэтому необходимо изучать ненарушенные разрезы с высоким стратиграфическим разрешением.

4. *Спектральный анализ.* Анализ спектральной мощности, или частотно-амплитудный анализ, является основным инструментом изучения динамики изменений в системе атмосфера – океан – лед. Были найдены такие движущие силы чередования оледенений и межледниковий, как астрономические события (возмущения Миланковича). Резкие спектральные пики во временных сериях глубоководных колонок отмечаются через 23 и 41 тыс. лет (рис. 17-24). Концентрация изменений объема льдов и других палеоклиматических данных с такой периодичностью предсказывается простыми расчетами. Амплитуды этих спектральных пиков сильно варьируют от места к месту. Открытие такой периодичности в четвертичное время дало нам новый инструмент для усовершенствования временной шкалы. Теперь привязка к временной шкале возможна путем «настройки» временных серий по частотам астрономических циклов.

18. ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОКЕАНСКИХ БАССЕЙНАХ

Приди странствовать со мной
В еще неисхоженные края
И прочти еще непрочитанное
В книге бытия.

Генри Водсворт Лонгфелло

Глубоководное бурение позволило хорошо изучить эволюцию океанской среды, историю седиментации и палеобиогеографию. В гл. 6 мы рассмотрели тектоническую эволюцию каждого из главных океанских бассейнов. В этой главе кратко описывается палеоокеанологическая и седиментологическая эволюция Тихого и Индийского океанов, Северной и Южной Атлантики. Здесь приведены краткие, обобщенные и упрощенные сведения из нескольких работ, в основном базирующихся на материалах, собранных в ходе работ по Проекту глубоководного бурения DSDP. В каждом из первичных отчетов по Проекту приводится краткая сводка по геологической эволюции соответствующего региона и содержится огромное количество детальной информации, которая теряется в последующих обобщающих сводках. В дополнение к первичным отчетам есть несколько других ценных сводок по крупным океанским регионам.

Седиментологическая и палеоокеанологическая эволюции каждого региона отражены в двух типах информации: локальной и глобальной. Однако, поскольку океан действует как единая геохимическая и циркуляционная система, локальное изменение может иметь глобальные последствия. Глобальные модели, включающие палеоклиматические события, обеспечивают необходимую основу для понимания палеоокеанологической истории океанской среды. На глобальную модель накладываются специфические характеристики отдельных районов, обусловленные в основном эволюцией рельефа [1075]. Локальные факторы имели доминирующее значение на ранних этапах развития океанских бассейнов, когда они частично или полностью были изолированы тектоническими барьерами от общей системы океанской циркуляции. По мере развития океаны постепенно расширялись, и тектонические барьеры постепенно исчезали, а параметры среды приближались к современным. Таким образом, описание истории среды каждого конкретного океана содержит как уникальную информацию о данном регионе, так и отражающую глобальную палеоокеанологическую эволюцию. Самые важные глобальные события более детально рассматриваются в гл. 19.

Тихий океан

Тектоническая история Тихого океана отличается от истории Атлантического и Индийского океанов, поэтому уникальна и история седиментации в Тихом океане. Эти различия обусловлены в основном следующими факторами.

1. В течение мезозоя и кайнозоя другие океаны разрастались за счет Тихого океана. В раннем мезозое Тихий океан был значительно больше совре-

менного и представлял собой глобальный океан Панталассу. С тех пор Тихий океан уменьшился, но и в настоящее время остается крупнейшим из океанов, и огромные его пространства удалены от источников терригенного материала.

2. Тихий океан почти полностью окружен активными окраинами, связанными с ними желобами и окраинными морями. В связи с этим терригенный материал улавливается в окраинных бассейнах, оставляя обширные области Тихого океана открытыми только для пелагической седиментации, т.е. в основном для биогенного осадконакопления с небольшой добавкой эоловой седиментации. Аккумуляция терригенного обломочного материала играет существенную роль в его северо-восточной части. Вследствие этого изменения в характере седиментации Тихого океана, по-видимому, являются надежным индикатором общего поведения океанской части глобальной геохимической системы [1150]. Таким образом, на историю седиментации в Тихом океане слабо влияют локальные процессы и эволюция континентов, и она отражает явления, которые затрагивали Мировой океан в целом.

3. Летопись истории седиментации в Тихом океане все время уничтожается в обрамляющих его зонах субдукции, в то время как в других океанах информация постоянно накапливалась с момента их возникновения до настоящего времени. В пределах Тихого океана не найдено осадков, возраст которых превышал бы среднемезозойский, хотя океан самый древний. Часть этих древнейших отложений залегает в аккреционных призмах окружающих его активных окраин. Они являются единственным источником получения информации о Панталассе.

4. Хотя Тихий океан существенно уменьшился в размерах в результате появления Атлантического и Индийского океанов, он был первоначально столь огромен, что впоследствии в целом сохранил свою прежнюю форму. Система циркуляции в нем не менялась так резко, как в более молодых океанах. Условия седиментации в новых океанах в значительной мере определялись связанной с их развитием эволюцией палеоциркуляции, особенно на ранних этапах истории. Напротив, в Тихом океане в течение более чем 200 млн. лет существовала циркуляция открытого океана с двумя огромными круговоротами в Северном и Южном полушариях (рис. 18-1).

5. Огромные пространства западной и юго-западной частей Тихого океана претерпели сложное тектоническое развитие, связанное с формированием окраинных морей. В этих областях сложной была и история кайнозойской седиментации.

6. Мезозойские и кайнозойские осадочные разрезы на больших площадях дна Тихого океана отражают движение Тихоокеанской плиты (см. гл. 17). Тектоническая эволюция включает движение плиты на север, постепенное погружение с увеличением возраста флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия и изменение высоты, формы и положения поднятия [1075] К основным палеоокеанологическим изменениям относятся вариации продуктивности планктона, изменения природы и направления придонных течений, которые частично связаны с историей оледенения Антарктиды. Эти воды поступают в глубокие слои Тихого океана из Антарктики, увеличивая интенсивность растворения осадков и в некоторых случаях фактически эродируя их и влияя таким образом на процесс аккумуляции. В результате растворения карбонатов скорости осадконакопления быстро уменьшаются с увеличением глубины (и возраста) дна [1075]. Кроме того, продукция биогенного материала резко сокращается за пределами экваториальной зоны.

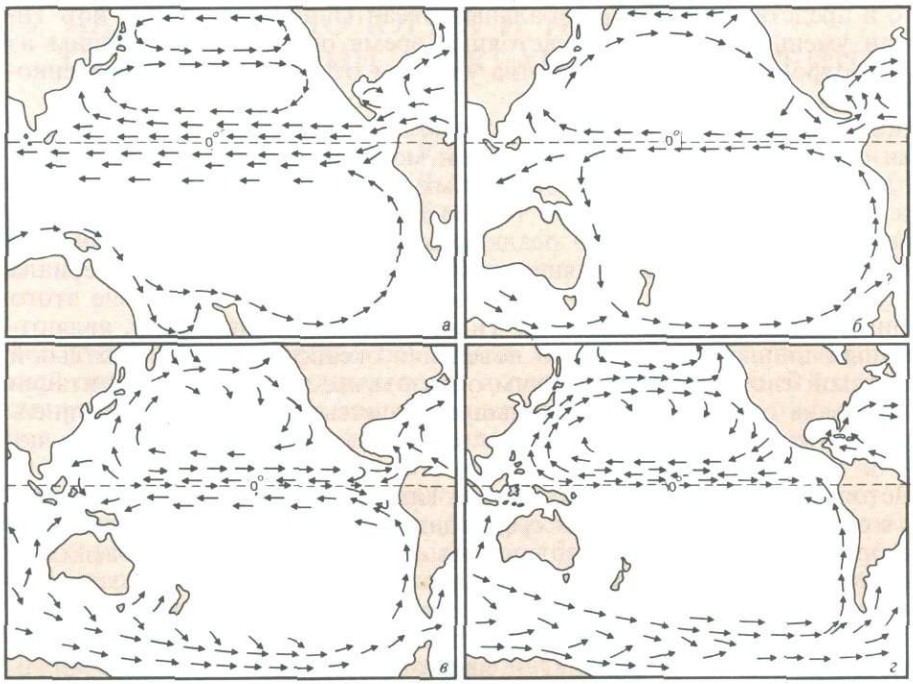


Рис. 18-1. Предполагаемые изменения поверхностной циркуляции в Тихом океане, обусловленные перестройками конфигурации континентов во времени: *а* – 60 млн. лет назад; *б* – 35 млн. лет назад; *в* – 15 млн. лет назад; *г* – 1 млн. лет назад [Tj. H. van Andel, 1979].

Слои раннемеловых кремней, в настоящее время залегающие в северо-западной части Тихого океана, интерпретировались Лансло и Ларсоном [627] как кремнистые илы, отложившиеся при пересечении тихоокеанской плитой экватора.

История седиментации в северо-западной части Тихого океана отражает взаимодействие движения плиты, положения КГл и биопродуктивности в экваториальной зоне. Все скважины DSDP вскрыли одну и ту же относительно простую историю седиментации. Сначала, в течение части мела, на срединно-океанских хребтах на малых глубинах откладывались карбонатные осадки. Позднее, когда склон хребта постепенно погрузился глубже КГл, накапливались глины или биогенные кремнистые осадки или те и другие. Затем по мере движения на север через продуктивную экваториальную зону, как показывают скважины DSDP, происходило усиление биогенного кремненакопления в осадках, за которым последовало медленное отложение глин в областях систем субтропической циркуляции. Позднекайнозойские слои вулканических пеплов частично отражают приближение плиты к вулканическим очагам северо-западной части Тихого океана.

Наиболее полный обзор палеоокеанологии и истории седиментации в Тихом океане дан в работе ван Андела и др. [1075]. В ней рассмотрена прежде всего экваториальная область, но предложены и концепции, применимые к обширным пространствам Тихого океана. Из других более общих обзоров можно назвать работы Фишера и др. [334], Уорсли и Девиса [1150]. Региональные обзоры написали Шолл и Кригер [921], фон Хюне

и Кульм [1103], Лансло и Ларсон [627] для северной части, Ингл [509] для окраинной северо-восточной части, Кариг [547] для западной части, Бёрнс и Эндрюс [158], Пакхем и Террилл [809] для юго-западной части Тихого океана.

Мезозойская история. *Древние системы циркуляции Панталассы.* О мезозойской палеоокеанологии Тихого океана известно мало; большинство сохранившихся к настоящему времени данных относится к дальнему северо-западному сектору. Тем не менее было установлено, что сочетание больших размеров, климатической однородности и огромных запасов тепла в океане обусловило однообразную, менее богатую событиями мезозойскую историю по сравнению с кайнозойской [88]. Поверхностная циркуляция, по-видимому, напоминала современную (рис. 18-1) с двумя основными круговоротами в Северном полушарии: антициклоническим субтропическим и циклоническим субарктическим. Меловые аналоги Куросио, Ойясио и Калифорнийского течения, вероятно, уже были хорошо развиты [678]. В Южном полушарии, по-видимому, также существовали два отчетливых круговорота, хотя отсутствие Антарктического циркумполярного течения препятствовало их взаимодействию и формированию циклонического антарктического круговорота. Широкое экваториальное течение западного направления должно было достигать северной части Индийского океана, так как Австралия еще соединялась с Антарктидой. По этому протяженному экваториальному транзитному пути очень теплые воды могли переноситься в западную часть Тихого океана и северную часть Индийского океана. Поскольку обширного антарктического оледенения в то время еще не существовало, градиенты температуры между высокими и низкими широтами были невелики. В общем экваториальные районы оставались тепловодными и стабильными в течение позднего мезозоя и кайнозоя, а резкие градиенты установились лишь в середине кайнозоя. Сильное экваториальное течение в Тихом океане поддерживалось потоком из Экваториальной Атлантики через Центральноамериканский водный путь. Эта связь существовала до позднего плиоцена (3 млн. лет назад). В позднем мелу–палеоцене (80–60 млн. лет назад) в результате спрединга океанского дна произошло раскрытие Тасманова моря, что вызвало отделение Новой Зеландии от Австралии [434]. В это время область между Тасманским центром спрединга и Новой Зеландией была скорее частью Тихоокеанской плиты, чем Индоокеанской плиты, как позднее. Это был первый из ряда бассейнов, развившихся в юго-западной части Тихого океана. В течение кайнозоя тесная связь между Тихим и Северным Ледовитым океанами отсутствовала. Берингов пролив представлял собой только очень мелководный проход между этими океанами, который во время четвертичных оледенений и, возможно, во время более ранних понижений уровня Мирового океана оказывался выше уровня моря.

Кайнозойская история. *Раннекайнозойская эволюция.* В течение палеоцена и раннего эоцена, до 53 млн. лет назад. Австралия оставалась частью Гондваны [1122]. Биогеографические данные указывают на существование теплых субтропических условий далеко на севере, до 60° с. ш., как в западной, так и в восточной части Тихого океана, а также в Новой Зеландии и Австралии. Несколько холоднее было лишь у берегов Антарктиды, где господствовал теплый умеренный климат [88]. Вследствие этого карбонатные илы накапливались в высоких широтах северной и южной частей Тихого океана. В эоцене экваториальный пояс был широким, нечетко ограниченным и характеризовался низкими скоростями осадконакопления.

Около 50 млн. лет назад в заливе Аляска началась активная терригенная седиментация [921]. Она продолжалась до 30 млн. лет назад, в результате чего сформировалась Алеутская абиссальная равнина.

В среднем эоцене Австралия стала двигаться к северу. Через несколько миллионов лет в юго-западной части Тихого океана начали формироваться вулканические дуги и окраинные моря. Седиментация в большинстве из этих бассейнов была пелагической вследствие изоляции от источников терригенного материала, но значительную долю осадков составлял вулканогенный материал.

В эоцене осадконакопление на большей части площади дна Тихого океана было непрерывным, хотя и медленным. Перерывы связаны только со специфическими временны́ми интервалами, такими, как граница палеоцена и эоцена. Микрофоссилии раннеэоценового возраста отсутствуют на обширных площадях глубокой части бассейна. Карбонатная седиментация была ограничена глубинами менее 2500 м. Интенсивное растворение карбонатов обусловило низкие скорости карбонатонакопления. К раннему олигоцену обширная экваториальная продуктивная зона значительно сузилась. Карбонатная седиментация продолжалась на более мелководных участках срединно-океанских хребтов в экваториальной зоне, но к позднему эоцену — раннему олигоцену на Императорских подводных горах в северо-западной части Тихого океана известковые осадки перестали накапливаться, что, по-видимому, указывает на резкое увеличение меридиональных градиентов растворения [1150]. В течение позднего эоцена карбонатонакопление продолжалось в некоторых мелководных областях, прилегающих к Антарктике.

События на границе эоцен–олигоцен. В конце эоцена, около 38 млн. лет назад, КГл резко опустилась (примерно на 1500 м) до уровня, который с тех пор уже существенно не изменялся (см. с. 279). К концу олигоцена в экваториальной части Тихого океана КГл достигла 5000 м и временно поднялась до 4400 м в среднем–позднем миоцене. Понижение КГл на границе эоцен–олигоцен привело к усилению карбонатонакопления на огромных пространствах Тихого океана. Экваториальный карбонатный пояс расширился, а скорости осадконакопления возросли [1075]. Вероятно, это событие было связано с первым существенным развитием морских льдов вокруг Антарктиды, что свидетельствовало о сильном похолодании и ускоренном образовании придонных вод (см. гл. 19). Изменение климата в Антарктике, по-видимому, было вызвано открытием прохода для поверхностных вод к югу от Тасмании [574].

В течение раннего олигоцена в восточной части Тихого океана отмечено небольшое количество перерывов, но в западной части этот интервал времени представлен обширными перерывами в осадконакоплении [577–579, 878]. Развитие перерывов, вероятно, было связано с крупным похолоданием в Антарктике и усилением формирования антарктических придонных вод. Последнее в свою очередь привело к усилению эродирующей деятельности придонных течений, проникавших по новообразованным зонам разломов далеко на север, вплоть до экваториальных широт. Этот процесс продолжался в течение кайнозоя и усилился в четвертичное время [88, 533].

Карбонатонакопление в олигоцене. К раннему олигоцену глубокий экваториальный пролив севернее Австралии закрылся в результате интенсивных тектонических процессов в этом районе [1085] и в западной части Тихого океана [752]. Таким образом, формированию Антарктического циркумпо-

лярного течения к югу от Австралии сопутствовало прекращение водообмена через Тетис к северу от Австралии. В раннем и среднем олигоцене образовалась Каролинская котловина в Филиппинском море[1]. В юго-западной части Тихого океана сформировались также Каледонская котловина и восточная часть Фиджийской котловины, а у Новой Каледонии происходила обдукция океанского дна. Развитие циркумантарктической циркуляции очень сильно повлияло на закономерности седиментации почти во всей южной части Тихого океана (см. гл. 19). Действительно, в олигоцене условия в Мировом океане сильно отличались от предшествовавших эпох и были предвестником современной циркуляции. Карбонатонакопление в течение олигоцена продолжалось в районе современной антарктической конвергенции. Южнее характер олигоценовой седиментации остается в основном неизвестным.

В период от 33 до 26 млн. лет назад произошел переход к новому режиму, когда скорости растворения в глубоководных бассейнах начали снова увеличиваться. Однако до 26 млн. лет назад этот процесс компенсировался возросшими скоростями поступления $CaCO_3$ и, вероятно, глубоководным положением уровня лизоклина [1075, 1150]. Вследствие этого экваториальный пояс карбонатонакопления расширился. К позднему олигоцену на больших площадях дна преобладали высокие скорости осадконакопления. Предполагается, что это было время максимальной аккумуляции карбонатов в глубоководной части Тихого океана [1150]. К среднему олигоцену (30 млн. лет назад) залив Аляска перестал быть районом интенсивного терригенного осадконакопления. В позднем олигоцене–среднем миоцене (30–12 млн. лет назад) в Бонинско-Марианско-Японской вулканической дуге и в северо-западной Японии произошла сильная вспышка вулканизма с максимумом в раннем миоцене. Кроме того, между поздним олигоценом и ранним миоценом быстро раскрылся бассейн Паресе-Вела–Сикоку [547]. К позднему олигоцену сформировался глубокий пролив к югу от Тасмании [578, 579] и, вероятно, открылся пролив Дрейка [39], что обеспечило возможность развития всей системы циркумантарктического глубинного течения. В течение мезозоя мог существовать проход у южной оконечности Антарктического полуострова в результате раздвигания Восточной и Западной Антарктиды [278], но палеоокеанологическое значение такого прохода пока неясно. В раннем кайнозое между южной частью Тихого океана и Атлантическим океаном могли существовать мелководные проливы в районе Восточной Антарктики, что должно было обеспечить важные биогеографические связи. Не обнаружено никаких свидетельств наличия каких-либо глубоководных проливов до середины кайнозоя (см. гл. 19).

Кремненакопление в неогене. С развитием антарктической циркуляции в неогене пояс биогенного кремненакопления распространился на север. В тихоокеанском секторе Антарктики разрезы нижнемиоценовых отложений демонстрируют отчетливо выраженное чередование кремнистых и карбонатных осадков. К 15 млн. лет назад размеры антарктического ледникового щита значительно увеличились. Это привело к дальнейшей интенсификации растворения при более мелководном положении КГл, сужению экваториального пояса карбонатонакопления и более широкому развитию донной эрозии. Средний миоцен – это время максимального распространения перерывов на большей части дна Тихого океана, хотя у экватора скоро-

[1] На советских картах Каролинская котловина не относится к Филиппинскому морю.– *Прим. перев.*

сти осадконакопления были очень высокими, возможно, вследствие усиления апвеллинга и увеличения продуктивности [1075].

В конце среднего и позднем миоцене резкое увеличение продуктивности диатомовых на огромных акваториях Тихого океана, связанное с усилением апвеллинга и увеличением скорости перемешивания океана, послужило предвестником глобального похолодания. На континентальных окраинах западного побережья Северной Америки и Японии накапливались диатомовые осадки [509]. В Антарктике кремнистые осадки полностью сменили известковые и скорости биогенной седиментации начали стабильно возрастать вплоть до максимума в четвертичном периоде. Аналогично этому в высоких широтах северной части Тихого океана 13 млн. лет назад началось усиление подъема вод [214]. Это выразилось в смене преимущественно глинистых осадков диатомовыми илами, накапливавшимися с высокими скоростями (8 м/млн. лет) на гайотах северной части Императорских подводных гор. Тепловодные среднемиоценовые комплексы в Японии и Калифорнии сменились в позднем миоцене умеренно-холодноводными и субарктическими. Одновременное похолодание на суше отразилось на растительности Аляски. К концу позднего миоцена появились признаки оледенения на берегах и в прибрежных осадках.

В северо-западной части Тихого океана терригенное осадконакопление снова стало играть важную роль вследствие усиления тектонической активности в районах, окружающих залив Аляска [1103]. В результате интенсификации эксплозивного вулканизма в течение среднего миоцена возросло содержание вулканогенных компонентов в осадках глубоководных бассейнов [458, 581].

В юго-западной части Тихого океана тектонические процессы продолжались в окраинных бассейнах и на прилегавших к ним участках суши. В начале позднего миоцена в Коралловом море появились турбидиты в результате воздымания гор Новой Гвинеи. Эти процессы продолжаются и сейчас, и толща турбидитов к настоящему времени достигла мощности 2000 м [159]. Раскрытие Южно-Фиджийского бассейна, вероятно, отодвинуло вулканическую дугу, хребет Лау и остров Фиджи на восток. Фиджийское плато присоединилось к Тихоокеанской плите в результате изменения положения границы последней.

Плиоцен-плейстоценовые оледенения и неотектоника. Плиоцен-плейстоценовое осадконакопление в Тихом океане характеризуется усилением поступления терригенного материала на периферии океана, вулканогенного и эолового материала, расширением зоны эолового разноса и пояса биогенного кремненакопления в высоких широтах обоих полушарий, а также увеличением скоростей накопления биогенного кремнезема.

Активизация тектонических движений выразилась в орогенезе на Новой Зеландии, в Японии, Калифорнии и западной части Южной Америки. Марианский задуговой бассейн в течение последних 2–3 млн. лет раскрывался со скоростью по крайней мере 10 см/год [547]. На западном побережье Северной Америки, в окраинных бассейнах (в том числе на Калифорнийском бордерленде), в результате тектонического воздымания и эрозии быстро накапливались плиоцен-плейстоценовые терригенные осадки, перекрывшие толщу преимущественно диатомовых осадков. В северной части Тихого океана терригенное осадконакопление в позднем плиоцене также усилилось. На абиссальных равнинах этого района скорости четвертичного осадконакопления достигали 60 м/млн. лет. Это связано с заметным подъемом прибрежных районов южной и юго-западной Аляски и ростом оледенения.

Вместе с усилением тектонических процессов активизировался и эксплозивный вулканизм.

Самым важным изменением в циркуляции позднего кайнозоя было закрытие прохода через Панамский перешеек, что явилось финальным событием в разрушении системы циркумглобальной экваториальной циркуляции. Это произошло около 3 млн. лет назад, в позднем плиоцене, и, по-видимому, совпало с началом формирования ледникового щита в Северном полушарии. В северной части Тихого океана во время ледниковых эпизодов установлены сильные смещения поверхностных изотерм на юг, на 20°–30° по широте, сходные с флуктуациями полярной водной массы в Северной Атлантике. В высоких широтах северной и южной частей Тихого океана продолжалось усиление подъема вод, отразившееся в максимальных скоростях биогенного кремненакопления за весь кайнозой.

Северная Атлантика

Бассейн Северной Атлантики в основном был частью циркумглобального моря Тетис с начала его формирования в средней юре до позднего мела, когда Южная Атлантика стала достаточно широкой и установилась связь с Южным океаном для обмена поверхностными и глубинными водами. Раскрытие и эволюция Атлантического океана из узкого широтного тропического моря в широкий меридиональный бассейн в течение последних 160–180 млн. лет (рис. 6-7 и 6-8) сыграли большую роль в палеоокеанологической истории. Ранний Атлантический океан был важным компонентом экваториальной циркуляции через море Тетис. Современный Атлантический океан особенно важен для межполярного обмена водными массами, поскольку это единственный океан, соединяющий обе полярные области.

Осадконакопление в Атлантике происходит в тектонической обстановке развития обширного океанского бассейна, ограниченного пассивными окраинами, которые постоянно погружались и где накопились огромные призмы осадков. Пресный сток в Атлантический океан составляет более половины всего стока с суши, что обусловливает высокие скорости поступления и накопления терригенного материала.

Имеется целый ряд важных обобщающих работ по истории осадконакопления в разных районах Северной Атлантики. История окружающих континентальных окраин рассмотрена в гл. 11. Главное внимание в ней уделено рассмотрению стадий эволюции палеосреды этого бассейна на основе работ Тиде [1036, 1037], Лансло и Зейболда [625], Артура [19], Тухоки и Фогта [1050], Читы и Риана [192] и многих других авторов. *Глубоководное бурение в различных частях Северной Атлантики показало, что, хотя* каждая котловина имеет свою собственную историю осадконакопления, следы главных палеоокеанологических событий, составляющих основу эволюции палеосреды Северной Атлантики, обнаруживаются на огромных пространствах. Региональные различия в континентальных климатах связанной с североатлантическим круговоротом палеоциркуляции и в глубинах бассейнов создают различия между котловинами. Например, северо-восточная часть Северной Атлантики в течение последних 130–140 млн. лет получала мало терригенного материала, так как обширные эпиконтинентальные моря у берегов Европы улавливали терригенные осадки на пути в океан. Таким образом осадки этой части Северной Атлантики в основном карбонатные. Юго-восточная часть Северной Атлантики в течение мезозоя получала значительно меньше известковых осадков, чем юго-западная часть,

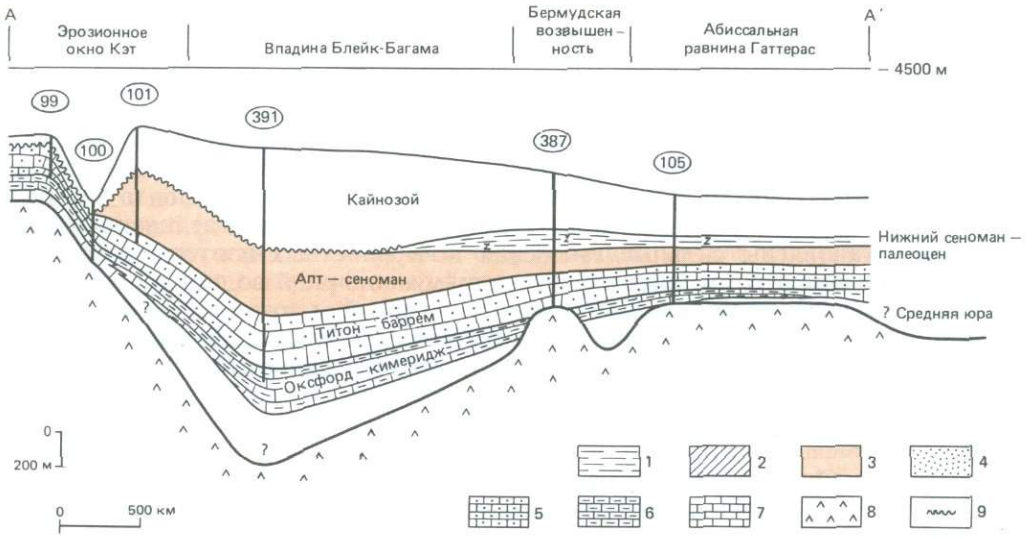


Рис. 18-2. Схематический литостратиграфический разрез западной части Северной Атлантики, параллельный континентальной окраине Северной Атлантики, параллельный континентальной окраине Северной Америки [524]. Показаны точки скважин глубоководного бурения. Литозоны: *1* – пестрых цеолитовых глин, *2* – зеленоватых аргиллитов, *3* – черных битуминозных сланцев, *4* – зеленовато-серых аргиллитов с прослоями песчаников, *5* – белых писчих мелов, *6* – красновато-коричневых глинистых известняков, *7* – зеленовато-серых известняков; *8* – океанский фундамент; *9* – несогласие.

и карбонатонакопление в юго-восточной части усилилось только в течение последних 20 млн. лет. Асимметрия эродирующих дно и транспортирующих осадки течений в западной и восточной частях Северной Атлантики обусловила большие различия режимов осадконакопления. Эта асимметрия особенно заметна в распространении абиссальных равнин, площади которых в западной части Северной Атлантики значительно больше, чем в восточной.

Мезозойская история. *Ранние эвапориты и карбонаты (поздняя юра – ранний мел).* В настоящее время мезозойские разрезы западной и восточной частей Северной Атлантики можно довольно надежно коррелировать между собой. Литологически однотипные осадочные разрезы имеют широкое площадное распространение и обнаруживают приемлемую временну́ю синхронность. Янса и др. [524] построили схематические литостратиграфические разрезы для котловин Северной Атлантики, приведенные на рис. 18-2–18-4. Последовательность семи мезозойских литостратиграфических единиц снизу вверх следующая: оксфордские зеленовато-серые известняки, оксфорд-киммериджские красновато-коричневые глинистые известняки, титон-готеривский белый писчий мел, апт-сеноманские черные битуминозные сланцы, валанжин-альбские зеленовато-серые аргиллиты с турбидитами, верхнемеловые зеленоватые аргиллиты, позднесеноманско-маастрихтские и палеоценовые пестроцветные цеолитовые глины [524]. Эти разрезы дают представление о палеоокеанологической эволюции Северной Атлантики в мезозое.

Ранние стадии развития Северной Атлантики в течение средней юры недостаточно хорошо изучены. Эвапориты Мексиканского залива и континен-

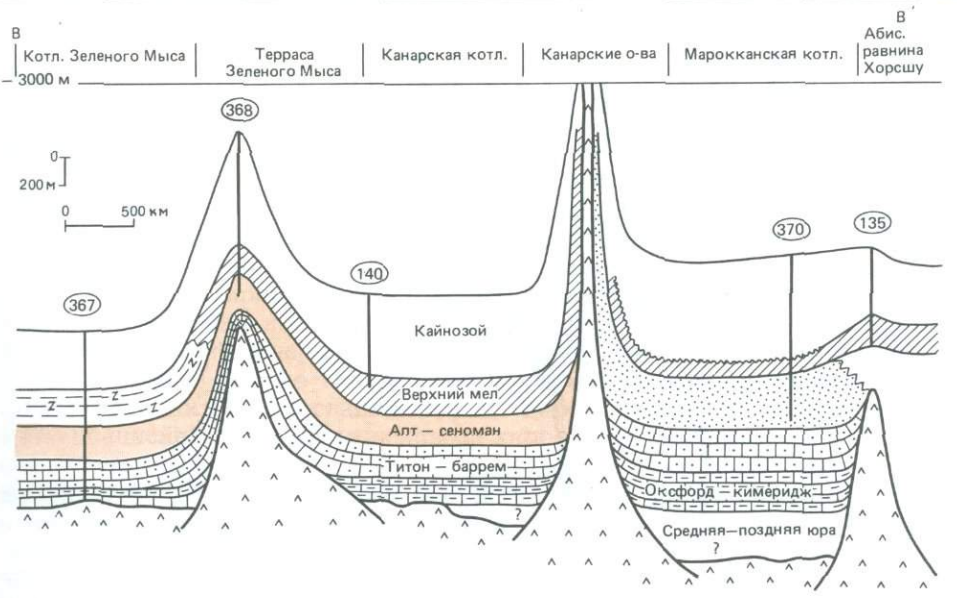


Рис. 18-3. Схематический литостратиграфический разрез восточной части Северной Атлантики, параллельный континентальной окраине Северо-Западной Африки [524]. Литологическую легенду см. на рис. 18-2.

тальных окраин Западной Африки и Северной Америки указывают на наличие трогов, изолированных от Мирового океана мелководными порогами. Время соленакопления у побережий Западной Африки и Северной Америки трудно определить, но, вероятно, это средняя юра [1036, 1037]. На месте Западной Европы в это время были эпиконтинентальные моря и массивы суши [1160, 1161].

Древнейшая часть бассейна Северной Атлантики раскрылась между поздней юрой и ранним мелом. Она была закрыта на севере и на юге, но, вероятно, соединялась на юго-западе с Тихим океаном, а на северо-востоке с древним морем Тетис [1036, 1037]. На ранних стадиях существования Северной Атлантики отлагались осадки, похожие на мезозойские литофации Тетиса [93]. Специфические пелагические литофации указывают на сложную позднеюрскую и меловую историю циркуляции, аэрации и поступления органического вещества на дно. Они представлены пестроцветными глинами и известняками, а также черными сланцами.

Древнейшие отложения, вскрытые глубоководным бурением по Проекту DSDP в Северо-Американской котловине,–это красные глинистые известняки, возраст которых не древнее оксфорда (поздняя юра). Минеральный состав и текстуры осадков свидетельствуют об условиях хорошей аэрации глубинных вод в течение этой ранней стадии эволюции бассейна. Накопление известняков происходило в глубоководной батиальной обстановке, немного выше КГл, и продолжалось на больших площадях до конца неокома. Присутствие черных слойчатых глинистых сланцев в отложениях этого интервала указывает на резкую стагнацию глубинных вод, которая являлась первой стадией в формировании бескилородной среды.

Черные сланцы (ранний мел–средний мел). К раннему мелу бескислородные обстановки хорошо развились и широко распространились, особен-

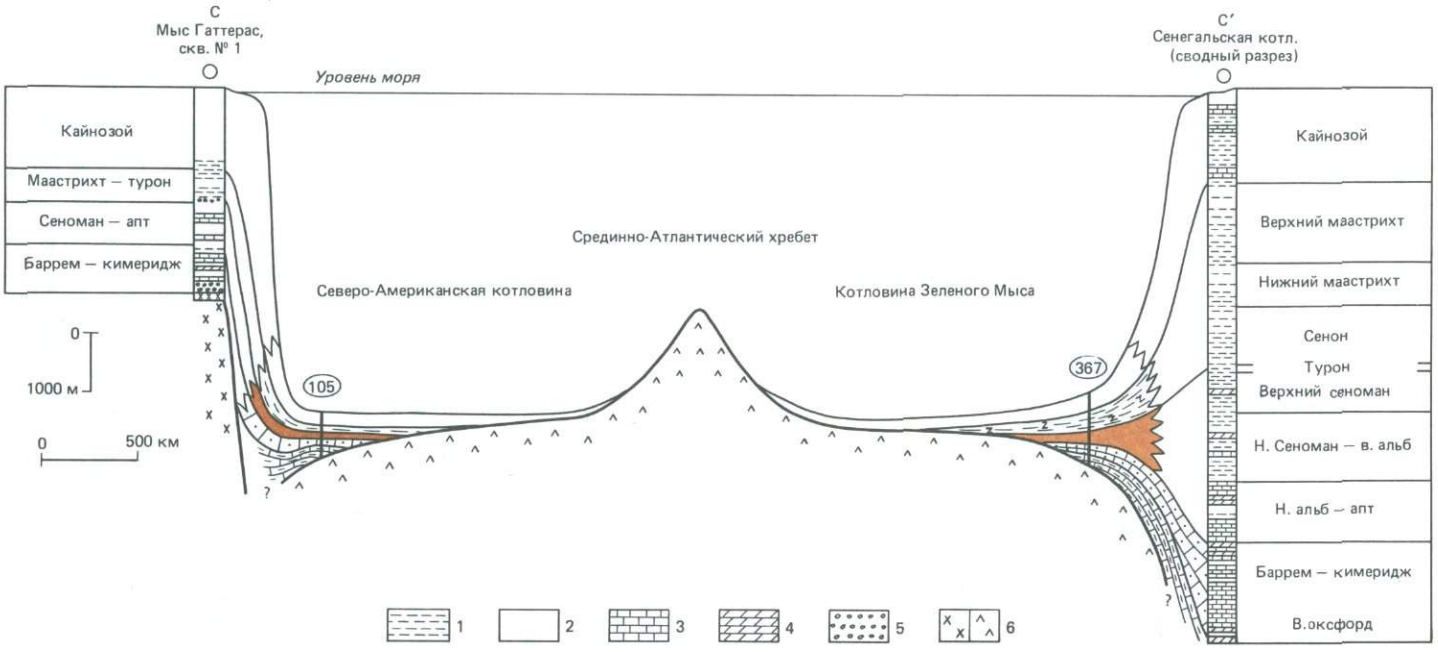


Рис. 18-4. Схематический литостратиграфический разрез через центральную часть Северной Атлантики от Сенегальского бассейна до мыса Гаттерас [524]: *1* – глинистые сланцы; *2* – песчаники; *3* – известняки; *4* – доломиты; *5* – конгломераты; *6* – граниты/океанская кора.

но между барремом и средним альбом. Бескислородные или почти бескислородные условия в водной толще периодически устанавливались в большей части Северной Атлантики. В это же время рудисты и кораллы образовывали рифы вдоль континентальной окраины вплоть до Новой Шотландии. Накапливались черные сланцы с большим количеством терригенного материала: с включениями песка, алеврита и органических остатков наземных растений. В этих разрезах прослеживаются значительные временные и пространственные вариации скоростей осадконакопления, содержания терригенного материала, содержания и типов органического вещества. Такие вариации связаны с различиями в палеоглубине, близостью к дельтам и локальной продуктивностью поверхностных вод [19]. Большинство горизонтов черных сланцев демонстрирует ритмичное осадконакопление. Темные, обычно тонкослойчатые, обогащенные органическим веществом аргиллиты переслаиваются с более светлыми, перемешанными биотурбацией, иногда обогащенными карбонатным веществом с периодичностью около 50 тыс. лет [19]. Такая ритмическая седиментация указывает на циклический климатический контроль, т.е. на ритмичность обогащения и обеднения кислородом, поступления терригенного материала и органического вещества, изменений продуктивности поверхностных вод и сохранности карбоната кальция. Хотя придонная циркуляция была слабой, широкое распространение биоты Тетиса в раннем мелу и в начале позднего мела [87] свидетельствует о том, что барьеры, препятствовавшие движению придонных вод, не ограничивали циркумглобальный водообмен между Атлантическим, Тихим и Индийским океанами в поверхностном слое.

Дефицит кислорода возрастал и достиг максимума между поздним альбом и сеноманом (90–50 млн. лет назад), причем наиболее обогащенные органическим веществом осадки (более 10% $C_{орг}$) накапливались на глубинах от 3 до 5 км. Однако черные сланцы переслаивались с окисленными пелагическими карбонатными осадками и радиоляриевыми песками. Это означает быстрый оборот биогенных элементов и увеличение продуктивности поверхностных вод на большей части Северной Атлантики, а также ослабление поступления терригенного материала.

Причина установления бескислородных условий, в которых формировались черные сланцы, остается спорной проблемой. Многие исследователи считают, что стагнация бассейнов была вызвана образованием барьеров, препятствовавших циркуматлантической придонной циркуляции. Однако такие ограничения были не единственной причиной, и на изменения содержания органического вещества в меловых осадках влиял целый комплекс факторов, в том числе следующие [19]:

1. Установление соленостной стратификации вследствие стекания плотных соленых вод с шельфов, где шло интенсивное испарение (например, в Мексиканском заливе и на Флоридско-Багамской платформе).

2. Перемешивание этих соленых вод со старыми, уже обедненными кислородом глубинными водами, поступавшими из соседних океанских бассейнов по экваториальному проходу.

3. Слабая поверхностная циркуляция и относительно плохой газообмен между поверхностными водами и атмосферой вследствие ровного климата и высоких поверхностных температур.

4. Возможное периодическое усиление устойчивой соленостной стратификации в результате обширного притока поверхностных вод с низкой соленостью из дельт.

Все эти факторы могли вносить свой вклад в слабую аэрацию глу-

бинных вод. Кроме того, в Северной Атлантике захоронялось большое количество органического вещества из многочисленных прибрежных дельт. Окисление этого терригенного органического детрита, а также органического вещества, продуцировавшегося фитопланктоном, еще больше истощало запасы кислорода в глубинных атлантических водах [19]. Некоторые исследователи считают, что слабая придонная циркуляция и накопление черных сланцев были присущи не только Атлантическому океану, но, по-видимому, это глобальные явления [913, 1036, 1037]. Следовательно, они могли быть вызваны крупномасштабными колебаниями климата, а не локальными изменениями рельефа.

Восстановление кислородной среды и ослабление карбонатонакопления в позднем мелу. Начало накопления ярких пестроцветных глин и красных глин в сеномане (около 90 млн. лет назад) маркировало возвращение к условиям постоянной аэрации глубинных вод в большей части Северной Атлантики. Обновление глубинной циркуляции могло произойти за счет нескольких потенциальных новых источников придонных вод. Наиболее вероятный из них – обмен глубинными водами с Южной Атлантикой. Послесеноманские отложения характеризуются широким распространением перерывов и низкими скоростями осадконакопления или тем и другим. Усиление придонной циркуляции сопровождалось эрозией донных осадков, а повышение уровня океана в сеномане привело к улавливанию терригенных осадков в мелководных шельфовых морях позади барьерных рифов и к снижению скоростей осадконакопления в глубоких бассейнах [19]. До маастрихта КГл находилась очень высоко и накопление карбоната кальция в пестроцветных глинах сильно сократилось. Мелководное положение КГл было вызвано высоким уровнем океана, способствовавшим аккумуляции большого количества карбонатов в эпиконтинентальных морях (например, позднемеловой писчий мел Северной Европы). В глубоководные же части океана поступало мало карбонатов [64, 83].

К апту (110 млн. лет назад) Северная и Южная Атлантика соединились мелководным и узким проливом. С тех пор Атлантический океан стал меридионально вытянутым бассейном, связанным с Тихим океаном и с морем Тетис. Бассейн оставался закрытым на севере, так как путь через Норвежское и Гренландское моря еще не открылся. С океанографической точки зрения Северная Атлантика в позднем мелу, вероятно, напоминала современную северную часть Индийского океана с характерным для него минимумом кислорода в промежуточных слоях водной толщи [1036, 1037]. В период с сантона до маастрихта (около 80–70 млн. лет назад) между Северной и Южной Атлантикой установилась связь в глубинных слоях [1036, 1037, 1077].

Карбонатонакопление в конце мела. В конце мела (средний маастрихт, 68 млн. лет назад) КГл резко опустилась до более чем 5 км. Это событие отразилось в повсеместном накоплении мела маастрихтского возраста, перекрывшего бедные карбонатами позднемеловые глины. Резкое заглубление КГл на несколько миллионов лет предшествовало массовому вымиранию планктона на границе мела и кайнозоя (65 млн. лет назад). В конце мезозоя Северная Атлантика превратилась в океанский бассейн шириной несколько тысяч километров. Дно котловин в его западной и восточной частях опустилось до глубин более 5 км [930].

Кайнозойская история. К главным кайнозойским палеоокеанологическим событиям, повлиявшим на осадконакопление в Северной Атлантике, относятся раскрытие и расширение Норвежского и Гренландского морей в па-

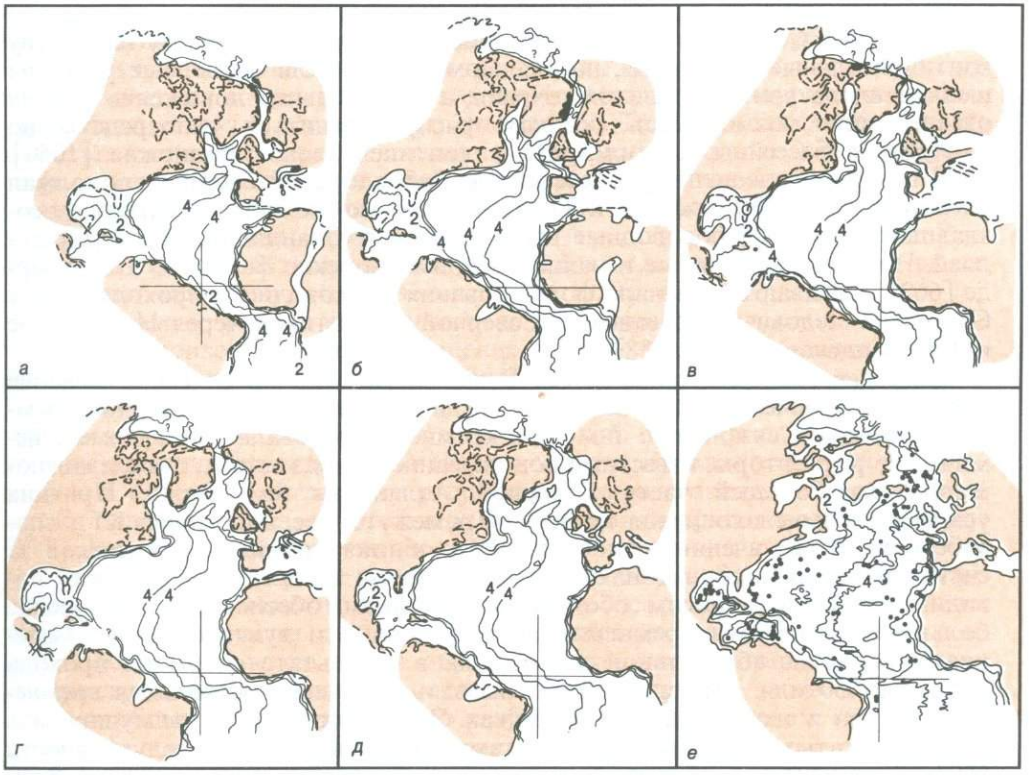


Рис. 18-5. Палеобатиметрическая и палеогеографическая эволюция Северной Атлантики, Норвежского и Гренландского морей и эпиконтинентальных морей в течение последних 65 млн. лет [1038]. Точками в современном океане показано положение скважин DSDP, пробуренных с 1968 по 1977 г. Изобаты даны в километрах: *а* – поздний маастрихт – даний, 65 млн. лет назад; *б* – поздний палеоцен – ранний эоцен, 53 млн. лет назад; *в* – поздний эоцен-ранний олигоцен, 38 млн. лет назад; *г* – ранний миоцен, 21 млн. лет назад; *д* – поздний миоцен, 10 млн. лет назад; *е* – настоящее время.

леоцене – эоцене (рис. 18-5), установление связи с Северным Ледовитым океаном в глубинных слоях в олигоцене – миоцене, закрытие циркумглобального морского пути через Тетис между Европой и Африкой и между Северной и Южной Америкой (рис. 18-5) и значительные изменения палеогеографии эпиконтинентальных морей Западной Европы, Западной Африки и южной части Северной Америки [1038].

«Неуловимый» палеоцен. В раннем палеоцене Северная Атлантика состояла из восточного и западного бассейнов, разделенных срединно-океанским хребтом (рис. 18-5). Глубокие бассейны в виде узких заливов протягивались на север, в раскрывшееся в позднем мелу море Лабродор [635] и во впадину Роколл, сформировавшуюся в поздней юре – раннем мелу [875]. О тектонической истории палеоцена известно больше, чем об истории седиментации, так как палеоцен плохо представлен в разрезах. Его отсутствие на больших площадях частично объясняется формированием несогласий. Там, где палеоценовые осадки присутствуют, они представлены глинами и терригенным материалом. По сравнению с нижележащими пестроцветными глинами скорости аккумуляции палеоценовых отложений в некоторых

местах выше. Это, вероятно, отражает локальное поступление терригенного материала из Северной Америки. К позднему мелу или раннему палеоцену континентальные отложения, по-видимому, перекрыли барьерные рифы на шельфе вдоль континентальных окраин, а регрессивное понижение уровня океана дало возможность осадкам распространиться непосредственно в глубокие бассейны и формировать континентальное подножие [1050].

В позднем палеоцене – раннем эоцене Лабрадорский бассейн продолжал расширяться. В Норвежском и Гренландском морях начался спрединг, создавший первые глубоководные впадины между Скандинавией и Гренландией. Позднепалеоценовые и раннеэоценовые морские фауны на Свальбарде [662] указывают на начало формирования мелководного прохода между Северным Ледовитым океаном и Северной Атлантикой через Норвежское и Гренландское моря [1038].

Палеогеновое кремненакопление. В эоцене произошло резкое изменение характера седиментации в Северной Атлантике – началось биогенное кремненакопление. Связанные с ним слои кремней образовали отчетливые сейсмические рефлекторы, известные под названием горизонта А, прослеживающегося на большей части Северной Атлантики (см. гл. 2). Причина усиления кремненакопления не ясна. Промежуточное положение КГл способствовало увеличению относительного обилия кремнистых остатков за счет ослабления карбонатонакопления, но, кроме того, глубинные воды, по-видимому, были в целом обогащены кремнием, обеспечивая накопление большего количества кремневых микрофоссилий и вулканогенного материала. Развитие абиссальной циркуляции в результате открытия прохода в Арктику 50 млн. лет назад могло вызвать усиление поступления кремнезема на дно и его накопление в осадках. Это должно было стимулировать подъем богатых биогенными элементами вод и увеличение продуктивности [87]; вместе с тем в областях активного раннеэоценового вулканизма формировались более холодные воды [1050]. Берггрен и Холлистер [87] считают, что сильные экваториальные течения, связанные с Тетисом, способствовали увеличению продуктивности биогенного кремнезема в низких широтах. В глубоководных бассейнах западной части Северной Атлантики слои кремней менее распространены, чем в восточной. Отсутствие таких слоев, вероятно, связано с размывом кремнистых осадков более сильными западными пограничными течениями до того, как они успевали превратиться в твердые кремни [625]. Таким образом, горизонт А, который обычно коррелируют с эоценовыми кремнями во многих частях Мирового океана, часто соответствует перерыву в разрезах Северной Атлантики.

Последующие изменения глубоководной циркуляции. В течение олигоцена и раннего миоцена в результате глобального похолодания [950] и активизации придонных течений в Норвежском и Гренландском морях усилилась глубинная циркуляция. На континентальном подножии возникло крупное несогласие, охватившее значительную часть олигоценовых и даже более древних отложений. Это эрозионное несогласие отделяет гемипелагические глины раннего и среднего миоцена от нижележащих разновозрастных осадков вплоть до нижнемеловых. Сильное понижение уровня океана в олигоцене (около 30 млн. лет назад) [1068] не отмечено в бассейнах каким-либо увеличением объема терригенных осадков. Точное время периодов эрозии неизвестно, но они попадают в интервал времени между поздним эоценом и ранним или средним миоценом [1050].

Вероятный источник придонных вод, давших начало Западному глубинному пограничному течению, мог располагаться в субполярной области Се-

верной Атлантики (в морях Лабрадор, Норвежском и Гренландском). Климат высоких широт, по-видимому, до сих пор оставался субтропическим, поэтому образовавшиеся там придонные воды не были такими холодными и плотными, как современный поток из Норвежского и Лабрадорского морей. Потенциальный приток придонных вод из Тихого океана блокировался Антильскими островами (и, возможно, Панамским порогом) в Карибском море, а значительный приток придонных вод из Тетиса отсутствовал [87]. Антарктические придонные воды, вероятно, до миоцена не проникали в значительных количествах в Северную Атлантику через поднятие Риу-Гранди, хотя североатлантические придонные воды могли попадать на юг, в Южную Атлантику, еще в эоцене [709, 1050].

Контрасты между восточными и западными бассейнами в неогене. В неогене произошло резкое изменение режима осадконакопления в Северной Атлантике, связанное с дальнейшей эволюцией придонной циркуляции. В среднем миоцене погрузились основная часть асейсмичного Фареро-Исландского порога и связанный с ним глубокий канал (рис. 18-5). Это дало возможность глубинным водам Норвежского и Гренландского морей проникать в Северную Атлантику и привело к формированию североатлантических придонных вод, которые еще более усилили придонную циркуляцию [919]. Развитие этой циркуляции важно потому, что она в настоящее время обусловливает химическое фракционирование вод Мирового океана. В результате в Атлантическом океане отложилось непропорционально большое количество карбонатных, а в Тихом – кремнистых осадков. В Атлантическом океане КГл в это время опустилась, что способствовало широкому распространению карбонатных отложений в восточной части. В западной части карбонатные осадки сильно разбавлялись терригенным материалом, приносившимся течением.

В бассейнах западной части океана вдоль Северной Америки преобладало гемипелагическое накопление серо-зеленых терригенных илов, начавшееся в неогене и продолжающееся в настоящее время. Эти осадки отлагались под воздействием сильных придонных течений, начинавшихся в высоких широтах Северной Атлантики. Самые мощные толщи начали формироваться в миоцене, они слагают континентальное подножие Северной Америки. Гравитационные потоки, стекавшие с континентальных шельфов и склонов, образовали мощные толщи позднекайнозойских турбидитов на абиссальных равнинах.

Неогеновая эволюция бассейнов западной части Северной Атлантики сильно отличалась от эволюции бассейнов ее восточной части, обедненных осадками вследствие аридности климата Африки. По-видимому, аридизация Сахары началась или усилилась в раннем миоцене [904]. Поскольку терригенное осадконакопление было минимальным, в этих бассейнах усиливалось карбонатонакопление. Контраст между быстрой терригенной седиментацией в западной части Северной Атлантики и более медленным карбонатонакоплением в восточной части сохраняется и поныне.

К позднему миоцену Северная Атлантика и Норвежское море достигли приблизительно современных размеров, формы и глубины (рис. 18-5). Проходы для циркумэкваториального течения практически закрылись [1038]. На короткий период в конце миоцена Средиземное море осушилось, и в нем накапливались эвапориты. Однако система циркуляции в течение миоцена была относительно стабильной, и режим осадконакопления в глубоководных бассейнах сильно не менялся. Резкое изменение снова произошло внезапно в плиоцене в результате двух событий, которые явились

Таблица 18-1
Важные палеотектонические и палеоокеанологические события в Северной Атлантике в мезозое и кайнозое [1038]

Возраст, млн. лет	Общий характер	Важнейшие эпиконтинентальные моря	Открытие и закрытие проходов для поверхностных вод	Открытие и закрытие проходов для глубинных вод
10	Часть меридионального океанского бассейна, соединявшего полярные глубоководные *обстановки* обоих полушарий. Окончательное погружение Фареро-Исландского порога и разрыв системы циркум-экваториальных течений в позднем миоцене		Закрытие связи с Тихим океаном и Средиземным морем. Погружение *наиболее* мелководных участков Фареро-Исландского порога	Закрытие проходов в Тихий океан и Средиземное море
20				Открытие прохода между Шпицбергеном и Гренландией
30				
40		Трансъевропейское море		
50			Открытие Норвежского и Гренландского морей. Обмен с Северным Ледовитым океаном в *поверхностном* слое	
60		Транссахарское море		*Открытие связи* с Южной Атлантикой в глубинных слоях
70	Часть меридионально вытянутого, но закрытого на севере Атлантического океана			
80				
90		Транссеверо-американское море		
100				
110			Открытие связи с Южной Атлантикой	

Таблица 18-1 (продолжение)

Возраст, млн. лет	Общий характер	Важнейшие эпиконтинентальные моря	Открытие и закрытие проходов для поверхностных вод	Открытие и закрытие проходов для глубинных вод
120	Широтно-вытянутый Северо-Атлантический бассейн как часть океана Тетис			
130				Проход в океан Тетис
140		Море вокруг Фенноскандии		Проход через Карибское море в Тихий океан
150			Установление морских связей между Мексиканским заливом, *Карибским морем*, Тихим океаном, эпиконтинентальными морями Северо-Западной Европы *и океаном* Тетис	
160	Изолированные узкие морские бассейны с обособленным режимом седиментации (эвапориты): Мексиканский залив, окраина Западной Африки вследствие притока вод из Тихого океана, континентальная окраина Северной Америки вследствие притока вод из Тетиса			
170				
180				
190				
200				

заключительными стадиями палеоокеанологической эволюции Северной Атлантики в направлении установления близкой к современной системы циркуляции [87]. Воздымание Панамского перешейка (около 3 млн. лет назад) окончательно прекратило морские связи и обмен фауной между Атлантическим и Тихим океанами, существовавшие с середины мезозоя. Отклонение идущего на запад Северного пассатного течения у берегов Америки усилило Гольфстрим. Вскоре за этим событием (около 3 млн. лет назад) началось материковое оледенение Северного полушария, и 2,5 млн. лет назад уже образовался крупный полярный ледниковый щит [951]. В это время возникло холодное Лабрадорское течение, которое стало важной водной массой и сместило Гольфстрим к его современному положению южнее 45° с. ш. [87]. Северо-Американский ледниковый щит эродировал огромное количество континентальных отложений, которые выносились в океан и быстро захоронялись на континентальном подножии и на абиссальных равнинах. Важным фактором осадконакопления в высоких широтах стал ледовый разнос.

Таким образом, эволюция седиментации в океане контролировалась тектоническим открытием и закрытием ряда проходов для поверхностных и глубинных вод по мере того, как океан превращался из узкого широтного тропического моря в широкий меридиональный бассейн. Тиде [1037] проследил последовательность развивавшихся палеоокеанологических режимов и основных тектонических событий, контролировавших проходы (табл. 18-1).

Южная Атлантика

Южная Атлантика начала развиваться в раннем мелу, около 130 млн. лет назад, т. е. она несколько моложе Северной Атлантики. На ранних стадиях своего развития южная часть Атлантики была полностью изолирована от северной. Даже после установления межокеанских связей в позднем мелу история седиментации Южной Атлантики в основном определялась локальными процессами, накладывавшимися на глобальные изменения, затрагивавшие все океанские бассейны. Как и в Северной Атлантике, особенности рельефа обусловили региональные различия в характере осадконакопления. Срединно-Атлантический хребет и система поднятия Риу-Гранди – Китовый хребет разделили Южную Атлантику на несколько отчетливых седиментационных провинций. Хотя в системе хребтов имеются бреши, она служит эффективной преградой для придонных течений и связанного с ними переноса осадков и даже обусловливает различия в положении КГл. Как это имеет место и в других океанских бассейнах, значительная часть истории Южной Атлантики не была зафиксирована в осадках или же эти осадки были уничтожены эрозией или растворением. Ван Андел и др. [1077] подсчитали, что в Южной Атлантике по крайней мере 40% общего времени формирования разрезов приходится на перерывы.

Вопросы палеоокеанологии и истории седиментации в Южной Атлантике рассмотрели в своих обзорных работах ван Андел и др. [1077] и Мак-Кой и Циммерман [709]. Отдельные регионы изучены Супко и Пер-Нильсоном [1014], Баркером и др. [42], Мелгуеном [728] и Натландом [777]. Палеогеографию и историю развития рельефа изучили Склейтер и др. [936], Рабинович и Ла Брек [857].

Мезозойская история. *Ранняя история.* Первоначальный рифтогенез в Южной Атлантике, вероятно, начался в поздней юре, около 180 млн. лет

назад. Спрединг океанского дна начался значительно позже, в раннем мелу (130–140 млн. лет назад). Первая обширная морская трансгрессия произошла на банке Агульяс в позднем валанжине. На этой стадии трансгрессивная обстановка была ограничена районом к югу от системы вал Торрес–Китовый хребет [857]. Севернее мощные толщи озерных отложений от раннего мела до апта окаймляют побережье восточной Бразилии, Габона и Анголы. Эти толщи свидетельствуют о том, что вал Торрес и Китовый хребет являлись преградой, препятствовавшей проникновению океанских вод на север. Продолжавшаяся в раннем мелу трансгрессия в конце концов привела к образованию линейного прохода, похожего на Красное море, с максимальной глубиной 2 км (рис. 18-6). За исключением немногих асейсмичных хребтов, весь бассейн был создан в результате нормального спрединга океанского дна и постепенно и систематически расширялся и углублялся [1077]. Сформировались котловины, разделенные меридиональным Срединно-Атлантическим хребтом и субширотными Китовым хребтом и поднятием Риу-Гранди, глубина воды над которыми в это время не превышала 1 км. На севере и на юге располагались хребты на глубине 2 км, служившие барьерами между Северной Атлантикой и Южным океаном примерно до 100 млн. лет назад [1077].

История седиментации в Южной Атлантике на ранних стадиях ее развития изучена плохо. Самые древние морские отложения юрского возраста известны на Фолклендском плато, где морские пески и алевролиты залегают на континентальных отложениях, содержащих лигниты. Это, по-видимому, свидетельствует о существовании здесь внутреннего моря в средней и поздней юре [42], которое позднее стало океаном. Терригенная седиментация играла важную роль на ранних стадиях, пока океан оставался мелководным и узким и большая часть его дна располагалась близко к источникам терригенного материала. Карбонатные осадки накапливались на мелководьях [709]. Поскольку пробы океанских осадков из раннего рифта центрального бассейна не были получены, об условиях пелагического осадконакопления в предаптское и аптское время известно очень мало. Однако предполагается, что условия здесь были континентальными или озерными [352]. Время самой ранней морской трансгрессии точно не установлено [776].

Накопление эвапоритов. В течение большей части мела океанские воды поступали во вновь раскрывшиеся бассейны Южной Атлантики только с юга. Не считая узкого, вытянутого к высоким широтам канала (рис. 18-6), северные окраины Южной Атлантики были полностью окружены сушей, в большинстве направлений протягивавшейся на тысячи километров [777]. В раннем мелу (апт) восточная окраина Фолклендского плато (банка Юинга) не была отделена от Южной Африки, но между окраинами Фолклендского плато и банки Агульяс существовал узкий канал (рис. 18-6). Морские воды имели доступ в Южную Атлантику только через зону разломов Агульяс [266, 349]. Северная оконечность Южной Атлантики располагалась в пределах тропических широт, а южная – в прохладных умеренных широтах. Вследствие этого воды Ангольской и Бразильской котловин должны были быть значительно теплее, солонее и плотнее, чем воды Капской и Аргентинской котловин. Циркуляция этого времени, вероятно, была похожа на современный водообмен между Красным морем и Аденским заливом (рис. 18-6) [777]. Севернее Фолклендского плато располагались четыре бассейна. Две южные котловины (Капская и Аргентинская) разделялись срединно-океанским хребтом и были отделены от узких северных котловин

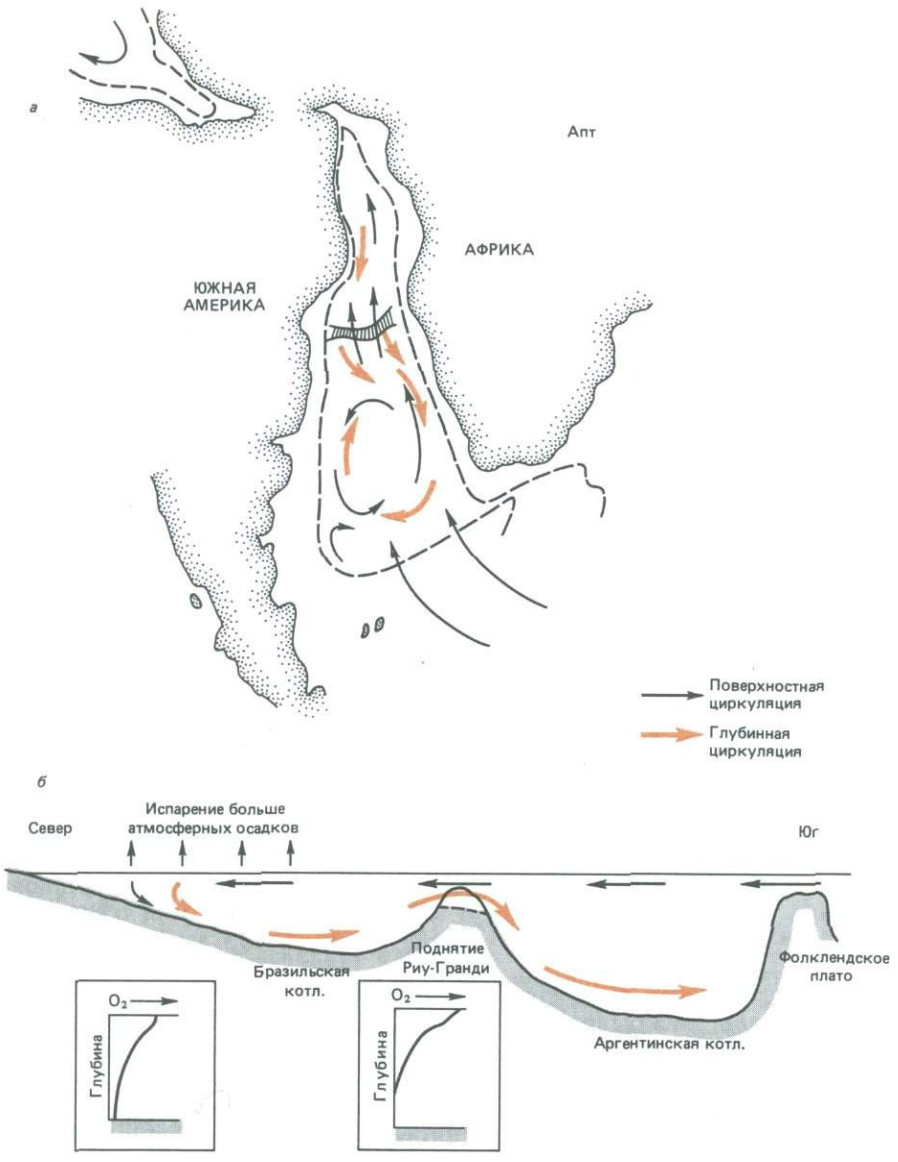


Рис. 18-6. Палеоциркуляция в Южной Атлантике в апте [709]. Полоса с поперечной штриховкой на рисунке *а* означает древнее поднятие Риу-Гранди. На рисунке *б* показаны предполагаемая меридиональная циркуляция и схематические профили вертикального распределения кислорода.

(Ангольской и Бразильской) вытянутым с запада на восток порогом, образованным поднятием Риу-Гранди и Китовым хребтом (рис. 18-6). Таким образом, две северные котловины были почти полностью изолированы от двух южных. Только небольшое количество морских вод проникало на север через узкие пороги. В северных приэкваториальных аридных бассейнах, блокированных с трех сторон континентальными массивами, а с юга под-

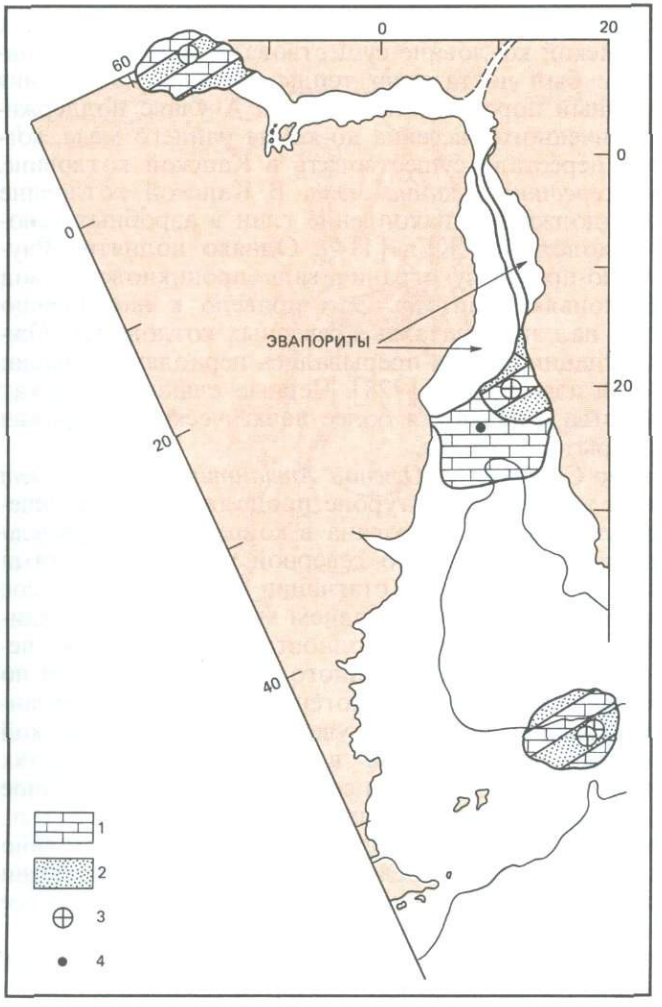


Рис. 18-7. Седиментация в Южной Атлантике на начальной стадии ее раскрытия в раннем мелу [709]. *1* – известковый ил; *2* – терригенные осадки; *3* – места проходки скважин; *4* – места взятия колонок (поршневыми трубками).

нятием Риу-Гранди и Китовым хребтом, испарение превышало поступление атмосферных осадков и на дне накапливались пласты соли (рис. 18-7) [709]. Отложилось до 2000 м эвапоритов, причем наиболее интенсивным этот процесс был в позднем апте (105 млн. лет назад). В настоящее время эвапориты залегают в виде непрерывного слоя под континентальными окраинами Бразилии и Анголы (рис. 18-7) [818], где обращенные к океану границы связанных с ними полей соляных диапиров указывают на раскалывание в ходе последующего спрединга океанского дна [650]. Соленакопление длилось лишь несколько миллионов лет и закончилось в раннем альбе, когда уменьшилась изолированность Южной Атлантики.

В течение длившегося 5 млн. лет аптского века, когда в Ангольской и Бразильской котловинах шло солеотложение, в Капской и Аргентинской котловинах существовали бескислородные условия. Здесь накопились очень мощные слои черных сланцев, чередующиеся с прослоями массивных песчаников, обогащенных растительными остатками [728]. Сланцы и песчаники

заполняли Капскую котловину с высокими скоростями (60 м/млн. лет). Итак, хотя в это время в Капской котловине существовали условия ограниченного бассейна, климат не был достаточно теплым для формирования эвапоритов [114]. Мелководный порог в зоне разлома Агульяс поддерживал такую обстановку ограниченного бассейна до конца раннего мела, когда бескислородные условия перестали существовать в Капской котловине.

Бескислородные условия середины и конца мела. В Капской котловине в течение позднего мела продолжалось накопление глин в аэробных условиях, но при мелководном положении КГл [114]. Однако поднятие Риу-Гранди и Китовый хребет по-прежнему ограничивали проникновение вод на север в течение альба–коньяка–сантона. Это привело к накоплению черных сланцев, залегающих над эвапоритами в северных котловинах Южной Атлантики. Условия стагнации иногда прерывались периодами аэрации придонных вод и накопления известняков [728]. Черные сланцы содержат меньше органического вещества и являются более пелагическими, отражая развивающиеся условия открытого океана.

Установление связи между Северной и Южной Атлантикой 90 млн. лет назад. Вслед за накоплением эвапоритов в туроне продолжавшееся в течение 20 млн. лет раскрытие Атлантического океана в конце концов привело к установлению постоянной связи между его северной и южной частями (рис. 18-8). Это выразилось в исчезновении стагнации в придонном слое и установлении условий открытого океана в позднем мелу. С тех пор седиментация в глубоководных бассейнах стала полностью пелагической, непрерывной и происходила в обстановке постепенного увеличения глубин по мере погружения дна. Ускорение круговорота биогенных элементов, связанного с более активной циркуляцией, привело к увеличению биологической продуктивности и отложению писчего мела в мелководных областях (рис. 18-9). В течение позднего мела в западном секторе океана терригенное осадконакопление было интенсивным, а в конце мела резко сократилось. В восточном секторе в позднем мелу роль терригенного выноса постоянно уменьшалась в результате значительного ослабления денудации и эрозии Африканского континента по мере того, как климат становился менее гумидным.

С постепенным погружением порогов усилился глубинный водообмен между отдельными бассейнами, а также между Северной и Южной Атлантикой. Циркуляция в еще более глубоких слоях между Северной и Южной Атлантикой установилась к позднему мелу (кампан–маастрихт), и к этому времени несколько проходов глубиной более 4 км связывали Южный океан с Северной Атлантикой [1077]. Однако погружавшиеся хребты еще оставались эффективными барьерами для потоков придонных вод, и придонная циркуляция не развилась вплоть до раннего кайнозоя [88].

Кайнозойская история. Конец мезозоя (поздний маастрихт) в разрезах Южной Атлантики, как и в других частях Мирового океана, маркируется крупным перерывом или резким снижением скоростей осадконакопления. Замедление осадконакопления частично было результатом общего сокращения поступления терригенного материала, но в более широких масштабах оно явилось следствием глобального повышения КГл [1149]. Палеоценовые отложения обычно отсутствуют, а там где присутствуют, они представлены карбонатными осадками, а в более глубоких бассейнах пелагическими глинами. Карбонатная седиментация продолжалась на поднятии Риу-Гранди и Китовом хребте (рис. 18-10), которые оставались главными широтными барьерами для глубинной циркуляции. Первое появление био-

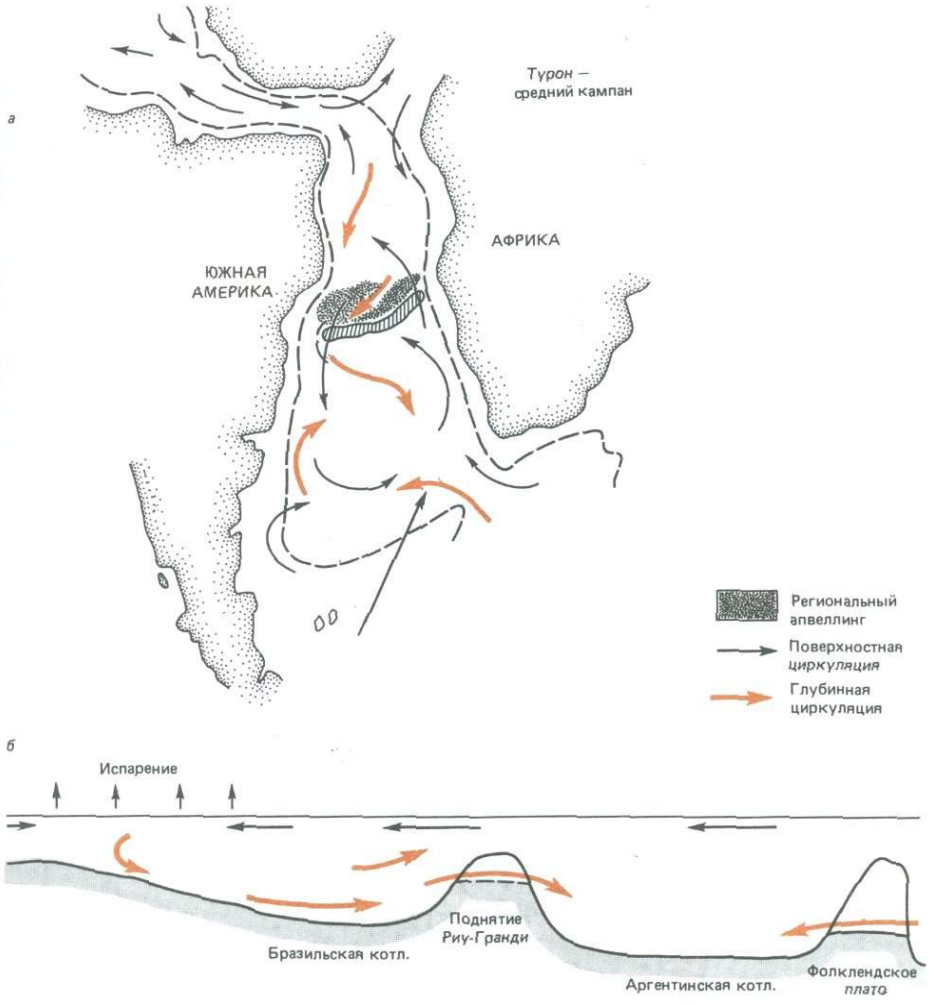


Рис. 18-8. Палеоциркуляция Южной Атлантики в туроне (поздний мел) [709]. Полоса с поперечной штриховкой на рисунке *а* обозначает поднятие Риу-Гранди. На рисунке *б* показана предполагаемая меридиональная циркуляция.

генных кремнистых осадков на Фолклендском плато и поднятии Риу-Гранди (рис. 18-10) могло быть результатом локального увеличения биологической продуктивности или могло отражать первые относительно слабые признаки подъема вод в высоких широтах, связанного с похолоданием. Во многих скважинах Южной Атлантики палеоцен заканчивается еще одним перерывом, как и во многих других частях Мирового океана.

Начиная с раннего кайнозоя Южная Атлантика стала широким бассейном, связанным в единую систему с Тихим и Индийским океанами [1077]. В истории осадконакопления как Северной, так и Южной Атлантики начали доминировать глобальные процессы, контролировавшие положение КГл и лизоклина, продуктивность поверхностных вод, перерывы, отражающие эрозию и растворение осадков в результате деятельности придонных вод [1077]. С раннего кайнозоя до настоящего времени придонная циркуляция

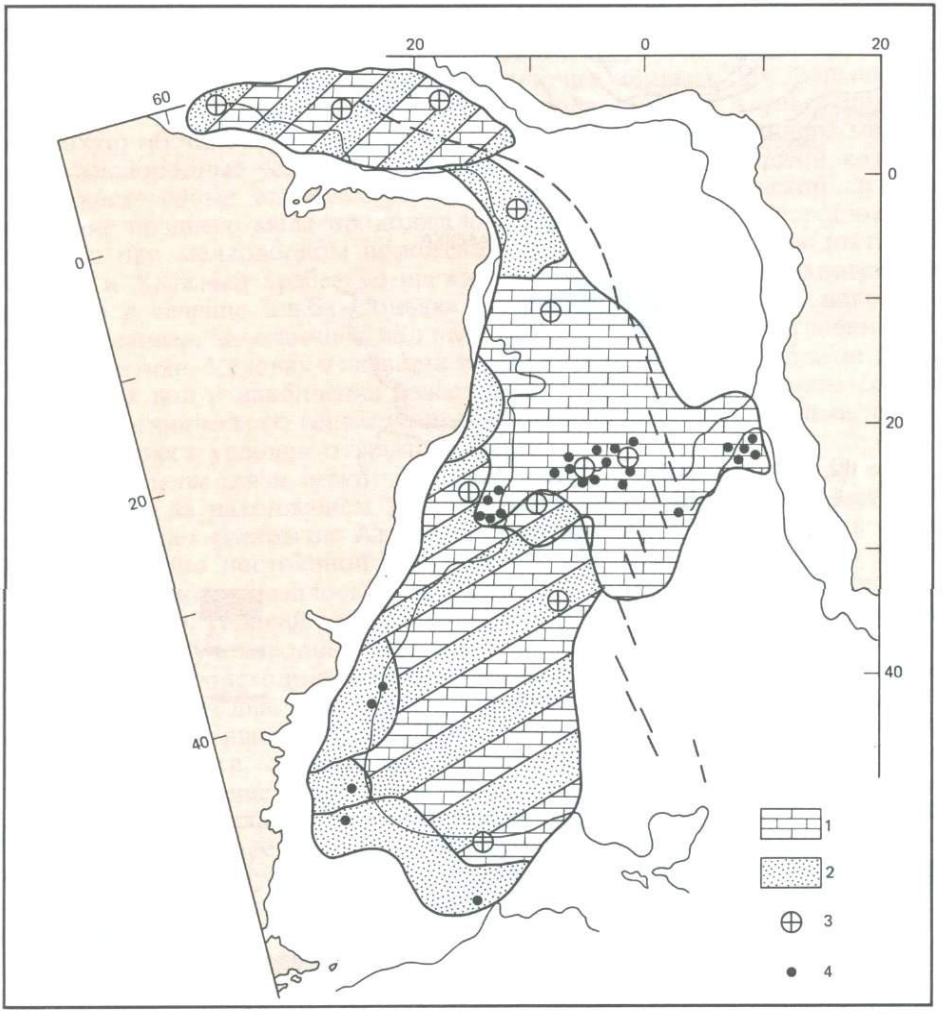


Рис. 18-9. Седиментация в Южной Атлантике в позднем мелу [709]. *1* – известковый ил; *2* – терригенные осадки; *3* – места проходки скважин; *4* – места взятия колонок (поршневыми трубками).

в Атлантике определяется эволюцией климата полярных областей. Когда в раннем мелу сформировалась взаимосвязанная система активных глубинных течений Мирового океана, путь на север, через Южную Атлантику, вероятно, еще не совсем установился (рис. 18-11). Однако водообмен в поверхностном слое был хорошо развит.

Начало биогенного кремненакопления в эоцене. В эоцене масштабы терригенной седиментации в Южной Атлантике сократились (рис. 18-10). Несмотря на опускание все бóльших площадей дна глубже КГл, доля тонкозернистых резидуальных терригенных осадков, по-видимому, не увеличилась [709]. Более того, скорости осадконакопления не уменьшились, так как в связи с развитием антарктического оледенения (рис. 18-10) постепенно возрастала роль биогенных кремнистых осадков. В северной части Южной

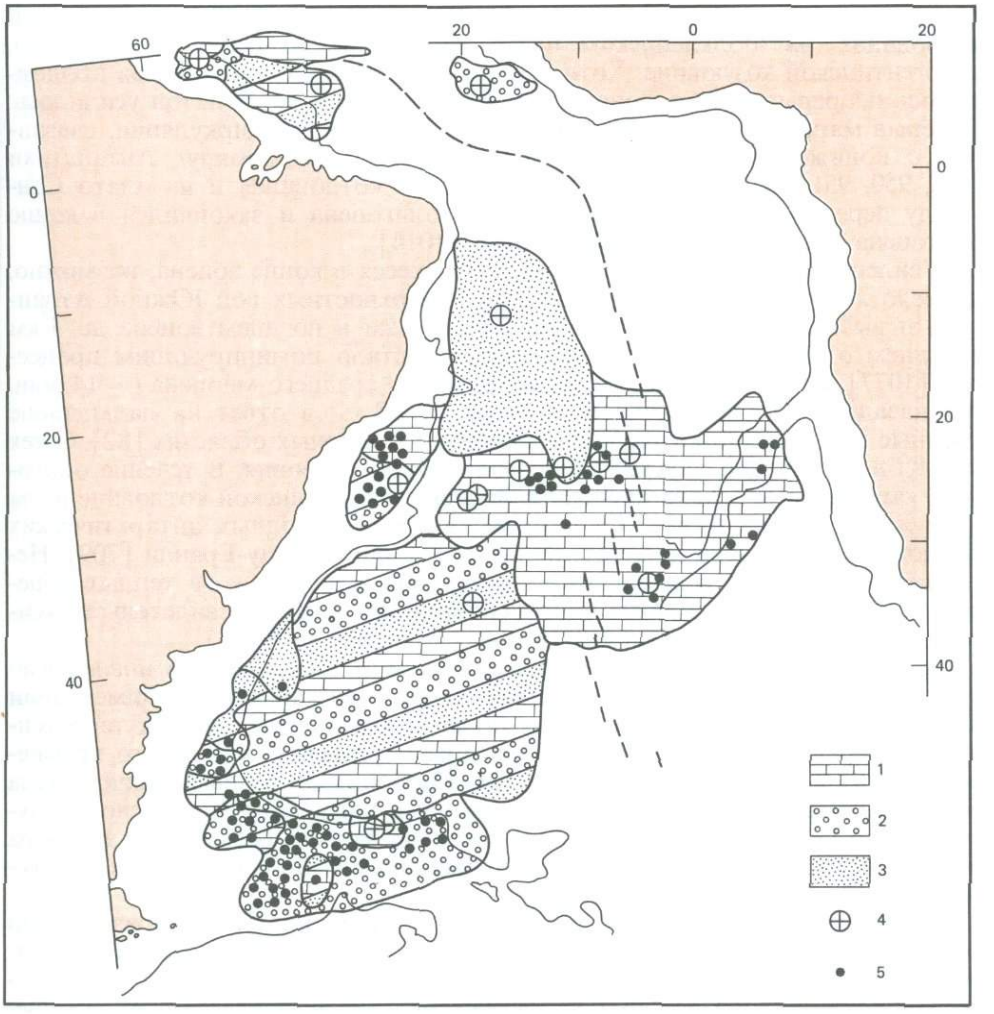


Рис. 18-10. Седиментация в Южной Атлантике в эоцене [709]. *1* – известковый ил; *2* – кремнистый ил; *3* – терригенные осадки; *4* – места проходки скважин; *5* – места взятия колонок (поршневыми трубками).

Атлантики отложение известковых глин частично сменилось накоплением биогенных кремнистых осадков. К концу эоцена скорости накопления бескарбонатного биогенного материала также возросли в Аргентинской котловине (рис. 18-10). Это обусловлено аккумуляцией диатомово-глинистых осадков под Антарктическим циркумполярным течением и переносом их на север антарктическими придонными водами [1077]. Такой перенос стал возможным благодаря открытию нескольких проходов в системе зоны разломов, связанных с Фолклендским плато.

Деятельность придонных вод в среднем кайнозое. Как и во многих частях Мирового океана, в Южной Атлантике хорошо развит перерыв в осадконакоплении на границе эоцена и олигоцена [1014]. Этот перерыв установлен или предполагается во всех скважинах, пробуренных в Западной

Атлантике: на возвышенности Риу-Гранди, в Бразильской и Ангольской котловинах, на Фолклендском плато, на плато Сан-Паулу и, вероятно, в Аргентинской котловине. Хотя в Капской котловине в это время продолжалось непрерывное осадконакопление, растворение карбонатов усилилось. Перерыв маркирует начало более активной глубинной циркуляции, связанной с понижением температуры поверхностных вод вокруг Антарктики [578, 950, 951]. В Бразильской и Ангольской котловинах и на плато Сан-Паулу перерыв охватил большую часть олигоцена и закончился в конце олигоцена или даже в начале миоцена [1014].

Усиление перемешивания океана, начавшееся в конце эоцена, возможно, привело к увеличению продуктивности поверхностных вод Южной Атлантики и вызвало быстрое опускание КГл с 3 км в позднем эоцене до 4 км в раннем олигоцене. Карбонатонакопление стало доминирующим процессом [1077]. КГл оставалась на этом уровне до среднего миоцена (~ 14 млн. лет назад), когда она резко поднялась до 3,2 км в ответ на дальнейшие крупные палеоокеанологические изменения в полярных областях [82]. С тех пор КГл постепенно опускалась до современного уровня. В течение олигоцена карбонатные осадки не накапливались в Аргентинской котловине из-за погружения ее дна ниже КГл и проникновения холодных антарктических придонных вод далеко на север, вплоть до поднятия Риу-Гранди [709]. Несмотря на крупную олигоценовую регрессию и переход от теплых эоценовых климатов к холодным олигоценовым, нет никаких свидетельств усиления терригенного выноса в Южную Атлантику [709].

Миоценовое терригенное осадконакопление и биогенное кремненакопление. В миоцене произошли два крупных изменения характера седиментации в Южной Атлантике. Одним из них было возобновление выноса терригенного материала в западную часть, а вторым – усиление биогенного кремненакопления в высоких южных широтах. Карбонатная седиментация начала восстанавливаться в конце среднего миоцена, когда КГл стала снова опускаться до ее современного уровня. Крупные формы рельефа от экватора до Китового хребта оставались четко различимыми благодаря их покрытию карбонатными осадками.

Поступление терригенного материала в Аргентинскую и Бразильскую котловины обусловливалось тектоническими движениями в Южной Америке. Водоразделы Южной Америки расположены асимметрично так, что большинство водораздельных бассейнов имеет сток в сторону Атлантического океана; поэтому объем поступающего в Южную Атлантику терригенного материала непропорционально велик [1077]. Амазонка стала крупной и хорошо сформировавшейся речной системой к позднему миоцену [231]. В течение миоцена из Южной Америки было вынесено максимальное за весь кайнозой количество терригенного материала [709], что согласуется с усилением терригенного выноса в других районах Мирового океана [240].

С развитием антарктической водной массы в миоцене биогенные кремнистые осадки распространились на север. К позднему миоцену антарктическая конвергенция почти достигла своего современного положения (53° ю. ш.). В результате усиления подъема вод увеличились биологическая продуктивность и скорость биогенного кремненакопления.

Продолжавшееся погружение систем асейсмичных хребтов способствовало появлению дополнительных каналов для водообмена между различными бассейнами Атлантики в промежуточных и глубинных слоях (см. рис. 17-5). Канал Хантер, ось которого находится примерно на глубине 3700 м, расположен между поднятием Риу-Гранди и Срединно-Атлантиче-

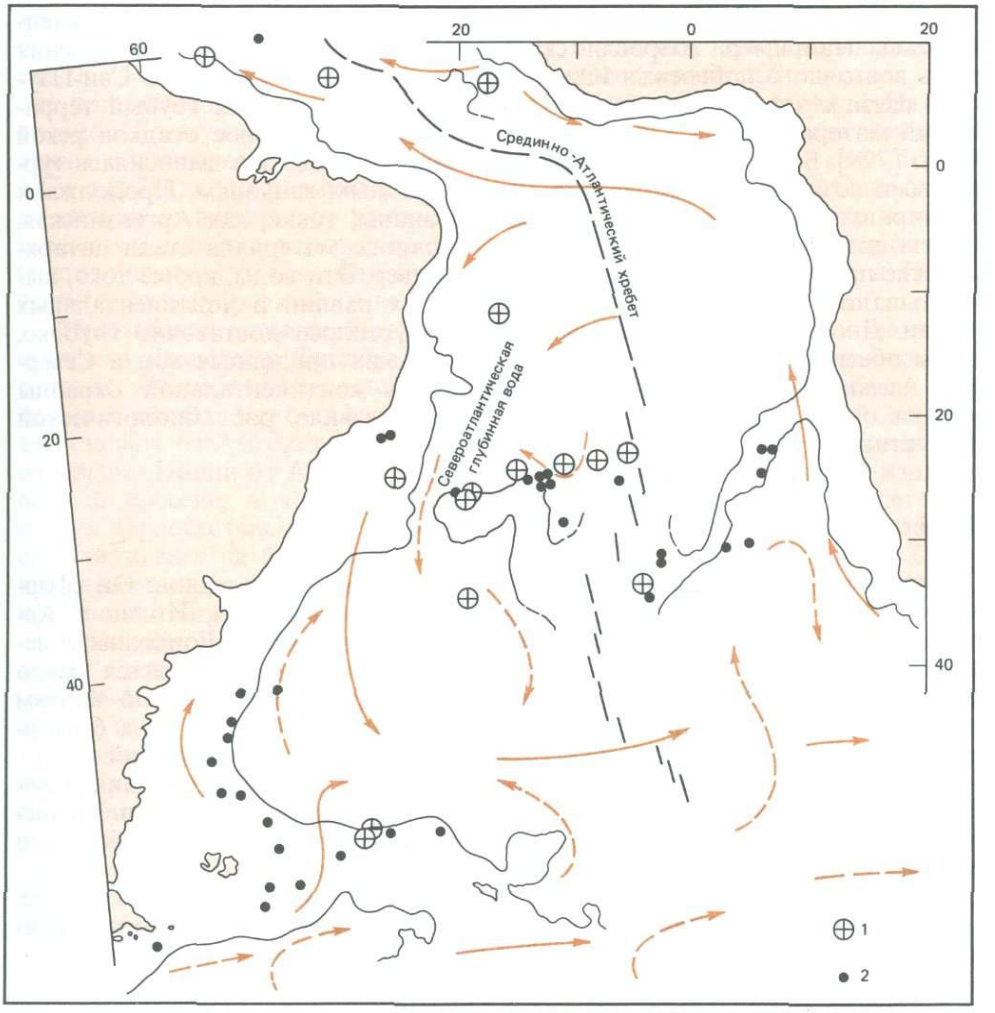


Рис. 18-11. Предполагаемая циркуляция в Южной Атлантике в эоцене [709]. Поверхностная циркуляция показана сплошными стрелками, придонная циркуляция – прерывистыми стрелками. *1* – места проходки скважин; *2* – места взятия колонок (поршневыми трубками).

ским хребтом. Погружение дна этого канала почти до современной глубины к раннему миоцену сыграло очень важную роль, так как он стал главным проводником направленного на юг потока североатлантических глубинных вод. Плотные антарктические придонные воды, очевидно, еще не могли проникать в Северную Атлантику через канал Вима [709]. Фолклендское плато размывалось сильными придонными течениями, связанными с хорошо развитым ныне циркумантарктическим течением и усилившимися в результате усиления оледенения Антарктиды течениями Южного океана.

Распространение осадков в Южной Атлантике в плиоцене было близким к современному. Закономерности, установившиеся в миоцене, суще-

ствовали в позднем кайнозое, хотя некоторые процессы стали более интенсивными. Например, возросли скорости терригенного осадконакопления вдоль восточного побережья Южной Америки к северу от плато Сан-Паулу. В связи с этим в Бразильской котловине накапливался грубый терригенный материал [709]. Особенно интенсивным был вынос осадков рекой Конго [728]. Большая часть этого терригенного материала выносилась турбидными потоками, спускавшимися по подводным каньонам. Продолжали формироваться обширные абиссальные равнины, такие, как Аргентинская, причем дополнительным источником осадочного материала стали антарктические придонные воды, двигавшиеся на север. Эти воды, кроме того, вырабатывали рельеф поверхности абиссальных равнин и континентальных окраин. Дно канала Вима, по-видимому, опустилось достаточно глубоко, чтобы обеспечить проникновение антарктических придонных вод в Северную Атлантику. Усиление апвеллинга вдоль континентальной окраины Африки от Уолфиш-Бея до Луанды [728] вызвало рост биологической продуктивности.

Индийский океан

Индийский океан – самый молодой из трех крупных океанов. Он сформировался в результате раздвигания Африки, Антарктиды, Индии и Австралии. Раскрытие Индийского океана началось с раскола Гондваны в мезозое. Поскольку на периферии Индийского океана находится мало желобов, его тектоническая история легко расшифровывается по картам зон разломов и магнитных аномалий. Эта история приведена в гл. 6. Нортон и Склейтер [792] выделили 7 главных тектонических событий.

1. Первый раскол между восточной и западной частями Гондваны в позднем триасе – ранней юре с первоначальным движением вдоль трансформных разломов, параллельных современному восточному побережью Африки.
2. Отделение Африки от Южной Америки в раннем мелу и, возможно, одновременное отделение Индии от Австралийско-Антарктического континента.
3. Прекращение движения Мадагаскара относительно Африки.
4. Раскол между Мадагаскаром и Индией в позднем мелу.
5. Реорганизация северо-западной части Индийского океана в палеоцене, когда Сейшельские острова отодвинулись от Индии.
6. Отделение Австралии от Антарктиды в эоцене и присоединение первой к Индийской плите.
7. Столкновение Индии с Азией в раннем эоцене и последовавшее за этим начало спрединга в Центральноиндийском хребте, а позднее открытие пролива Дрейка в середине кайнозоя.

Рассмотрим историю осадконакопления в Индийском океане в позднем фанерозое. Карбонатная седиментация всегда играла доминирующую роль. Ранние стадии эволюции океана отмечены более широким распространением карбонатных отложений, поскольку больший процент площади дна океана находился выше 4000 м и, следовательно, выше КГл. По мере увеличения размеров океана и углубления все большей части его дна карбонатонакопление стало более ограниченным. По расчетам Склейтера и др. [931], доля площади дна, покрытой карбонатными осадками, в раннем мелу составляла 60%, в эоцене – 50%, в олигоцене – 40% и в настоящее вре-

мя – 60%. Флуктуации интенсивности карбонатонакопления зависели также от изменений положения КГл [930, 1072]. В поздней юре (140 млн. лет назад) КГл находилась на 3,5 км, в среднем мелу (около 100 млн. лет назад) она поднялась до 3 км, а затем опустилась в конце мела до 4 км. На этом уровне КГл оставалась до нового, происходившего 1 или 2 раза между поздним олигоценом и средним миоценом погружения до 4,5–5 км. Кривая КГл для Индийского океана очень похожа на кривую для Тихого океана, но сильно отличается от кривой для Атлантики [714, 1072]. Эти сходство и различие говорят в пользу идеи Бергера [64] о контрастности глубинного («эстуариевого») потока вод из Атлантического океана в Тихий и Индийский («антиэстуариевый» или «лагунный» приток глубинных вод).

Мезозойская история. История седиментации в Индийском океане рассмотрена Девисом и Киддом [237, 596]. Бóльшая часть изложенного здесь взята из их работ. Нижнемезозойские осадки были вскрыты лишь в отдельных местах. Верхняя юра пройдена только скважиной DSDP 261 к северо-западу от Австралии, где она представлена в основном глинами. При отделении Индии от Австралии в раннем мелу образовался узкий изолированный бассейн, в котором накапливались тонкозернистые терригенные осадки. Присутствие значительных количеств пирита и органического вещества указывает на накопление осадков в бескислородных условиях. Севернее существовали условия открытого океана с высокой продуктивностью кремнистого планктона.

В позднем мелу (70 млн. лет назад) седиментация терригенных и пелагических глин продолжалась в небольших развивавшихся бассейнах (рис. 18-12), а карбонатные осадки накапливались в центральной части океана и на хребтах. Обогащенные пиритом и органическим веществом терригенные глины отлагались в полуизолированной Мозамбикской котловине и у Мадагаскара в условиях ограниченной циркуляции. В это время океан был разделен пополам почти непрерывным топографическим барьером, сформированным Восточно-Индийским и Западно-Австралийским хребтами между Индией и Антарктидой. На южном конце Восточно-Индийского хребта активизировалась вулканическая деятельность, а на северном накапливались мелководные известковые осадки.

Кайнозойская история. К раннему кайнозою начали превалировать пелагические условия осадкообразования (рис. 18-13), но тектоническая активность и донная эрозия обусловили фрагментарность и прерывистость осадочных разрезов, особенно в эоцене и раннем олигоцене. Отложения начала палеоцена встречаются редко из-за перерыва на границе мела и кайнозоя. Позднее, в палеоцене, седиментация на многих хребтах и мелководных плато была преимущественно карбонатной (с диагенетическими кремнями), а в глубоководных котловинах накапливались пелагические глины. Терригенные осадки отлагались у Восточной Африки и у восточного побережья Индии.

В палеогене поверхностная циркуляция Индийского океана отличалась от современной. Вследствие более южного, чем современное, положения Австралии главная западная ветвь Южного пассатного течения проходила из Тихого океана в Индийский севернее Австралии [347]. Более южное положение Индии препятствовало проникновению этого течения в западную часть Индийского океана. Следовательно, поток должен был отклоняться в высокие широты. Это течение могло размывать осадки на Мадагаскарском и Мозамбикском хребтах [639].

Раннеэоценовый этап осадконакопления длился дольше, чем раннемело-

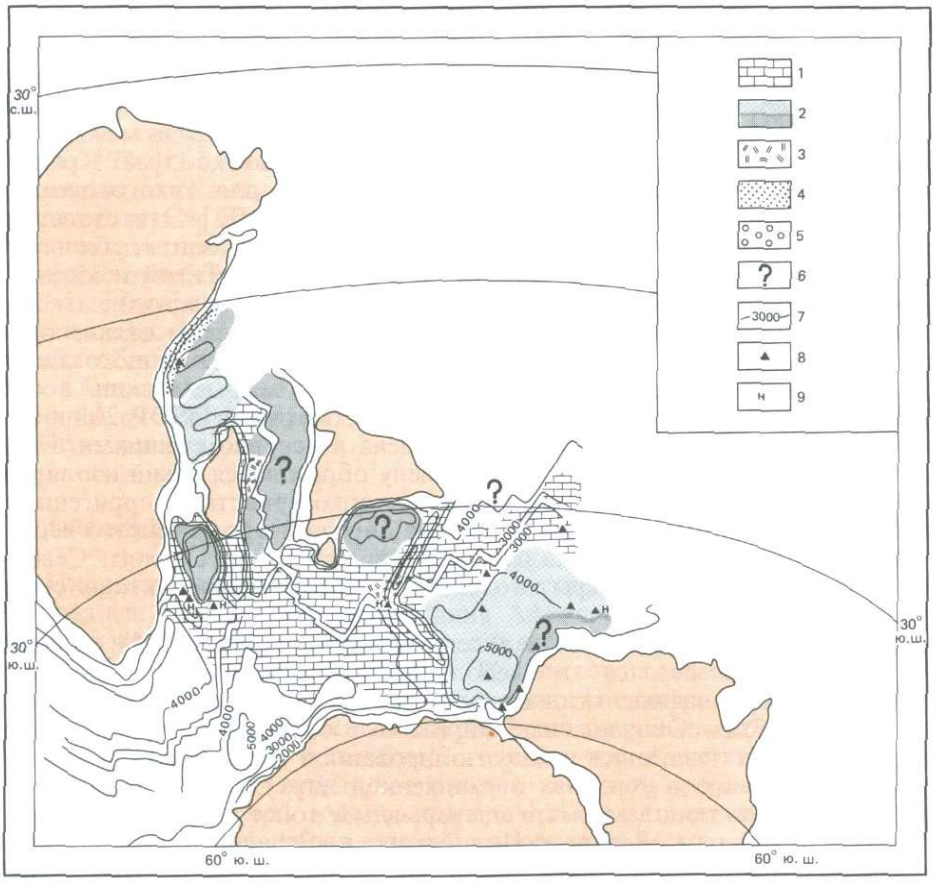


Рис. 18-12. Распространение осадков в Индийском океане в позднем мелу [237, с. 45] на палеобатиметрической основе для 70 млн. лет назад (кампан-маастрихт, [Sclater et al., 1976]). *1* – карбонатные осадки; *2* – глины обычные (вверху) и необычные (внизу); *3* – вулканогенные осадки; *4* – терригенные осадки; *5* – кремнистые осадки; *6* – нет данных бурения или перерыв; *7* – палеоизобаты (через 1000 м); *8* – скважины DSDP; *9* – несогласия.

вой и палеоценовый. На границе палеоцена и эоцена произошло усиление донной эрозии, с которой связан распространенный на большой площади перерыв [714]. Котловина Уортон, ограниченная на севере карбонатными платформами, связанными с Восточно-Индийским и более древним срединно-океанским хребтами, постепенно углублялась и оставалась открытой в сторону моря Тетис и Тихого океана. В западной части Индийского океана на срединно-океанском хребте и в связанных с Чагос-Лаккадивским хребтом и Маскаренским плато обширных мелководных морях преобладали карбонатные осадки. Связь с морем Тетис на северо-западе стала еще более ограниченной.

Разрез палеоцена и раннего эоцена на Восточно-Индийском хребте свидетельствует о накоплении осадков на малых глубинах, а в одной скважине (214) найдены субаэральные отложения. В скв. 214 самые древние мелководные морские отложения имеют возраст около 58 млн. лет, а океанская

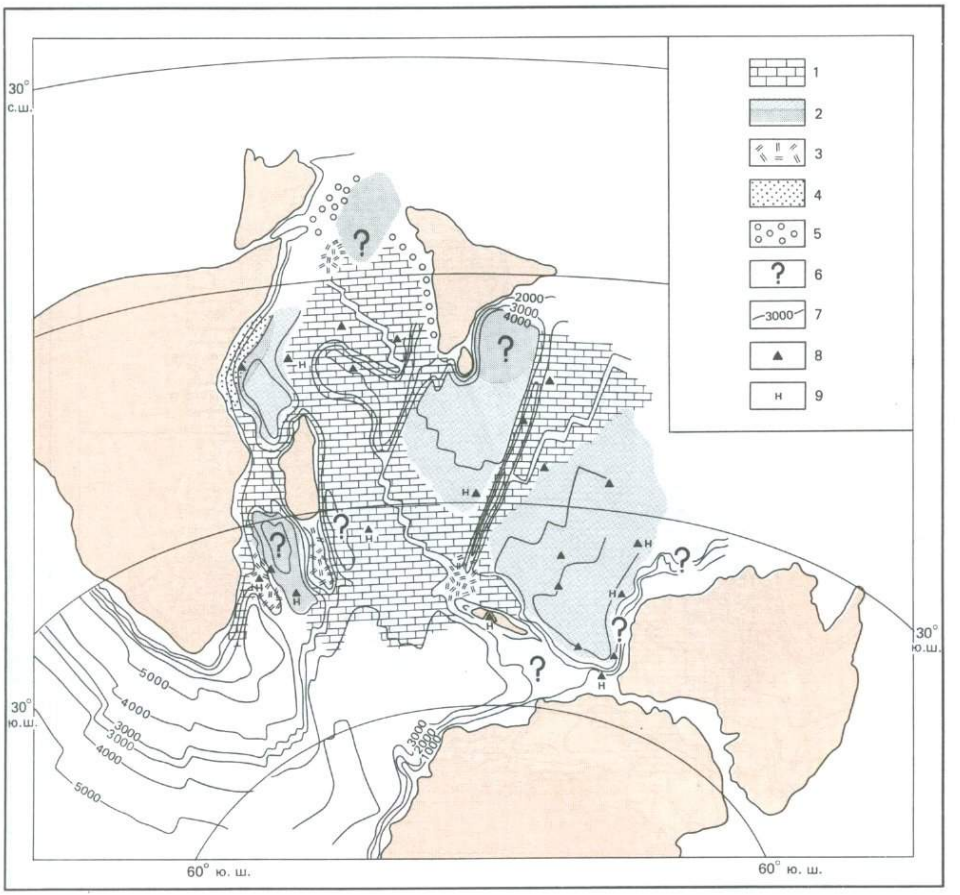


Рис. 18-13. Распространение осадков в Индийском океане в конце раннего эоцена [237, с. 43] на палеобатиметрической основе для 53 млн. лет назад [Sclater et al., 1976]. Условные обозначения см. на рис. 18-12.

седиментация началась около 50 млн. лет назад. Вулканогенные осадки и палеонтологические данные указывают на быстрое погружение Восточно-Индийского хребта и его движение на север в конце мелового и начале третичного времени. Пыльцевые комплексы нижнетретичных субаэральных отложений в скв. 214 похожи на комплексы юга Австралии и Новой Зеландии. Кемп и Харрис [568] интерпретируют их как показатель прохладного или умеренно-теплого климата с большим количеством атмосферных осадков. Движение Восточно-Индийского хребта на север переместило место, где пробурена эта скважина, в современные тропические широты.

К раннему эоцену Индия столкнулась с Азией и закончился процесс перерождения Восточного Тетиса в Индийский океан. Это событие вызвало первое крупное поступление терригенных осадков в северную часть Аравийского моря, вероятно, в результате закрытия Индийского грабена и начала воздымания Гималаев. Стали формироваться глубоководные конусы выноса Инда и Ганга.

Нижний олигоцен хуже всего представлен в палеогеновых разрезах из-за

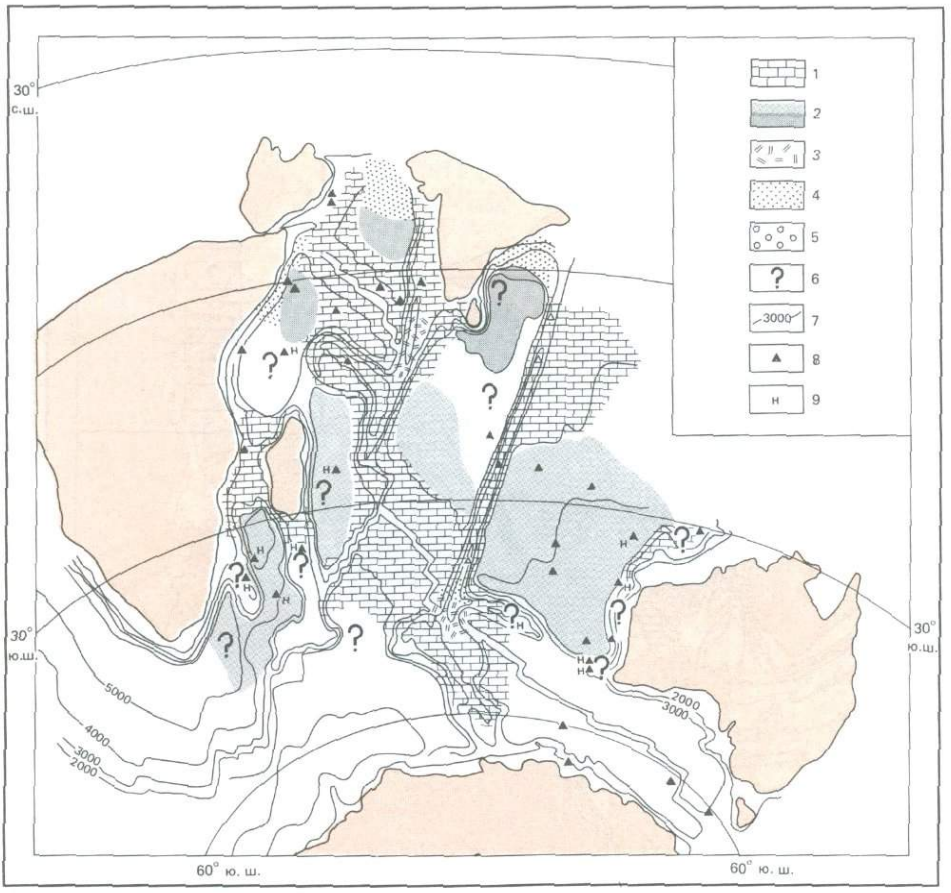


Рис. 18-14. Распространение осадков в Индийском океане в раннем олигоцене [237, с. 41] на палеобатиметрической основе для 36 млн. лет назад [Sclater et al., 1976]. Условные обозначения см. на рис. 18-12.

широкого распространения несогласий. Перерывы отмечены повсюду: вокруг континентальных окраин, на большинстве мелководных хребтов и плато и в котловинах. Они появились в результате интенсификации придонных течений и растворения карбонатных осадков и особенно хорошо выражены в западной части Индийского океана, вероятно, из-за еще большей активности западных пограничных глубинных течений. Несогласия, повидимому, в основном приурочены к нижнему олигоцену и исчезают в позднем олигоцене – раннем миоцене. Они не являются специфической особенностью Индийского океана, а распространены во всех океанах вследствие интенсификации придонной циркуляции.

К раннему олигоцену конфигурация Индийского океана была близка к современной с тремя отчетливыми областями (рис. 18-14): почти полностью изолированная северо-западная часть; центральная область, разделенная срединными хребтами в виде перевернутой буквы Y, и восточная часть, занятая в основном котловиной Уортон, с обширными связями с Тихим океаном [237, 596]. Сходство рельефа Индийского океана в олигоцене

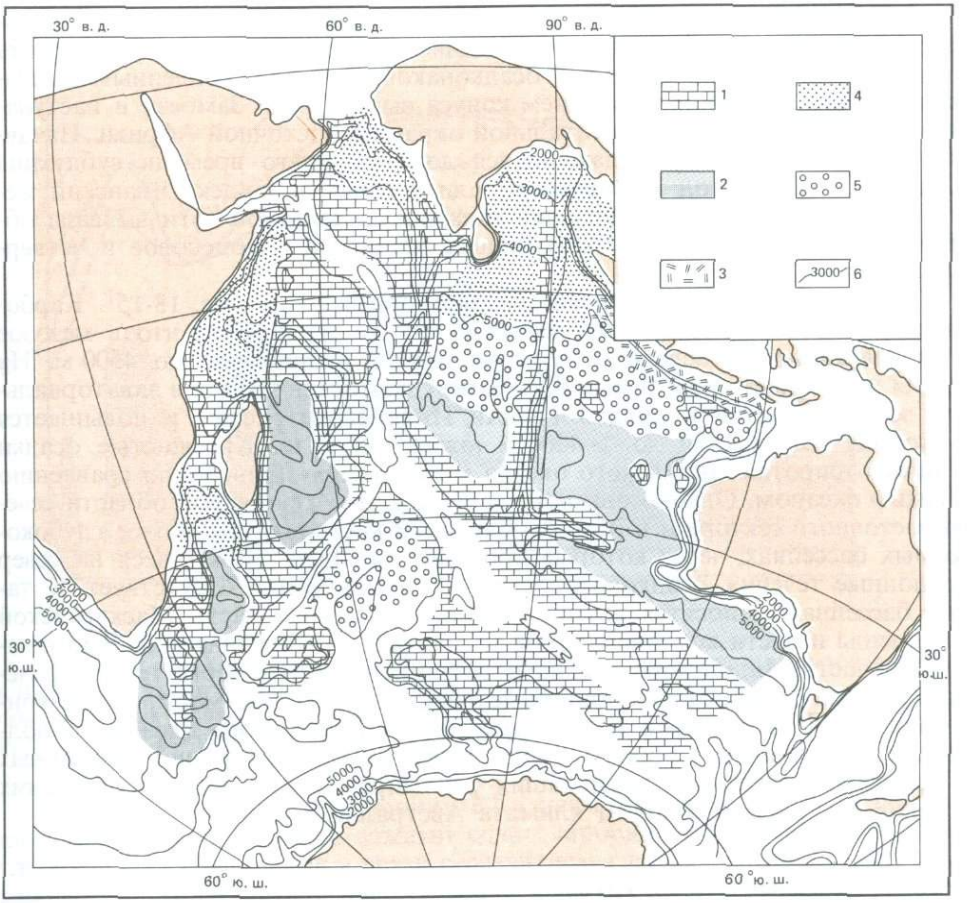


Рис. 18-15. Распространение современных осадков в Индийском океане, по данным на 1974 г. [237, с. 81]. *1* – карбонатные осадки; *2* – глины обычные (вверху) и необычные (внизу); *3* – вулканогенные осадки; *4* – терригенные осадки; *5* – кремнистые осадки; *6* – изобаты (через 1000 м).

с современным обусловило и похожее распределение осадков. В развившихся котловинах в более широких масштабах, чем в любой предшествовавший период, накапливались пелагические глины. Эти осадки представлены маломощными, лишенными ископаемых остатков разрезами с очень низкими скоростями осадконакопления. Еще в олигоцене на подводных конусах выноса в северной части океана началось терригенное осадконакопление, особенно в Бенгальском заливе.

В течение миоцена было немного крупных изменений режима осадконакопления в Индийском океане. Особенно важное значение имело развитие обширного пояса биогенного кремненакопления в антарктическом секторе Индийского океана, как и в других частях Южного океана. Менее значительное усиление биогенного кремненакопления произошло в экваториальной зоне высокой продуктивности в северо-западной части Индийского океана. Географическое распространение глин достигло максимума в раннем миоцене, перед последним опусканием уровня КГл до современного

[596]. Понижение КГл вызвало более широкое распространение карбонатонакопления. Значение терригенной седиментации продолжало возрастать в связи с увеличением скоростей осадконакопления, обусловленным воздыманием Гималаев, формированием конуса выноса реки Замбези и наступанием в сторону моря континентальной окраины Восточной Африки. Начавшаяся в миоцене и продолжающаяся до настоящего времени субдукция Индийской плиты под Евразийскую плиту создала Зондско-Яванский желоб. Связанная с этим активизация вулканизма Зондской дуги вызвала обширное распространение вулканогенных осадков в плиоценовое и четвертичное время.

Современное распространение осадков показано на рис. 18-15[1]. Карбонатонакопление, по-видимому, достигло тех же масштабов, что в мезозое и начале кайнозоя, вследствие погружения КГл примерно до 4500 м. На самом деле в настоящее время КГл может достигать 5000 м в экваториальной зоне, особенно в западной части Индийского океана, и повышается в сторону Антарктики до >4000 м южнее 50° ю. ш. Кремнистые осадки в низких широтах Индийского океана менее распространены по сравнению с Тихим океаном. Однако они встречаются в экваториальной области северо-восточного сектора и в Южном океане. В нескольких наиболее глубоководных бассейнах, через которые проходят сильные, движущиеся на север придонные течения, осадконакопление минимально или отсутствует. К таким бассейнам относятся котловина Уортон, южная часть Маскаренской котловины и части котловин Крозе и Австрало-Антарктической. В юго-западной части Индийского океана в результате деятельности геострофических течений образовались обширные «мостовые» железо-марганцевые конкреции [591]. В северной и западной частях Индийского океана продолжается накопление мощных толщ терригенных отложений, связанных с выносами нескольких крупнейших рек мира. В восточной части таких осадков нет из-за аридности климата Австралии.

История компенсационной глубины карбонатонакопления (КГл) в Мировом океане

Положение КГл в позднем мезозое и кайнозое резко менялось (рис. 18-16). Установлены ее колебания примерно на 2000 м. Такие флуктуации КГл [83, 1072] свидетельствуют о том, что крупные изменения в распространении карбонатных отложений в кайнозое были связаны с колебаниями градиента растворения карбонатов в глубоких частях океана. Общие закономерности флуктуаций КГл в кайнозое [1072] сходны для различных океанских бассейнов и, вероятно, обусловлены общей глобальной причиной (например, изменениями гипсометрии океанских бассейнов или интенсивности поступления карбонатов в океан). Однако эти общие закономерности неодинаково проявляются в разных океанах. Различия могут вызываться фракционированием карбонатов между бассейнами [64]. Их можно использовать для восстановления водообмена между бассейнами в глубинных и поверхностных слоях. Долгопериодные тренды колебаний КГл имеют большое значение для изучения глобальной палеоклиматической и палеоокеанологической истории.

---

[1] Эта карта, по-видимому, составлена по устаревшим данным. Новая карта осадков Индийского океана, опубликованная в Геолого-географическом атласе Индийского океана (АН СССР, ГУГК, Москва, 1975), коренным образом от нее отличается.– *Прим. ред.*

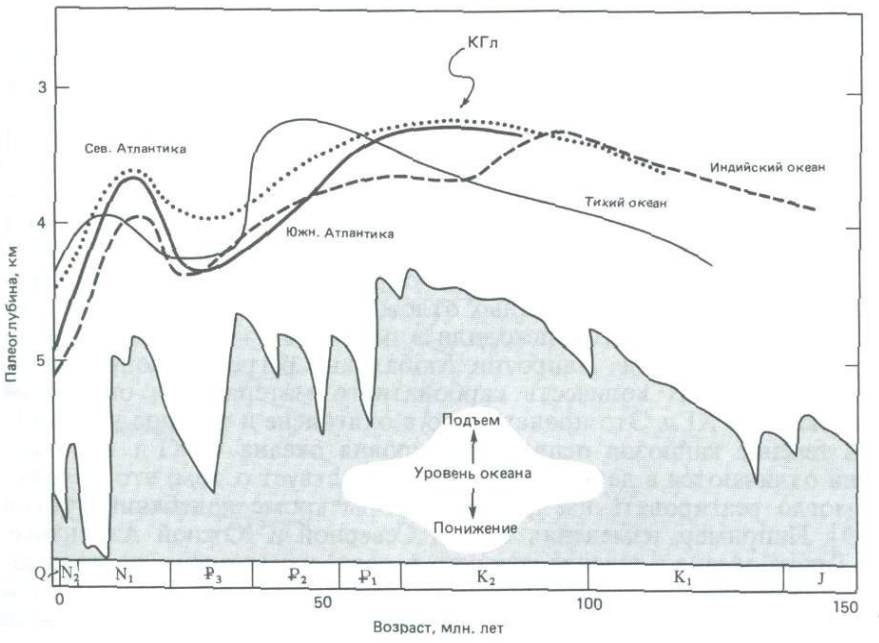


Рис. 18-16. Временны́е флуктуации КГл (компенсационной глубины карбонатонакопления) в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах за последние 150 млн. лет [1072] и эвстатические колебания уровня [1068]. Q – плейстоцен, N_2 – плиоцен, N_1 – миоцен, P_3 – олигоцен, P_2 – эоцен, P_1 – палеоцен, K_2 – поздний мел, K_1 – ранний мел, J – юра.

О докайнозойских флуктуациях КГл известно очень мало. В поздней юре, вероятно, произошел важный сдвиг карбонатонакопления в сторону глубоководных бассейнов в связи с развитием главных групп планктонных микроорганизмов с известковой функцией (планктонных фораминифер, известкового нанопланктона). Однако в течение мела уровень КГл оставался мелководным (около 3 км) [72, 1075]. Временами КГл располагалась столь высоко, что карбонатные осадки могли накапливаться только на ограниченных площадях дна океана.

В течение эоцена КГл продолжала оставаться мелководной, близкой к 3200 м в Тихом океане и 3600 м в Индийском океане (рис. 18-16). К концу палеогена в Атлантическом и Индийском океанах она начала постепенно опускаться. Около 38 млн. лет назад на границе эоцена и олигоцена КГл резко понизилась в Тихом океане, примерно до 4500 м, и более постепенно в Индийском и Атлантическом океанах. В олигоцене и раннем миоцене КГл оставалась примерно на этом уровне, а затем начала повышаться и около 15–10 млн. лет назад заняла наиболее мелководное положение. Вслед за этим кратковременным неогеновым пиком КГл опустилась до своего современного уровня (около 4500–4900 м), самого низкого из когда-либо существовавших [1072]. В экваториальной части Тихого океана КГл изменялась таким же образом, но более резко. В среднем миоцене океаны наиболее сильно различались по положению КГл. В это время в Индийском и Тихом океанах уровень КГл был очень мелководным, а в Атлантике он сильно опустился, что привело к расширению области карбонатонакопления [241].

Глобальный характер этих закономерностей указывает на глобальную причину и подтверждает гипотезу Бергера и Уинтерера [64, 83] о распределении карбонатов между мелководными и глубоководными областями. Эта гипотеза подтверждается сходством хода кривых колебаний КГл и эвстатических изменений уровня океана, установленных Вейлом и др. [1068] (рис. 18-16). Во время глобальных морских трансгрессий карбонатонакопление усиливалось на мелководных шельфах и во внутренних морях, а в открытом океане не играло большой роли. В результате этого уровень КГл становился очень мелководным, чтобы поддерживать баланс между поступлением и выпадением карбонатов и таким образом эффективно сокращать площади распространения карбонатных отложений в глубоководных частях океанов. Такие трансгрессии происходили в период с позднего мезозоя до эоцена и в среднем миоцене. Напротив, глобальные регрессии сопровождались участием больших количеств карбонатного материала в океанском цикле и опусканием КГл. Это происходило в олигоцене и в конце кайнозоя.

Хотя в течение кайнозоя осцилляции уровня океана и КГл в общем сходны, они отличаются в деталях. Это свидетельствует о том, что положение КГл могло реагировать на другие факторы кроме колебаний уровня океана [19]. Например, изменения КГл в Северной и Южной Атлантике, а также в Тихом океане в течение среднего и позднего миоцена, по-видимому, не совпадали (рис. 18-16). Подобные различия, вероятно, связаны с изменениями придонной циркуляции и фракционирования между океанами. Эти изменения в свою очередь обусловлены развитием оледенения Антарктики и Арктики в течение кайнозоя и перестройками межокеанских связей. Например, резкое понижение КГл в начале олигоцена (рис. 18-16) не связано с крупной регрессией [1067], а, вероятно, вызвано существенными изменениями характера и круговорота океанских придонных вод [574, 1075]. Холодные антарктические придонные воды начали формироваться во время появления обширных полей морских льдов вокруг Антарктиды, стимулируя термогалинную циркуляцию в океанах. Это сократило продуцирование CO_2 в океанах и привело к опусканию КГл. Подобным образом различия кривых КГл для Северной Атлантики и Тихого океана (см. рис. 17-16) связаны с формированием североатлантических глубинных вод, являющихся важным компонентом глобальной придонной циркуляции.

Опускание КГл в течение позднего кайнозоя (последних 10 млн. лет) совпало с увеличением скорости седиментации, которая в четвертичном периоде была почти вдвое выше, чем в любом другом интервале кайнозоя [1150]. Это отражает более низкий уровень океана и увеличение поступления обломочного материала с постепенно покрывавшейся ледниками суши. На глобальное понижение КГл в течение кайнозоя накладывались более мелкие, но заметные изменения КГл, связанные с колебаниями уровня океана во время ледниково-межледниковых циклов. Аррениус [18] первый изучил флуктуации скоростей глубоководного карбонатонакопления в четвертичное время. Он обнаружил отчетливые осцилляции содержания $CaCO_3$ в колонках четвертичных осадков из глубоководной экваториальной области восточной части Тихого океана. Стадии с высоким и низким содержанием $CaCO_3$ периодически чередуются, и эта цикличность проявляется также во флуктуациях концентраций других компонентов осадков, таких, как раковины планктонных и бентосных фораминифер, скелеты радиолярий и панцири диатомей. Аррениус [18] предположил, что ледниковые отложения характеризуются более высокими содержаниями $CaCO_3$, а межледниковые – более низкими. Эта корреляция была подтверждена стратиграфиче-

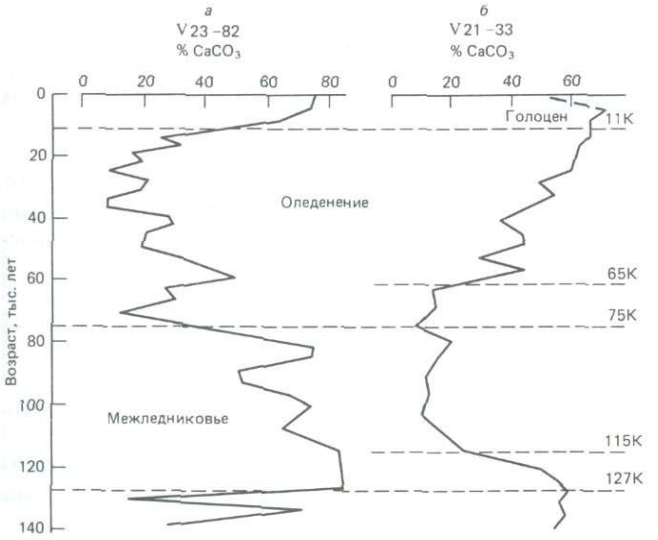


Рис. 18-17. *Типичные позднечетвертичные кривые содержания $CaCO_3$ в осадках высоких широт* Северной Атлантики (*а*) [McIntyre et al., 1972] и экваториальной части Тихого океана (*б*). В Северной Атлантике вариации содержания $CaCO_3$ отражают изменения его продукции, связанные с климатом. В экваториальной части Тихого океана причиной вариаций прежде всего являются флуктуации интенсивности растворения. Видно, что изменения интенсивности растворения следовали за изменениями продуктивности [679]. К = 1000 лет.

ским расчленением, сделанным Хейсом с соавторами [440]. Таким образом, в Тихом океане термины *ледниковье* и *межледниковье* могут заменяться терминами *высококарбонатные* и *низкокарбонатные* эпизоды (рис. 18-17)[1]. Аррениус считал, что различия в содержании карбоната кальция объясняются увеличением продуктивности известковых организмов в ледниковые эпохи. Однако Бергер [69] показал, что карбонатные циклы обусловлены растворением: КГл поднималась в межледниковья и опускалась во время оледенений. Подобная закономерность в настоящее время выявлена для большей части Тихого океана. В Экваториальной Атлантике связь усиления карбонатонакопления с климатом не столь простая. Было выявлено [359], что усиление растворения приходилось на ледниковые эпохи, а в межледниковья оно ослабевало (рис. 18-17). Это, по-видимому, связано с усилением растворения за счет активности придонных вод в Экваториальной Атлантике в ледниковые эпохи, а не с колебаниями уровня океана.

Распределение перерывов в геологической истории океанов

Любые изменения формы океанских бассейнов или системы океанской циркуляции могли оказывать существенное региональное или даже глобальное влияние на баланс аккумуляции и размыва осадков. Если размыв преобладает над аккумуляцией, то могут формироваться перерывы. Перерывы широко распространены во всех океанских фациях от континентального шельфа до абиссали и доказывают, что динамика осадконакопления

[1] Эта закономерность распространяется только на тропическую зону; в умеренной и ледовой зонах взаимосвязи иные, часто обратные.– *Прим. ред.*

в океанах менялась со временем. Пространственное и временно́е распространение перерывов в кайнозое прослежено Муром и др. [757] по скважинам глубоководного бурения. Можно сделать несколько общих замечаний относительно широко распространенных перерывов в глубоководных осадках.

1. Распространение перерывов меняется со временем.
2. Перерывы встречаются в океанах в широком интервале глубин.
3. Распространение перерывов в позднем кайнозое связано с потоками придонных течений и позволяет проследить их трассы в ранние геологические эпохи в соответствии с моделями тектоники плит.
4. Перерывы более широко развиты в западных частях океанов, где господствуют сильные западные пограничные течения. Причины образования отдельных перерывов, по-видимому, быстрее прекращают действовать в западных частях океанов, чем в восточных.
5. Несколько крупных перерывов почти синхронны в различных океанских бассейнах.
6. Время крупных изменений в распространении перерывов соответствует времени принципиальных перестроек конфигурации океанских бассейнов, способных сильно повлиять на циркуляцию.

Рис. 18-18 представляет собой диаграмму возрастов ряда колонок скважин глубоководного бурения из юго-западной части Тихого океана. Раннекайнозойские разрезы нарушены многочисленными перерывами. Два из них на границах палеоцен–эоцен и эоцен–олигоцен, вероятно, являются региональными. Послеолигоценовые осадочные разрезы менее прерывисты. Кривая распространения несогласий для всего Мирового океана, составленная

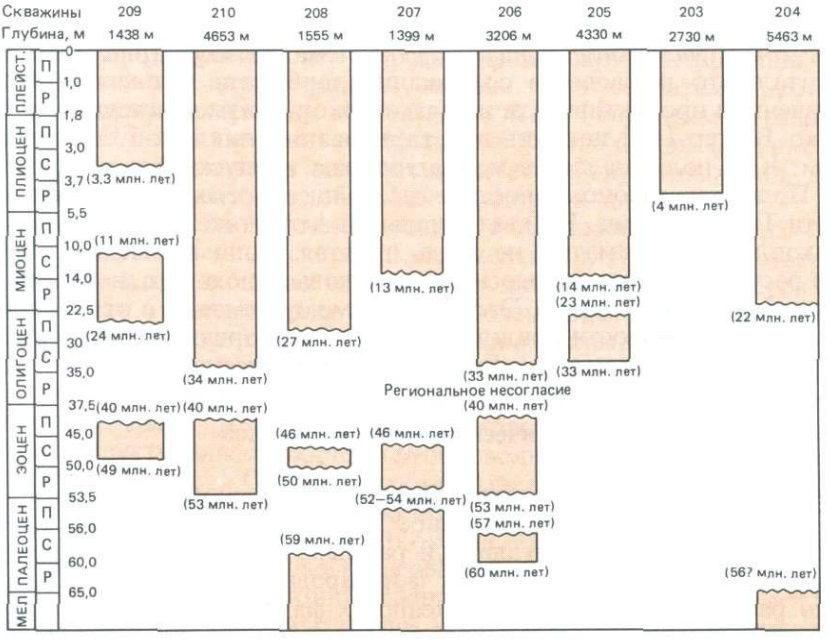


Рис. 18-18. Возраст осадков в скважинах глубоководного бурения из юго-западной части Тихого океана и положение перерывов [579]. Региональные перерывы в основном приурочены к раннему олигоцену. Р – ранний, С – средний, П – поздний.

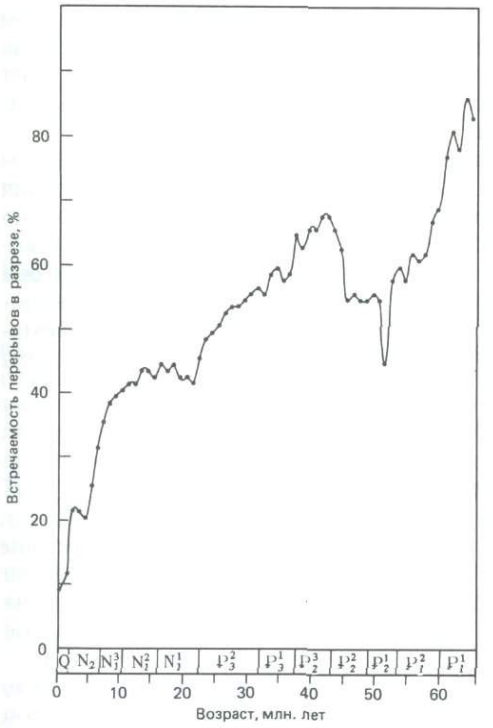


Рис. 18-19. Встречаемость перерывов в Мировом океане (доля опробованных частей разрезов, приходящаяся на перерывы в кернах буровых скважин [762, с. 118]). Q – плейстоцен, N_2 – плиоцен, N_1^3 – поздний миоцен, N_1^2 – средний миоцен, N_1^1 – ранний миоцен, P_3^2 – поздний олигоцен, P_3^1 – ранний олигоцен, P_2^3 – поздний эоцен, P_2^2 – средний эоцен, P_2^1 – ранний эоцен, P_1^2 – поздний палеоцен, P_1^1 – ранний палеоцен.

Муром с соавторами [757], показывает, какая часть стратиграфических данных представлена перерывами (рис. 18-19). Обычно в доолигоценовых отложениях выпадает более половины стратиграфического разреза, а в нижнепалеоценовых осадках – до 90%. Увеличение доли перерывов с возрастом может объясняться тем, что в более древних осадочных толщах увеличивается вероятность нарушения разрезов. Во всех океанах максимальное число перерывов приходится на границу мезозоя и кайнозоя, на поздний эоцен (включая границу эоцен – олигоцен) и на средний и поздний миоцен. *Меньше перерывов встречается в среднем эоцене, раннем и среднем миоцене* и в четвертичном периоде. Может быть, не случайно стратиграфическая граница палеоцена и эоцена маркируется максимумом перерывов, а миоценовые границы – минимумами.

Небольшое число перерывов в четвертичных осадках может объясняться усилением терригенного выноса в океанские бассейны (как ветрового, так и водного) в ледниковые эпохи. Возможно, перерывы не фиксируются из-за недостаточного стратиграфического разрешения или из-за того, что они сейчас находятся в процессе формирования. Наиболее обычная длительность перерывов в скважинах глубоководного бурения DSDP составляет около 4 млн. лет. Это означает, что пик 3 млн. лет назад может быть началом новой крупной фазы формирования широко распространенных перерывов. Конечно, на дне океана происходит растворение кремнезема и карбонатов, а также латеральное перемещение и перемыв осадков. Кроме того, при более детальном стратиграфическом расчленении четвертичных разрезов в некоторых районах океанов обнаруживаются кратковременные перерывы, но на усредненную кривую (рис. 18-19) заметно влияют только гло-

бальные изменения встречаемости перерывов. Так в Атлантическом и Индийском океанах отчетливый максимум перерывов приходится на 15 млн. лет назад, но на усредненной глобальной кривой (рис. 18-19) этот эффект уравновешивается минимальным числом перерывов в восточной части Тихого океана и в Южном океане.

Наиболее широко распространенный и четко выраженный максимум встречаемости перерывов, вероятно, указывает на крупные изменения в конфигурации океанов, влиявшие не только на придонные течения, но и на циркуляцию поверхностных и промежуточных вод. Например, пик количества перерывов на границе мела и кайнозоя совпадает со временем быстрого раскрытия Атлантики и, возможно, с закрытием свободного водообмена между Северным Ледовитым и Тихим океанами. Пик встречаемости перерывов на границе эоцен–олигоцен связан с раскрытием Тасманова моря.

19. ГЛОБАЛЬНАЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ: КРИТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ ОКЕАНОВ

Мы не перестанем изучать мир
И в конце всех наших исследований
Вернемся к началу пути,
Как будто увидев его впервые.

Т. С. Элиот

Введение

В предыдущей главе мы кратко рассмотрели эволюцию океана и связанную с ней историю седиментации в отдельных океанских бассейнах. В этой главе мы проанализируем палеоокеанологическую эволюцию в глобальном масштабе. Палеоокеанология – очень молодая отрасль науки [923], и предлагаемый здесь обзор является лишь началом работы. Многие из выдвинутых идей пока только предположения, и многие проблемы не решены. Тем не менее установленная последовательность изменений дает основу для дальнейшего изучения эволюции палеосреды океанов. Ясно, что во многих отношениях океан действует как единая система: некоторые процессы в одном регионе могут влиять на обстановку во всем океане, но какие-то локальные перестройки, вероятно, могут не влиять или очень слабо воздействовать на океан в целом.

В гл. 17 была описана общая последовательность палеоокеанологической истории позднего фанерозоя. Одной из самых характерных ее особенностей было постепенное похолодание в высоких широтах, как в океанах, так и на суше. В течение большей части мелового периода господствовали ровные теплые климаты с небольшими температурными градиентами между полюсами и экватором. В это время среднегодовые температуры на полюсах должны были быть близки к точке замерзания воды или выше. В кайнозое эти условия постепенно сменились похолоданием в высоких широтах и в конце концов сильно изменчивыми климатическими обстановками четвертичных ледниковых эпох. В масштабах времени, в течение которого происходили эти изменения (около 100 млн. лет), сильнее всего сказывалось влияние перестройки географического распределения суши и размеров ее площади, что было обусловлено эвстатическими колебаниями уровня океана. С качественной точки зрения очевидно, что такие палеогеографические вариации должны были быть главной причиной изменений климата. Неравномерный нагрев Земли и ее вращение являются движущими силами атмосферной и океанской циркуляции. Нагрев изменяется с широтой, но существуют также важные широтные градиенты, связанные с распределением суши и моря. Например, в Южном океане широтная зональность выражена лучше, чем в океанах Северного полушария, так как он не разделен континентами.

Основной проблемой палеоокеанологии и палеоклиматологии является установление того, насколько сильно климатические колебания вызывались палеогеографическими изменениями и до какой степени эти изменения были ответственны за сильное глобальное похолодание в кайнозое [45]. Вторая основная проблема состоит в выявлении того, какие именно элементы климатической системы (к которым относятся литосфера, криосфера, ги-

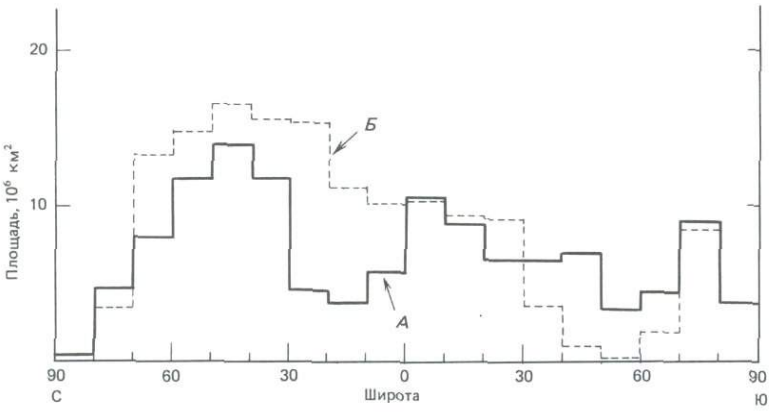


Рис. 19-1. Распределение площади суши. *А* – 100 млн. лет назад (средний мел); *Б* – в настоящее время [45].

дросфера и атмосфера) определяют ее флуктуации. Итак, какие же движущие силы вызывают климатические изменения? Исследователи отводят различную роль разным факторам. Донн и Шоу [269] одними из первых количественно оценили влияние на климат изменения соотношения суши и моря в результате дрейфа континентов. Они установили, что понижение температур в позднем фанерозое являлось следствием увеличения площади суши в Северном полушарии, что повысило альбедо земной поверхности (или долю отраженной солнечной радиации) и привело к росту ледников и снежников по мере движения континентов в более высокие широты. Палеогеографические изменения влияли на планетарное альбедо благодаря различиям между альбедо океанов и континентов, а также суши, покрытой растительностью, и пустынь. Первые результаты анализа альбедо поверхности как функции соотношения суша – море и приходящей солнечной радиации показали, что палеогеографическая обстановка могла существенно влиять на тепловой баланс, так как приводила к изменению поверхностного альбедо в пределах максимально 2%, если не рассматривать обратные связи с атмосферой. Особенно важно, что с рубежа 100 млн. лет назад до настоящего времени увеличилась площадь суши в субтропических областях (рис. 19-1).

Поскольку низкие широты получают много солнечной радиации, а аридные субтропические области имеют высокое альбедо, такие палеогеографические изменения являются одной из основных причин глобального похолодания [45].

На рис. 19-2 сопоставлено распределение глобального альбедо (при допущении 50%-ной облачности) в настоящее время и в меловой период. Географические вариации приходящей и отраженной солнечной энергии уравновешиваются за счет регулирования процессов излучения путем переноса тепла атмосферой и океаном. Это основное допущение простых энергетически сбалансированных климатических моделей, в которых приток энергии в определенных широтах должен быть уравновешен ее уходом за счет поступления водяного пара в атмосферу и переноса тепла атмосферой и океаном. По мере изменений географии во времени этот перенос также меняется в результате видоизменений амплитуды сезонного цикла температурных градиентов между полюсами и экватором. Итак, чтобы понять палеоокеа-

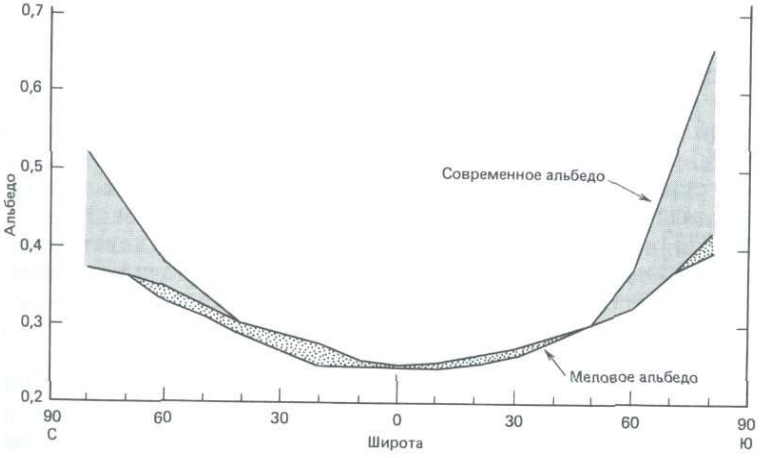


Рис. 19-2. Сравнение современных и меловых широтных градиентов альбедо. Показано распределение двух компонентов: *А* – часть изменений за счет предполагаемых отличий меловых температур от современных (светлый фон); *Б* – часть изменений, обусловленная соотношением площадей суши и океана на разных широтах (темный фон). Современная облачность принята равной 0,5 [45].

нологическую эволюцию, необходимо учесть колебания альбедо поверхности и факторы, влияющие на перенос тепла на земном шаре. К ним, очевидно, относятся атмосферная и океанская циркуляция, а также эволюция континентов. Например, крупномасштабные вертикальные (*эпейрогенические*) движения земной коры и горообразование (*орогенез*) также влияли на палеоклиматическую эволюцию [229]. В моменты максимальных трансгрессий и образования эпиконтинентальных морей на континентах господствовали мягкие ровные климаты, а во время максимальных регрессий – более прохладные и изменчивые. Орогенез происходил как во время трансгрессивных, так и во время регрессивных циклов, и сам по себе он не мог вызвать глобальных похолоданий или потеплений. С другой стороны, оледенение могло развиться, когда орогеническая фаза совпадала с регрессией континентальных морей, как, например, в позднем кайнозое, позднем палеозое или позднем докембрии [229].

Палеогеографическим изменениям последних 200 млн. лет, вероятно, была свойственна цикличность. Чередовались два основных состояния океана: *олиготаксное* и *политаксное* [333]. Иллюстрацией олиготаксного состояния могут служить условия в четвертичных океанах, характеризовавшихся прохладными водами и относительно резкими градиентами параметров среды между экватором и полюсами, а также в водной толще по вертикали. КГл в это время располагалась довольно низко. Экстремальные условия среды вызывали усиление циркуляции и аэрации океанских вод. Кроме того, вследствие большей активности придонных течений широко распространились перерывы. Олиготаксные состояния характеризуются также более быстрым вымиранием планктонных и нектонных организмов, упрощением структуры биотических сообществ и уменьшением видового разнообразия биоты в глобальном масштабе. Весьма существенно то, что олиготаксные обстановки часто связаны с длительными периодами регрессий.

Напротив, политаксные состояния маркируются более разнообразными

и сложными биотическими сообществами. Поверхностные воды были теплее в высоких широтах, чем в четвертичное время, а температурные градиенты между экватором и полюсами и в водной толще были менее резкими. В результате ослабевала интенсивность океанской циркуляции и придонных течений. Слой минимума кислорода был более обширным и лучше выраженным, что способствовало накоплению обогащенных органическим веществом осадков. КГл занимала более высокий уровень. Политаксные обстановки обычно связаны с морскими трансгрессиями.

Фишер и Артур [333] считают, что олиготаксные состояния повторяются ритмично с интервалом 32 млн. лет. Эпизодичность отчетливых политаксных обстановок выражена менее четко. Олиготаксные эпизоды связаны в основном со следующими временными уровнями: 222 млн. лет назад (граница перми и триаса); 190 млн. лет назад (граница триаса и юры); 158млн. лет назад (граница бат–келловей); 126 млн. лет назад (ранний неоком); 94 млн. лет назад (сеноман); 62 млн. лет назад (конец мела–начало кайнозоя); 30 млн. лет назад (средний олигоцен) и последние 2 млн. лет (четвертичный период). До работы Фишера и Артура [333] циклы, приблизительно соответствующие предполагаемой периодичности, выявляли другие исследователи. Дорман [270] выделил 30-миллионный температурный цикл по изотопно-кислородным данным, а Дамон [230] установил периодичность регрессий с интервалом 36 млн. лет. Может быть, выделение таких циклов–значительное упрощение, но многочисленные данные подтверждают существование отчетливо различающихся состояний океана в геологическом прошлом. Если такие циклы действительно существуют в геологической летописи, важной задачей является установление их причин, поскольку они, вероятно, не обусловлены движением плит, хотя и оно должно было влиять. Возможно, главной причиной были колебания уровня океана. Более высокие уровни способствовали потеплениям вследствие относительно большой теплоемкости воды. Развитие межконтинентальных морских путей создавало дополнительные трассы для морских течений и снижало альбедо, о чем говорилось ранее. Однако конечная причина колебаний уровня до сих пор удовлетворительно не объяснена (см. гл. 9), хотя Фишер и Артур [333] предположили, что на них влияют глобальные тектонические процессы, изменяющие конфигурацию Земли и, вероятно, одновременно воздействующие через вулканизм на атмосферу, а следовательно, на климат.

Палеозойская палеоокеанология: древние континентальные блоки

Расположение континентов и океанов в течение большей части палеозоя и в докембрии далеко не ясно. Однако общепринято считать, что тектоника плит действовала уже в палеозое и в какой-то форме, вероятно, даже в протерозое [156]. Дрейф континентов происходил непрерывно, и глобальная география постоянно менялась. Карты земной поверхности в палеозое совершенно не похожи на современные. Важным шагом на пути к распознанию распространения континентов и океанов в палеозое была серия карт, составленных в основном по палеомагнитным данным [982]. Построенные позднее карты были усовершенствованы за счет добавления новых палеомагнитных данных, а также палеоклиматической информации [1162], биогеографических [1158, 1159] и тектонических [764] данных.

Палеозойская история тектоники плит–это в основном эволюция дрейфа континентов, первоначально разбросанных в низких широтах, а затем

постепенно соединившихся и образовавших протянувшийся от полюса до полюса единый суперматерик. Итак, существовавшие в палеозое географические взаимосвязи с тех пор никогда не повторялись. Циглер и др. [1159] составили серию палеогеографических реконструкций для ряда выбранных интервалов палеозоя. Они выявили шесть крупных палеоконтинентов, по положению, форме и размерам отличающихся от тех, которые сформировались в мезозое и кайнозое. Континенты получили названия Гондвана, Лавразия, Балтика, Сибирь, Казахстан и Китай. Например, Лавразия состояла из ядра Северной Америки, а также Гренландии, Шотландии, Шпицбергена и части Восточной Сибири, но к ней не относились Флорида и Авалония (Новая Шотландия и Ньюфаундленд). Гондвана, самый крупный и лучше всего изученный палеоконтинент, состояла из Антарктиды, Австралии, Африки, Южной Америки, Индии, Аравии и Мадагаскара, Южной и Центральной Европы, Турции, Ирана, Афганистана и Тибета. Вместе они составляли более 50% площади суши [939]. (Элементы других палеозойских континентов и их изменения см. в работе Циглера и др. [1159].) Гондвана сформировалась в конце докембрия и почти не изменялась в течение палеозоя и раннего мезозоя. Однако в позднем палеозое и раннем триасе такие континентальные фрагменты, как Тибет–Иран–Турция и Малайзия, отодвинулись от северных частей Гондваны и в конце концов превратились в части Азии, Европы и даже Северной Америки. Таким образом, сложная история палеосреды и биоты этих континентальных блоков была связана либо с Гондваной, либо с северными континентами.

К раннему карбону хорошо развились угленосные бассейны и ледники. Вместе с эвапоритами и карбонатными осадками они обеспечивают надежные критерии для проверки точности палеогеографических реконструкций. Обычно угленосные отложения располагались в низких широтах на подветренной стороне разрозненных континентальных масс. Тиллиты встречались в высоких палеоширотах южноамериканской и южноафриканской частей Гондваны на западной стороне суперконтинента, где западные ветры обеспечивали достаточное количество атмосферных осадков для аккумуляции льдов. Карбонатные отложения и эвапориты приурочены к низким широтам. Конфигурация континентов в перми не сильно отличалась от позднекарбоновой. Однако палеоклиматические условия начали резко меняться и ограничили область угленакопления умеренными зонами, а позднепалеозойские ледниковые щиты сохранились до поздней перми лишь в восточной Австралии.

Позднепалеозойский суперокеан и суперконтинент

В поздней перми, 240 млн. лет назад, континенты были сгруппированы вместе в Пангею (см. гл. 4 и 6). В результате Мировой океан, Панталасса, был поистине громадным, покрывая земной шар от полюса до полюса и простираясь на 300° долготы по экватору [32, 939]. Он был вдвое шире современного Тихого океана (рис. 19-3). Вероятно, что при этих размерах и геометрии палеоциркуляция в Панталассе была значительно проще, чем в современном океане. Огромные единичные циркуляционные круговороты должны были существовать как в Северном, так и в Южном полушарии. Вызываемые пассатами экваториальные течения непрерывными струями опоясывали 85% окружности Земли. Палеоокеанологические различия между востоком и западом, вероятно, никогда не были больше, чем в то время, когда Панталасса достигала максимальных размеров. Западная окраина

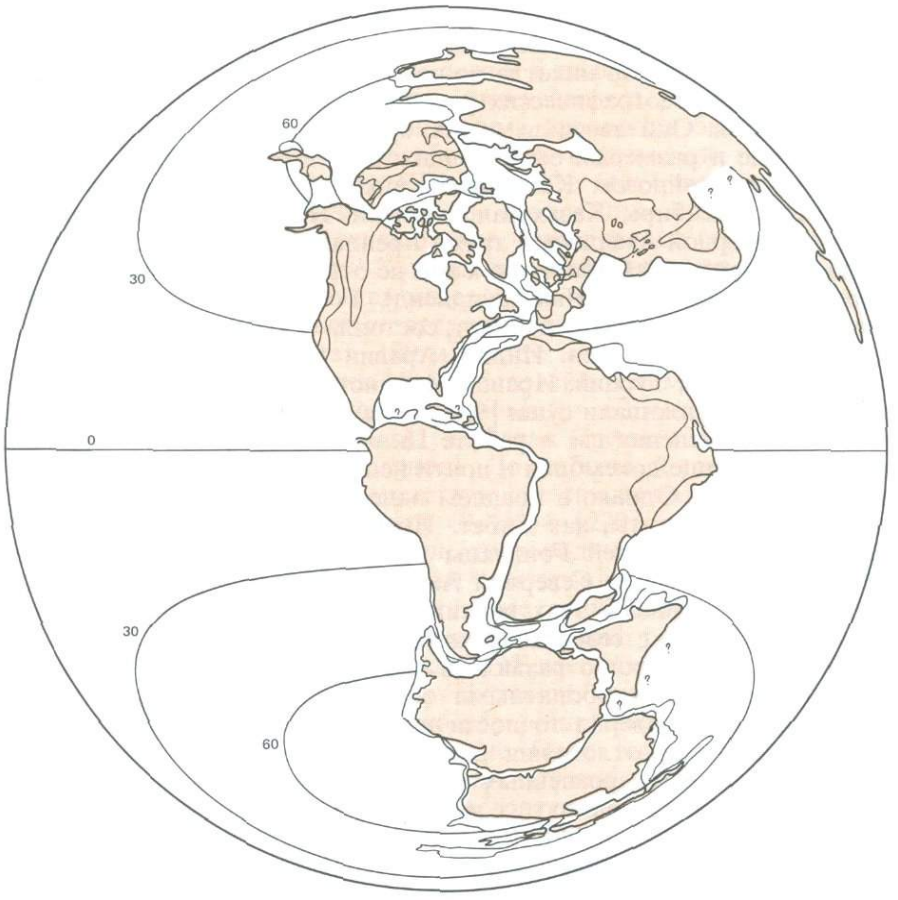


Рис. 19-3. Палеогеографическая реконструкция для юры, 160 млн. лет назад [44].

этого суперокеана должна была быть очень теплой по сравнению с восточной. Напротив, температурные контрасты между полюсами и экватором были, по-видимому, небольшими, обусловливая довольно вялую меридиональную циркуляцию. Комплексы морской биоты характеризовались слабо выраженным провинциализмом, но существовали отчетливые тропические и биполярные (бореальные) области [16].

В результате распада Пангеи на Лавразию и Гондвану в средней–поздней юре (рис. 19-3) образовалось море Тетис, благодаря чему идущее на запад экваториальное течение Панталассы превратилось в циркумглобальный поток. Сохранившиеся на небольших площадях юрские осадки, встречающиеся в океане, указывают на седиментацию, в общем сходную с современной в низких широтах, с известковыми и кремнистыми осадками (мелами, известняками и кремнями) в Тихом океане, а в Атлантическом заливе с глинами, мергелями и кремнистыми осадками, накапливавшимися в условиях аэрации в придонном слое.

Переход от суперокеана к отдельным океанским бассейнам

За последние 250 млн. лет геологической истории самыми главными изменениями в глобальной географии были прогрессировавший распад Пангеи, формирование Атлантического и Индийского океанов и столкновение некоторых фрагментов Пангеи, образовавших Афро-Евразийский континент. В каждом из развивавшихся океанских бассейнов образовывалась обособленная система циркуляции, хотя различные компоненты глобальной системы почти всегда оставались частично связанными.

В раннем мезозое океанская циркуляция была сильно ограниченной на начальных стадиях раскрытия Атлантики (см. гл. 8). Частичные преграды существовали между несколькими мелководными бассейнами Атлантики, и связи с Мировым океаном были слабыми. В позднем триасе и средней юре условия благоприятствовали накоплению эвапоритов в Северной Атлантике и Мексиканском заливе. В Южной Атлантике, которая начала раскрываться позднее Северной, эвапориты отлагались в раннем мелу. В это время связь Южной Атлантики с Индийским и Тихим океанами осуществлялась только над мелководным порогом, через Фолклендское плато.

К мелу в северной части Тихого океана сформировалась циркуляционная система из двух круговоротов, а в расширявшейся Северной Атлантике существовал один крупный круговорот [678]. Палеоокеанологические условия в мелу сильно отличались от современных. Главное отличие состояло в их *однообразии и более высоких температурах. Более интенсивное* поглощение тепла в глобальном масштабе являлось результатом более низкого альбедо из-за высокого уровня океана и отсутствия льдов в высоких широтах. Изотопно-кислородные данные указывают на небольшие градиенты температур [124, 273, 304, 898]. Глубинные воды, вероятно, были ненамного холоднее поверхностных, но данных об этом очень мало. Если вертикальные градиенты температуры были очень малы, плотность океанских вод в большей мере контролировалась различиями солености, а не температуры. Небольшие температурные градиенты и обусловленное ими медленное перемешивание океана, возможно, усиливали химическое фракционирование в пределах отдельных бассейнов. Медленное обновление богатых кислородом вод в некоторых частях глубокого океана временами приводило к захоронению больших количеств органического углерода в осадках.

Из-за отсутствия льдов на полюсах альбедо было довольно низким, обеспечивая сохранение тепла, особенно летом, когда суммарная суточная радиация в полярных областях относительно высока. Это могло вызвать увеличение сезонных контрастов в высоких широтах. Условия в меловом океане резко отличались от современных. В настоящее время термическая стратификация вод океана выражена сильнее: под теплыми поверхностными водами находится мощный слой холодных глубинных вод, и меридиональная циркуляция также значительно активнее. В современном океане глубинные воды образуются в основном в полярных областях, покрытых льдами и вследствие этого характеризующихся высоким альбедо и малой сезонной контрастностью.

В мелу небольшие градиенты условий среды способствовали широкому распространению планктонных комплексов. Провинциализм был особенно развит у мелководных ассоциаций благодаря большому разнообразию обстановок [1070]. Палеотемпературы в среднем мелу, вероятно, были выше, чем когда-либо потом. Изотопно-кислородные данные указывают, что общее понижение температуры началось около 100 млн. лет назад [273].

Мезозойские океаны с дефицитом кислорода

Одно из самых существенных отличий мезозойских океанов от современных состоит в наличии в мезозое эпизодов, когда океаны относительно обеднялись кислородом и широкое распространение получило накопление органического вещества. Это интервалы *океанских бескислородных событий*. Они маркируются разрезами черных, богатых органическим веществом (1–30%) слоистых илов и глин, разделенных интервалами хорошо окисленных биогенных осадков (см. гл. 14). В течение бескислородных событий углеродистые осадки отлагались в океанах в широких пределах палеотектонических и палеогеографических условий. Они обнаружены в Северной и Южной Атлантике, Индийском океане и даже на асейсмичных хребтах Тихого океана (рис. 19-4). Широкое распространение этих осадков отмечено в позднем апте, альбе, частично в сеномане и туроне и в меньшей степени в коньякском и сантонском веках [528]. Бескислородные условия в океанах и эпиконтинентальных морях в эти интервалы времени подтверждаются также отсутствием бентосной микрофауны и обедненным составом микрофаунистических ассоциаций [551]. Кроме того, эти интервалы маркируются слабой эродирующей деятельностью придонных течений или ее отсутствием. Бескислородные условия были глобально распространены и ранее, в некоторых интервалах ордовика, силура, девона и в течение ранней юры [94, 411].

Широкое распространение углеродистых отложений побудило многих ученых задуматься об их происхождении и возможном глобальном значении [333, 891, 913] (см. гл. 14). Некоторые исследователи уделяли особое внимание гипотезам, касающимся условий в пределах отдельных частично изолированных океанских бассейнов [626, 709, 777, 1039]. Однако нет единого мнения о том, какие механизмы приводят к возникновению бескислородных условий в океане. Тем не менее ясно, что основной предпосылкой

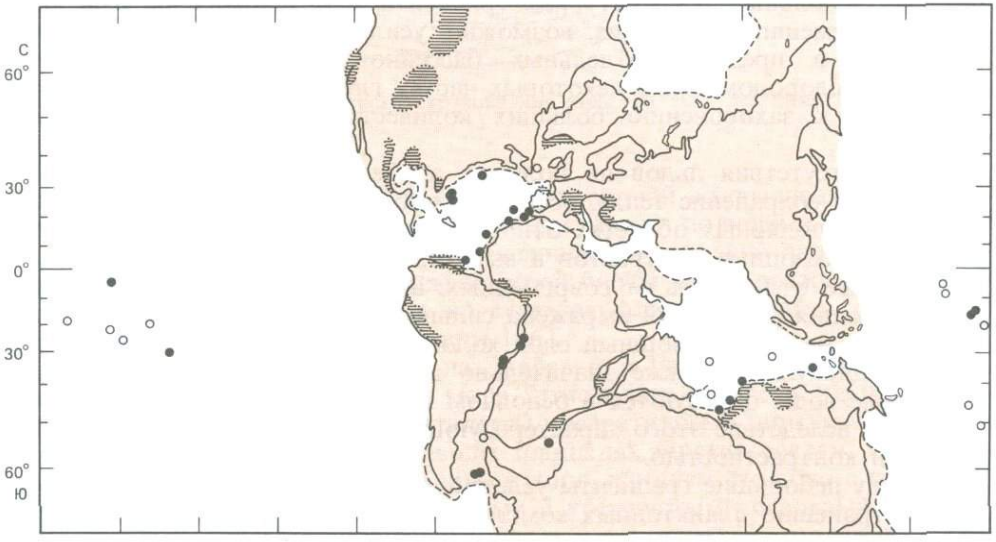
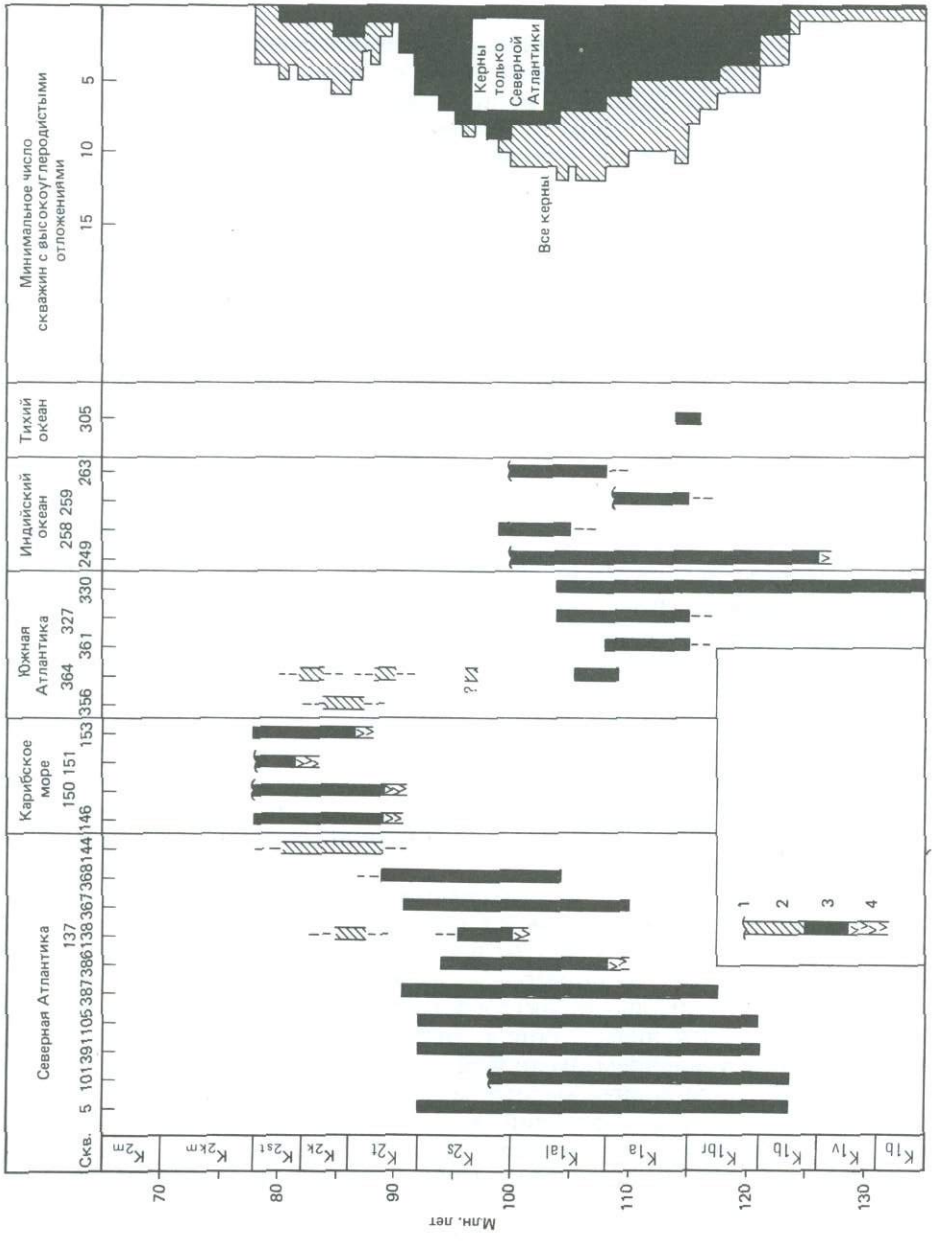


Рис. 19-4. Распространение черных высокоуглеродистых осадков 100 млн. лет назад (апт–альб) в скважинах глубоководного бурения (черные кружки). Скважины, в которых такие осадки отсутствуют, показаны светлыми кружками. Распространение высокоуглеродистых осадков на континентах показано штриховкой [333].

сохранения необычайно больших количеств органического вещества в осадках является устойчивая стратификация водных масс. Она обычно достигается путем усиления плотностной стратификации за счет значительного притока тяжелых (очень соленых или очень холодных или тех и других) вод, которые изолируют глубинные воды от вышележащих. Подобным же образом поступление большого количества пресных или очень теплых вод изолирует верхний слой океана от глубинных водных масс [1040]. Накоплению органического углерода в океанах способствует также увеличение скоростей поступления и захоронения органического вещества как морского, так и наземного происхождения.

Причиной увеличения дефицита кислорода в Мировом океане в раннем–среднем мелу, вероятно, были высокие температуры и низкие меридиональные термические градиенты, обусловливавшие слабую растворимость кислорода, а также периодически возникавший стабилизирующий эффект за счет больших контрастов солености между поверхностными и придонными водами [19]. Наиболее широко обсуждались две гипотезы, объясняющие установление бескислородных условий либо расширением слоя кислородного минимума в океане [333, 913, 1039], либо стагнацией всех океанских бассейнов [20, 777, 891]. Авторы, поддерживающие первую теорию, полагают, что углеродистые осадки ограничены палеоглубинами от нескольких сот метров до 3000 м в Южной Атлантике и формировались там, где океанское дно пересекало резко выраженный слой кислородного минимума [1072]. В таком случае полная стагнация бассейна не требуется. Терстейн и Бергер [1040] полагают также, что установлению бескислородных условий в абиссали и устойчивости стратификации водной толщи могли способствовать инъекции рассолов из эвапоритовых бассейнов Южной Атлантики на ранних стадиях ее раскрытия (в апте). Эти вторжения рассолов усиливали соленостную стратификацию уже и так сильно стратифицированного Мирового океана. Возможно, что дополнительной важной характеристикой бескислородных событий в океане является их очевидная корреляция с периодами окончания (но не максимума) трансгрессий и начала регрессий. Фишер и Артур [333] сопоставили широко распространенные апт-альбские черные глины (рис. 19-5) с глобальными политаксными эпизодами, характеризовавшимися максимальным видовым разнообразием биоты и более высокими и ровными температурами океана. Напротив, интервалы аэрации глубинных вод отличались незначительным накоплением углерода в осадках, как, например, в разрезе от кампана до маастрихта. Такие временны́е интервалы характеризовались глобальным похолоданием, эвстатическим понижением уровня океана, регрессией в эпиконтинентальных морях и усилением океанской циркуляции, т. е. были олиготаксными эпизодами глобального масштаба [333]. Однако цикличность политаксных–олиготаксных состояний сама по себе не может адекватно объяснить различное стратиграфическое распространение черных глин в разных океанских бассейнах (рис. 19-5). Тухоки и Фогт [1050], напротив, считают, что их стратиграфическое распространение прежде всего связано с историей палеоциркуляции отдельных бассейнов, контролируемой тектоникой.

С начала позднего мела (90 млн. лет назад) периоды накопления бескислородных осадков становятся редкими. Возможно, это было следствием усиления циркуляции открытого океана в результате постепенного расширения океанских бассейнов, понижения уровня океана или более интенсивной циркуляции во время похолоданий. Какой бы ни была причина, для


Скв.
Северная Атлантика
Карибское море
Южная Атлантика
Индийский океан
Тихий океан
Минимальное число скважин с высокоуглеродистыми отложениями
Керны только Северной Атлантики
Все керны
Млн. лет
1
2
3
4

большей части мела, вероятно, нетипично характерное для настоящего времени обилие сильно окисленных красных глин.

Появление в мезозое осадкообразующих организмов

Особое значение в морской геологии имеет время зарождения осадкообразующих планктонных организмов. Характер океанской седиментации резко менялся с появлением каждой из четырех основных групп: планктонных фораминифер, известкового нанопланктона, диатомовых и радиолярий. Одной из самых отличительных особенностей меловых океанов была значительная эволюционная радиация в пределах каждой из этих групп, вызвавшая принципиальные изменения в структуре пелагических сообществ. Исходные филогенетические линии нескольких основных групп микрофоссилий развились уже в течение юры и создали основу для этой эволюции. Среди них были обнаружены предки большинства современных групп биоты. В триасе видовое разнообразие микропланктона было низким. В юре впервые появились кокколитофориды и планктонные фораминиферы [656]. Разнообразие этих групп продолжало возрастать в мелу, когда их эволюционная радиация была очень интенсивной. В это время кокколитофориды и планктонные фораминиферы размножались достаточно быстро, чтобы стать важнейшими осадкообразующими группами на больших площадях. *Диатомеи и силикофлагеллаты впервые появились несколько позднее*, в позднем мелу, добавив еще два компонента в биогенные кремнистые осадки. Сначала они были представлены только радиоляриями, которые без перерывов существуют с ордовика. Таким образом, средний – поздний мезозой являлся временем развития и расширения площадей глубоководных карбонатных фаций, а немного позднее, по мере развития диатомей, кремнистых биогенных фаций. Меловой период был первым, который характеризуется распространением как известковых, так и кремнистых биогенных осадков на больших площадях дна океана.

В течение мела условия сохранности известковых микрофоссилий в глубоководных осадках также отличались от условий в холодных кайнозойских океанах. Химический состав вод меловых океанов был необычным [1040]. Мы уже видели, что содержание кислорода в водах в меловых океанах было ниже, чем в кайнозойских. Небольшие изменения в содержании кислорода должны были сильно повлиять на сохранность микрофоссилий в меловых разрезах глубоководных осадков [1040].

В современном океане видовое разнообразие зоопланктона в целом коррелирует с разнообразием фитопланктона, и развитие этих двух групп в геологической истории было сходным. В позднем палеозое и раннем мезозое разнообразие радиолярий сократилось, а затем последовал эволю-

Рис. 19-5. Возраст интервалов, содержащих черные высокоуглеродистые осадки, в скважинах бурения. Черными полосами обозначено предполагаемое время накопления в бескислородных условиях. Косая штриховка – предполагаемое осадконакопление в зоне кислородного минимума на промежуточных глубинах, по данным Тиде и ван Андела [1039]. Штриховая линия – неопределенность пределов распространения черных глин [1050]. K_2m – маастрихт, K_2km – кампан, K_2st – сантон, K_2k – коньяк, K_2t – турон, K_2s – сеноман, K_1al – альб, K_1a – апт, K_1br – баррем, K_1g – готтерив, K_1v – валанжин, K_1b – берриас. *1* – перерыв; *2* – черные глины, вероятно, накапливались ниже слоя кислородного минимума; *3* – черные глины накапливались в условиях стагнации; *4* – базальт.

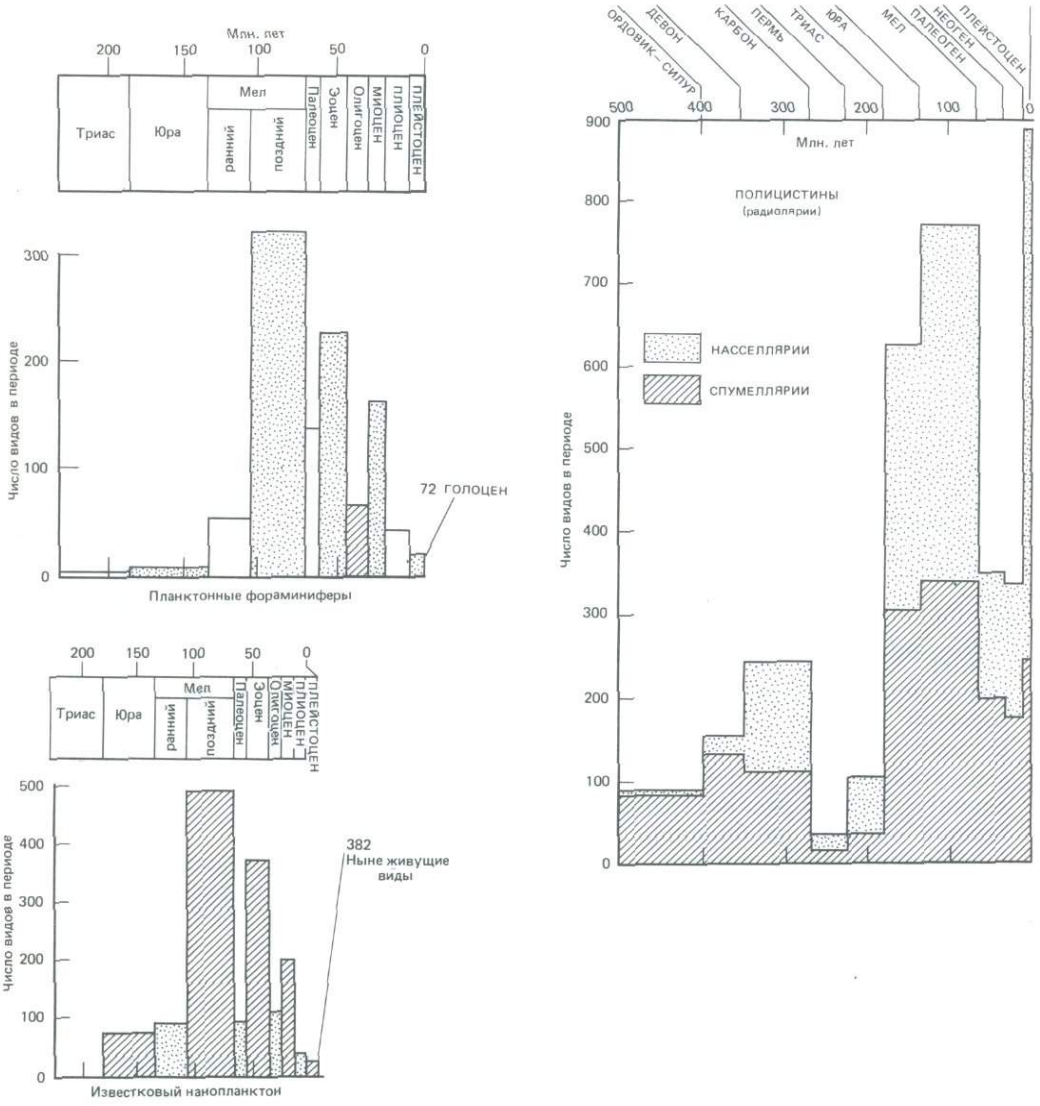


Рис. 19-6. Число видов планктонных фораминифер, радиолярий, известкового нанопланктона в пределах характерных интервалов геологического времени [1031].

ционный взрыв в юре и мелу [1031]. В кайнозое видовое разнообразие снова сократилось (рис. 19-6). Как и радиолярии, бентосные фораминиферы имеют длительную эволюционную историю, начавшуюся в кембрии. Однако первые хорошо развитые планктонные фораминиферы появились не раньше юры, т. е. примерно в то же время, когда началась радиация других пелагических групп. Разнообразие планктонных фораминифер достигло максимума в позднем мелу и затем резко сократилось на границе мезозоя и кайнозоя (рис. 19-6). Видовое разнообразие возросло в палеогене, но еще раз сократилось вскоре после позднемелового максимума [1031]. В мо-

менты наибольшего видового разнообразия существовало большое количество морфологических вариаций, в том числе просто закрученные формы, килеватые виды, особи с радиально вытянутыми камерами и апертурами различных типов. В моменты более низкого видового разнообразия сокращалось количество морфологических форм.

Достоверно установлено, что кокколиты появились в ранней юре (рис. 19-6). Имеющиеся данные о нахождении кокколитов в доюрских отложениях спорны, поскольку найденные формы, возможно, вообще не относятся к кокколитам [363]. Не ясно, маркирует ли появление кокколитов границу триаса и юры. Однако особое значение имела крупная эволюционная экспансия известковых нанофоссилий в позднем мелу, давшая начало широкому распространению писчего мела и мергелей на многих континентальных окраинах и в глубоководных бассейнах. Писчий мел никогда не был распространен так широко, как в позднем мелу. В раннем мелу фации мелоподобных известняков встречаются реже, чем в позднем мелу, но чаще, чем в юре [1031].

Наиболее древние остатки диатомовых, очевидно, имеют юрский возраст, но в юре и мелу известно только 50 видов. Все они относятся к центрическим формам [1031]. В позднем мелу и раннем кайнозое началось бурное развитие диатомей, которое продолжается и сейчас. Небольшое количество пеннатных форм впервые появилось в палеоцене, а максимального видового разнообразия они достигли в миоцене–плиоцене. На океанских кремнистых осадках верхнего мела отразилась в основном эволюция центрических диатомей, поскольку они ведут планктонный образ жизни (см. гл. 16). Напротив, пеннатные диатомеи, как правило, бентосные или неритические, поэтому их появление в раннем кайнозое могло оказать существенное воздействие на запасы кремния в океане за счет его осаждения в мелководных областях. Силикофлагеллаты впервые появились несколько позднее, чем центрические диатомеи, и известны со среднего мела. Их основная экспансия произошла в позднем мелу, хотя видовое разнообразие в некоторые моменты кайнозоя еще увеличивалось.

На рис. 19-6 можно видеть, что максимальное видовое разнообразие трех главных осадкообразующих групп: кокколитофорид, планктонных фораминифер и радиолярий отмечается в позднем мелу. Оно, в частности, дало начало глобальному распространению характерных карбонатных осадков (с кремнями) этого возраста. Меловой период был временем экспансии океанского микропланктона. Это должно было оказать существенное влияние на геохимию океанов. Например, до того, как эти группы стали осадкообразующими в открытом океане, большое количество карбонатов отлагалось в мелководных морях, о чем свидетельствует значительная доля известняков среди более древних мелководных отложений. С тех пор глубоководные бассейны стали огромными резервуарами для накопления карбоната кальция.

Основной вопрос, возникающий при рассмотрении этих данных, состоит в том, почему так много важных осадкообразующих групп планктонных микрофоссилий так быстро распространилось в мелу. Каковы были причины этой эволюции? Мы знаем, что большинство групп появилось гораздо раньше, в юре, а возможно, и еще раньше в виде предковых форм, но значительная эволюционная радиация произошла только в мелу при благоприятных для этого условиях. Но почему морская среда мелового периода была благоприятной? Возможно несколько причин. Во-первых, в мелу активно развивались новые океанские бассейны: Северная и Южная Атланти-

ка и Индийский океан. Это привело к изоляции ранее связанных сообществ, с одной стороны, и к конкуренции между прежде изолированными сообществами – с другой. Провинциализм биоты начал усиливаться, что способствовало эволюционной радиации. Наряду с развитием межокеанского провинциализма теплые стабильные климатические условия еще больше способствовали эволюционной радиации. Ей благоприятствовало усиление стратифицированности водной толщи, создававшее дополнительные экологические ниши. В стабильной среде поведение видов было направлено на более полное использование ее ресурсов. Уровень содержания питательных веществ обычно был низким, и вследствие этого обострялась межвидовая конкуренция [656]. Она в свою очередь способствовала экологической изоляции и специализации видов. Такие условия, вероятно, существовали в течение мела. Типичные для мела высокие уровни океана, по-видимому, также благоприятствовали ускорению эволюции морских планктонных микрофоссилий, способствуя широкому распространению ровных влажных климатов, сглаживанию термических градиентов и, таким образом, стабильности климатов, а также увеличению основного экологического пространства верхней пелагической зоны открытого океана [552]. Широкое распространение эпиконтинентальных морей обусловливало выравнивание климатов и, очевидно, приводило к расширению потенциального экологического пространства для роста и специализации нанопланктона. В течение мела было по крайней мере 10 глобальных трансгрессий и регрессий, хотя уровень океана в целом оставался высоким. При регрессиях температуры понижались, температурные градиенты становились более резкими, усиливалось вертикальное перемешивание вод. Все это сокращало количество экологических ниш и видовое разнообразие в пелагиали [333]. Вполне вероятно, что основные моменты эволюционной радиации контролировались степенью вертикальной стратификации водной толщи. Хорошо известная корреляция между видовым разнообразием планктонных микрофоссилий и температурой [84, 416, 994] могла скорее являться следствием изменений степени стратифицированности вод, чем просто колебаний температуры. Тем не менее высокие температуры морей мелового периода способствовали осаждению карбоната кальция разнообразными морскими организмами. Однако проблема эволюционной радиации столь большого числа групп планктонных микрофоссилий в позднем мезозое до сих пор не нашла удовлетворительного объяснения в деталях и требует дальнейших исследований.

Массовые вымирания в конце мела

За последние 570 млн. лет, охарактеризованных многочисленными ископаемыми остатками, было пять великих кризисов в развитии живых организмов, в ходе которых многие группы вымерли. В осадочных разрезах открытого океана сохранились следы только последнего из них, происшедшего на границе мела и кайнозоя. Вымирание многих групп мелководных и планктонных морских организмов, а также ряда таксонов наземных беспозвоночных и растений на границе маастрихтского и датского веков остается одной из величайших неразгаданных тайн истории Земли и занимает ведущее место в перечне важнейших нерешенных проблем эволюции океанов.

Вымирания последовали за позднемеловым периодом теплых, ровных климатов, высокого видового разнообразия биоты (возможно, максималь-

ного за поздний фанерозой) и широкого развития карбонатонакопления в трансгрессивных, хорошо аэрированных морях.

Граница мела и кайнозоя маркируется вымиранием морских и летающих рептилий, обоих отрядов динозавров, аммонитов и многочисленных семейств мадрепоровых кораллов, двустворчатых моллюсков (таких, как иноцерамиды и рудистиды), гастропод и морских ежей. Кроме того, почти полностью вымерли кокколитофориды, планктонные фораминиферы и белемниты. Из этих групп лишь единичные виды пережили кризис. Исчезли также многие роды крупных бентосных фораминифер и радиолярий. Большинство из этих групп вымерло за короткий промежуток времени, очень близко к пику их эволюционной радиации. С другой стороны, ряд групп был слабо затронут процессом вымирания, к ним относятся многие представители наземных растений, крокодилы, змеи, слоны, многочисленные группы беспозвоночных, пресноводные организмы и бентосные животные глубоководных областей. Расселл [886] подсчитал, что во время этого кризиса вымерла примерно половина живших тогда родов. Однако вымирание, по-видимому, было особенно значительным в пелагических и рифовых сообществах. Кризис привел к тому, что третичный период стал эпохой слонов, птиц и покрытосеменных растений.

Одним из важных аспектов в изменениях фауны на границе мезозоя и кайнозоя является непрерывное существование бентосных фораминифер, населяющих разные глубинные зоны от батиали до абиссали и мало изменившихся от кампана до верхов палеоцена. Их выживание контрастирует с резкими изменениями, которые претерпели планктонные и мелководные бентосные фораминиферы. Планктонные фораминиферы были настолько обеднены, что в раннетретичных осадках, залегающих непосредственно на верхах мезозоя, они представлены странной карликовой фауной, относимой в некоторых районах к зоне *Globigerina eugubina* (Pla). Эта зона, вероятно, охватывает менее 0,5 млн. лет [1050].

Биотический кризис обычно сопровождался изменением характера осадков на границе, таким, как расширение площадей распространения глин. Кроме того, в большинстве разрезов на этой границе отмечаются перерывы, свидетельствующие об отсутствии биогенной седиментации в значительных масштабах, усилении растворения карбонатных осадков или о размыве осадков интенсивными придонными течениями. Длительность периодов неотложения осадков варьирует от места к месту, но осадочные толщи нарушены, по-видимому, почти во всех исследованных разрезах. С этой границей сопоставляется значительное понижение уровня океана [1068].

Считается, что кризис в конце мела произошел одновременно и быстро на всей планете. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что вымирание организмов на суше [160] произошло по крайней мере на 0,5 млн. лет позднее, чем в океанах [6]. Последние находки динозавров в наземных разрезах отмечены в пределах верхней части зоны нормальной полярности, которая соответствует аномалии 29 палеомагнитной шкалы. Выше, после лишенного фауны интервала, установлено первое появление искомых остатков палеоценовых слонов в пределах следующей зоны обратной полярности (между аномалиями 28 и 29); а в морском разрезе Губбио, в Италии, граница мела и палеогена расположена в пределах интервала обратной полярности между аномалиями 29 и 30 [6].

Предложено много гипотез для объяснения вымираний на границе мезозоя и кайнозоя, но единого мнения пока нет. Эти гипотезы включают как земные, так и космические причины, но большинство из них основывается

на истощении запасов питательных веществ или на космических событиях. К предполагаемым причинам относят увеличение космической радиации [910] или, более конкретно, появление сверхновой звезды вблизи нашей Солнечной системы [886], увеличение концентрации токсичных микроэлементов [199], резкие колебания уровня океана [784], уменьшение продуктивности океана [126], периодичность воспроизводства фитопланктона и ее влияние на содержание кислорода [1029], изменение магнитного поля Земли [973], кризисы CO_2 и подъем КГл к поверхности [1149], вулканические извержения и отравление среды металлами [1099], поступление большого количества пресных вод в поверхностный слой океана из Арктики [364, 1040] или климатические изменения. Большинство из этих теорий уже сами по себе недостаточны для объяснения всего разнообразия изменений, сопровождающих кризис, а многие никогда не были ни опровергнуты, ни серьезно подтверждены [821].

Однако стало ясно, что происшедшие в конце мела изменения среды разными путями повлияли на всю или почти на всю биосферу. Кроме того, очевидно, что климатические колебания были относительно небольшими и кратковременными и не привели к заметным глобальным эффектам. В противовес прежним предположениям [898, 906] на этой границе не отмечается резкого похолодания поверхностных вод океана. Если температуры вообще менялись на границе мезозоя и кайнозоя, то возможно, что они поднялись на несколько градусов как в поверхностных, так и в глубинных водах в глобальном масштабе [112, 1040] (рис. 19-7). Этот подъем температуры был кратковременным (рис. 19-7). Мог ли он повлиять на все разнообразие живых организмов на Земле? Если мог, то это объясняется тем, что позднемеловые климаты были столь стабильными, что любой, даже незначительный стресс нового климатического режима вызвал бы массовые вымирания. В таком случае изменения на границе мезозоя и кайнозоя отличались от тех, которые происходили в четвертичном периоде: вымирания были значительными при относительно небольших колебаниях палеоокеанологических условий и не зависели от каких-либо трендов. Эти наблюдения снижают правдоподобность объяснения вымираний постепенными изменениями, и, таким образом, в некоторых отношениях катастрофические причины кажутся более убедительными.

В пользу катастрофических причин свидетельствует открытие повышенных концентраций благородных элементов в глинах на границе мезозоя и кайнозоя, сделанное Альваресом и др. [5], Смитом и Хертогеном [979]. Содержание в земной коре платины и связанных с ней переходных металлов ниже, чем в космосе, и повышенная в 160 раз по сравнению с фоновой (хотя таких данных очень мало) концентрация иридия в осадках на этой границе является, по мнению Альвареса и др. [5], результатом поступления больших количеств внеземного вещества. Эти авторы предполагают постимпактное загрязнение атмосферы в течение нескольких лет распыленными метеоритными частицами, приведшее к нагреву и затемнению атмосферы. Происшедшее в результате подавление фотосинтеза должно было немедленно оказать вредное воздействие на биоту, результаты которого отразились в палеонтологической летописи. По расчетам Эмилиани [307], космическое тело диаметром 10 км может выделить $4 \cdot 10^{30}$ эрг энергии в земную атмосферу за несколько секунд. Этой энергии было бы достаточно, чтобы повысить температуру верхних 50 м воды океана и 50 м нижней тропосферы на 5–10°С. Такое повышение температуры летально для большей части биоты в тропиках, но менее существенно в глубоководных

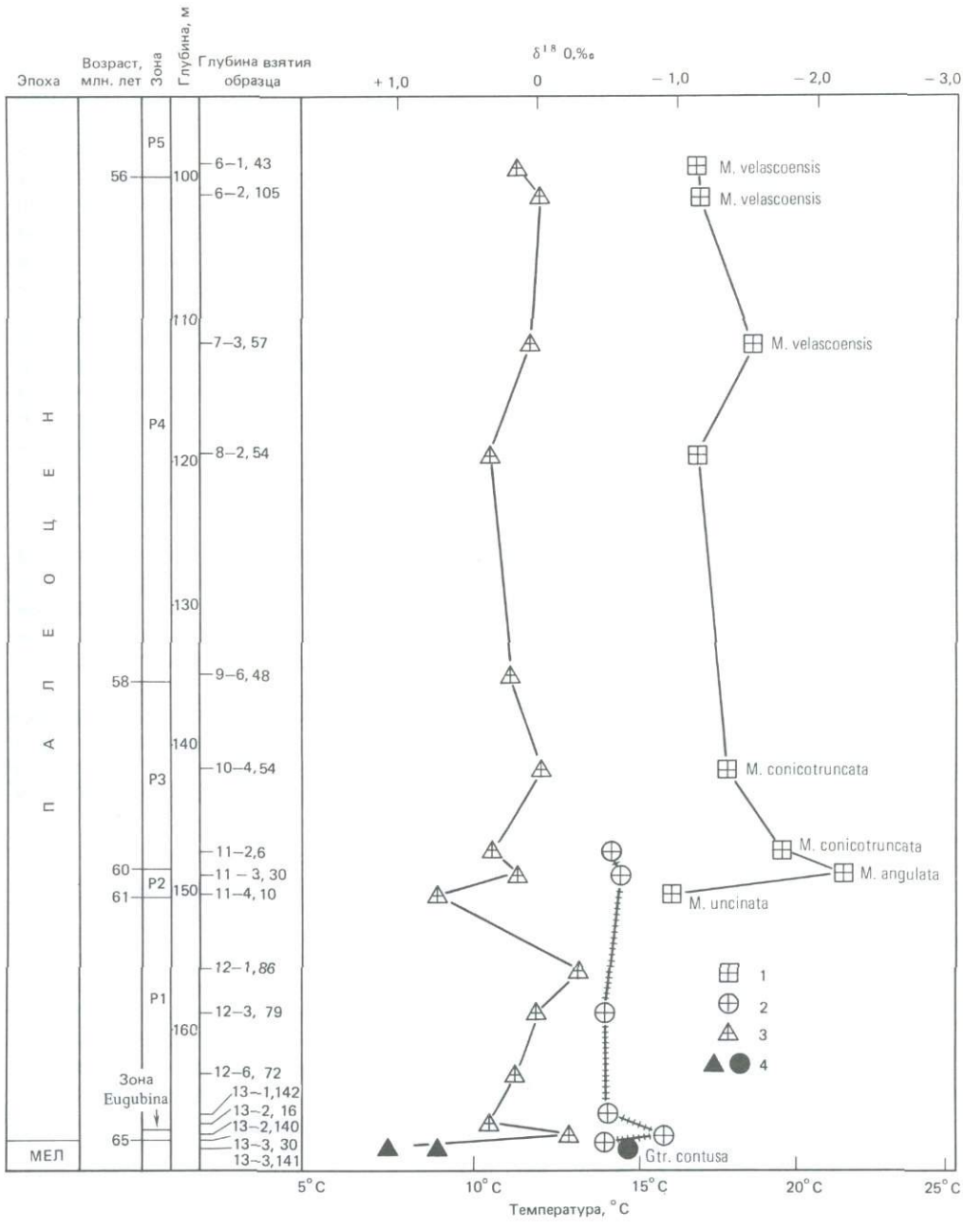


Рис. 19-7. Изотопно-кислородные кривые для границы мел–третичные отложения и палеоцена по скв. 384, Северо-Западная Атлантика. Значения $\delta^{18}O$ бентосных фораминифер становятся легче при переходе от мела к палеоцену [112]: *1* – *Morozovella*; *2* – *Chiloguembelina*; *3* – бентосные виды; *4* – меловые виды. $\delta^{18}O$ дается относительно стандарта PDB.

областях и в более высоких широтах, где температуры ниже. Особенно сильно оно должно сказаться на организмах, чувствительных к высоким температурам [307].

Экологические и климатические последствия такого вторжения метеоритов спорны. Например, Хики [472] и Керр [595] считают, что характер вымирания наземной растительности противоречит тому, что должно наблюдаться при поступлении пыли и резком повышении температуры, поскольку в более высоких широтах Северного полушария вымерло больше растений, чем в тропиках, где вымирание было менее заметным. Если бы весь земной шар был окутан пылью, более нежные тропические растения должны были пострадать больше, а не меньше. Правдоподобность катастрофических теорий снижается и свидетельствами того, что вымирание на суше произошло несколько позднее, чем в океане. Чтобы проверить, последовательно ли были затронуты разные обстановки, необходимы данные магнитной стратиграфии для корреляции континентальных и морских осадочных разрезов на основе точной временной шкалы. В конечном итоге может оказаться, что кризис на границе мезозоя и кайнозоя представлял собой комбинацию постепенных последовательных изменений палеосреды, начавшихся с понижения уровня океана, на которое наложились некоторые катастрофические события, усилившие изменения.

Какова бы ни была причина кризиса, из известкового нанопланктона и планктонных фораминифер, вероятно, выжило лишь несколько видов. Они, по-видимому, были общими видами (генералистами), составлявшими лишь небольшую часть меловых комплексов. Эти немногочисленные виды очень важны, так как они обеспечили далее весь генетический материал, необходимый для относительно быстрой новой эволюционной радиации в начале третичного периода. К среднему палеоцену восстановились и процветали разнообразные комплексы планктонных фораминифер и кокколитофорид. Видовое разнообразие продолжало постепенно расти и достигло максимума в среднем эоцене, когда поверхностные воды океана были теплыми на всех широтах [906].

История кайнозойских палеоклиматов: переход от теплых океанов к холодным

Третичные отложения легко отличаются от меловых по различиям в фауне и флоре, являющимся в основном следствием сильного экологического кризиса и существенного изменения климата на границе этих двух периодов. Третичный период был временем длительного похолодания. Постепенно произошел переход от теплых климатов позднемезозойских океанов с небольшими термическими градиентами к холодным океанам и ледниковым климатам конца третичного и четвертичного периода. Главным вопросом является причина похолодания. Каким образом этот переход связан с изменениями границ океанов? Мы показали в гл. 6 и 18, что система циркуляции Мирового океана со временем претерпела принципиальные перестройки в результате эволюции рельефа океанских бассейнов и изменений положения континентов. Можно выделить три главных элемента палеоокеанологических изменений в кайнозое [573]. Первый из них связан с развитием системы циркумантарктической циркуляции после раздвижения южных континентов и формирования циркумглобального широтного течения. Второй элемент – это разрыв циркуляции в экваториальных и низких широтах вследствие пересечения этих широт материками или развития

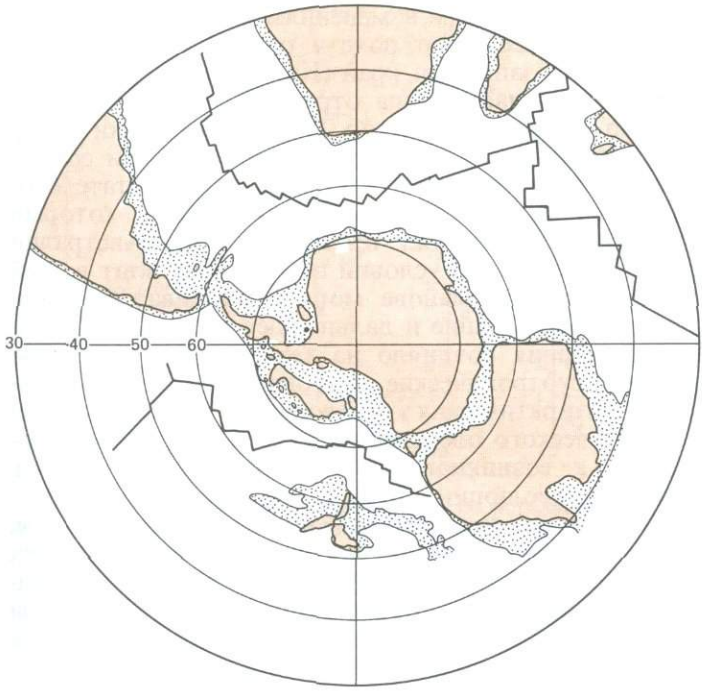


Рис. 19-8. Реконструкция Южного океана 65 млн. лет назад, на границе мела и кайнозоя. Антарктида и Австралия объединены в единый материк, Южная Америка соединена с Антарктидой в районе современного пролива Дрейка. Южная оконечность Индии находится в южной части Индийского океана. Оси спрединга и трансформные разломы показаны ломаными линиями [574, 930, 936, 1121].

здесь больших массивов суши. Третий элемент связан с развитием и историей придонных вод океанов вследствие климатических и ледниковых событий в высоких широтах. Два из трех главных элементов кайнозойской глобальной палеоокеанологической эволюции непосредственно определяли события в высоких широтах, особенно Южного полушария. Развитие самого Южного океана оказывало значительное влияние на рост антарктического оледенения, которое в свою очередь воздействовало на глобальную климатическую эволюцию, в том числе северной полярной области.

Когда-то непрерывный экваториальный водный путь стал постепенно разрываться в результате закрытия Тетиса, миграции Австралии на север и, наконец, закрытия Центральноамериканского пролива. Эти процессы оказали сильное влияние на ширину и интенсивность экваториального течения и связанного с ним апвеллинга, на баланс питательных веществ, биологическую продуктивность комплексов фауны и флоры. Особое значение имел палеоокеанологический переход, происшедший в области Тетиса, которая в течение кайнозоя подверглась сжатию. На территории от Средиземного моря до Гималаев океанские области уничтожались, подвижные пояса сминались в складки, утолщались и превращались в горные цепи. На восточной и западной окраинах Средиземного моря сжатие было ограниченным и эти районы оставались в основном океаническими, орогенез затронул лишь небольшие участки. Само Средиземное море находится в промежу-

точной стадии развития. В противовес этим изменениям рифтогенез, фактически не связанный с Тетисом, рассек этот пояс в разных направлениях. Раскрытие Атлантики отодвинуло западный край (Карибское море) первоначального моря Тетис, восточная часть была отрезана Индийским океаном, а Красное море отсекло Аравийский сектор Тетиса от Африки [332].

Разрыв экваториальной циркуляции в течение кайнозоя в целом совпал с развитием Антарктического циркумполярного течения в результате отодвигания южных континентальных блоков от суперконтинента, который в начале третичного периода еще состоял из Антарктиды, Австралии и Южной Америки (рис. 19-8). Изменения условий на границах плит в этой области заключались в раскрытии Тасманова моря и пролива Дрейка и в развитии плато Кергелен. Формирование и дальнейшее развитие Антарктического циркумполярного течения повлияло на термическую изоляцию Антарктиды, отделив теплые субтропические круговороты от более холодных субантарктических и антарктических круговоротов. Это в свою очередь привело к росту антарктического оледенения, а позднее к формированию ледникового щита, т.е. к возникновению климатического режима, оказавшего глубокое влияние на эволюцию среды и, следовательно, на биогеографию высоких широт Южного полушария. Как мы увидим дальше, этот климатический режим характеризовался формированием обширных сезонных полей морских льдов, охлаждением вод вокруг континента, усиленным метеорологическими факторами подъемом богатых биогенными элементами промежуточных вод, что оказало значительное воздействие на биологическую продуктивность Южного океана. Термические барьеры в высоких широтах Южного полушария, представленные антарктической и субтропической конвергенциями, стали также главными биогеографическими преградами, существенно влияя на распространение планктонных организмов в этой области. Формирование Антарктического циркумполярного течения оказало воздействие и на смещение биогеографических провинций, прежде существовавших в разных секторах Южного океана и разделенных сушей [533]. Главные элементы кайнозойской палеоокеанологической эволюции приведены в табл. 19-1.

Таблица 19-1. **Основные элементы кайнозойских палеоокеанологических изменений.**

А. *Ослабление экваториальной циркуляции*
1. Распад океана Тетис (ранний–средний кайнозой)
2. Закрытие Индонезийского прохода (средний–поздний кайнозой)
3. Появление сухопутного моста между Северной и Южной Америкой (плиоцен)
Б. Развитие Антарктического циркумполярного течения
1. Открытие прохода между Австралией и Антарктидой (начало олигоцена)
2. Развитие плато Кергелен
3. *Открытие пролива Дрейка (олигоцен)*
В. Развитие психросферной (холодноводной) циркуляции: связь с эволюцией полярного оледенения (начало олигоцена)

Кайнозойская палеоклиматическая эволюция имеет три главные особенности.

1. Понижение температур.

2. Похолодание характерно главным образом для высоких широт, в тропиках оно проявилось слабо.

3. Похолодание не было постепенным, а представляло собой серию быстрых скачкообразных переходов от одного состояния климата к другому. Эти скачки в основном отражали переходы через пороговые уровни от во-

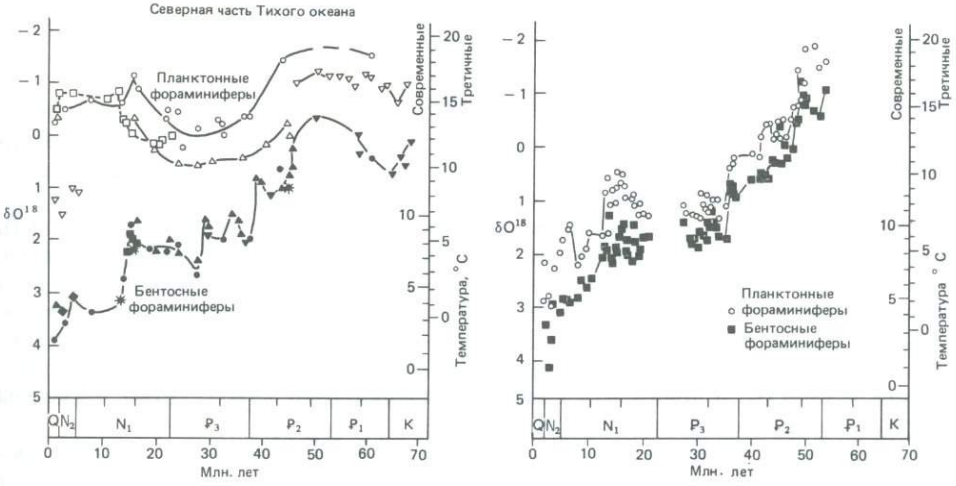


Рис. 19-9. Изотопно-кислородные кривые по фораминиферам для третичного периода, слева – низкие широты, справа – высокие. Слева – изотопно-кислородные палеотемпературы по планктонным фораминиферам (светлые значки) и по бентосным фораминиферам (черные значки) в основном из северной части Тихого океана [905]. Справа – изотопные палеотемпературы по планктонным и бентосным фораминиферам из субантарктической области Тихого океана [950, 951]. Современные и третичные температуры по бентосным фораминиферам рассчитывали при допущении, что $\delta^{18}O$ воды равно $-0{,}08‰$ и $-1{,}00‰$ соответственно [905]. Q – плейстоцен, N_2 – плиоцен, N_1 – миоцен, P_3 – олигоцен, P_2 – эоцен, P_1 – палеоцен, K – мел.

ды ко льду в ряде высокоширотных областей. Это, вероятно, обусловливалось наличием положительной обратной связи при достижении стадии устойчивого снега или льда, что меняло глобальное альбедо [81].

На рис. 19-9 показан характер эволюции палеоклиматов в кайнозое по изотопно-кислородным данным. Похолодания были очень быстрыми. Резкие падения температуры происходили в раннем – среднем эоцене, на границе эоцена – олигоцена, в среднем миоцене и в позднем плиоцене. Они разделялись потеплениями, особенно в эоцене, в конце раннего и среднем миоцене. Значение каждого из этих событий подробно обсуждается ниже.

По существу, третичный период можно разделить на два климатических этапа: палеогеновый и неогеновый. Палеоген (65–23 млн. лет назад) представлял собой переходную стадию от позднего мезозоя к неогену и характеризовался изменением распределения температур в океане и переходом от преимущественно широтной, тепловодной циркуляции на всех глубинах к преимущественно меридиональной, термогалинной, холодноводной циркуляции. Палеоген был также промежуточным этапом от меловых неледниковых обстановок на земном шаре к неогеновым ледниковым. Материковое оледенение началось в раннетретичное время и наверняка существовало в олигоцене, а в ограниченных масштабах, возможно, даже раньше, хотя в эоцене оно было, вероятно, очень локальным и вследствие этого не имело большого глобального значения. Ледниковый покров начал разрастаться в олигоцене, но ледниковые щиты и оледенение шельфов в тех масштабах, которые они имеют сегодня, не развились до среднего миоцена. Переломные моменты в развитии кайнозойского климата, по-видимому, были связаны с распространением льда и снега в высоких широтах. Распространившись, лед и снег стали отражать большую часть приходящей солнечной

радиации обратно в космос, в результате чего в климатическом режиме появились обратные связи, поддерживавшие новое состояние климата.

Палеоцен и эоцен: прелюдия к оледенению

В палеоцене и эоцене главными трассами межокеанской циркуляции оставались экваториальные и низкие широты с неограниченными связями между Индийским и Тихим океанами севернее Австралии и между Атлантическим и Тихим океанами через Центральноамериканский водный путь (рис. 19-10). Весь Индийский океан должен был быть относительно теплым, так как воды идущих с востока непрерывных течений, пересекающих всю экваториальную область Тихого и Индийского океанов, становились более теплыми за счет длительного пребывания в низких широтах [347]. Водообмен между Индийским и Атлантическим океанами в средних широтах происходил к югу от Африки и в Северном полушарии через Тетис, размеры которого начали сокращаться (рис. 19-10).

В результате расширения Атлантического и Индийского океанов продолжали сокращаться размеры Тихого океана. В позднем кайнозое поворот Южной Америки в сторону Азии изолировал Арктический бассейн от Тихого океана [981]. В результате этого в северную часть Тихого океана перестали поступать какие-либо придонные воды с высоких широт [919] и усилилось поступление холодных вод, приходящих с юга. Проходы из Северной Атлантики в Северный Ледовитый океан оставались закрытыми. Как и в настоящее время, частичная изоляция придонных вод в отдельных бассейнах вызвала геохимические различия и привела к геохимическому фракционированию между океанами. Этим объясняются различия в истории КГл. В течение палеоцена и эоцена КГл непрерывно поднималась в Тихом океане и опускалась в Атлантическом и Индийском океанах. В течение большей части палеоцена и эоцена палеоклиматы оставались относительно теплыми и ровными, с небольшими температурными градиентами между полюсами и экватором. Тем не менее в течение большей части этого временного интервала температуры понижались (рис. 19-9), увеличивая широтные климатические различия. Это в свою очередь приводило к интенси-

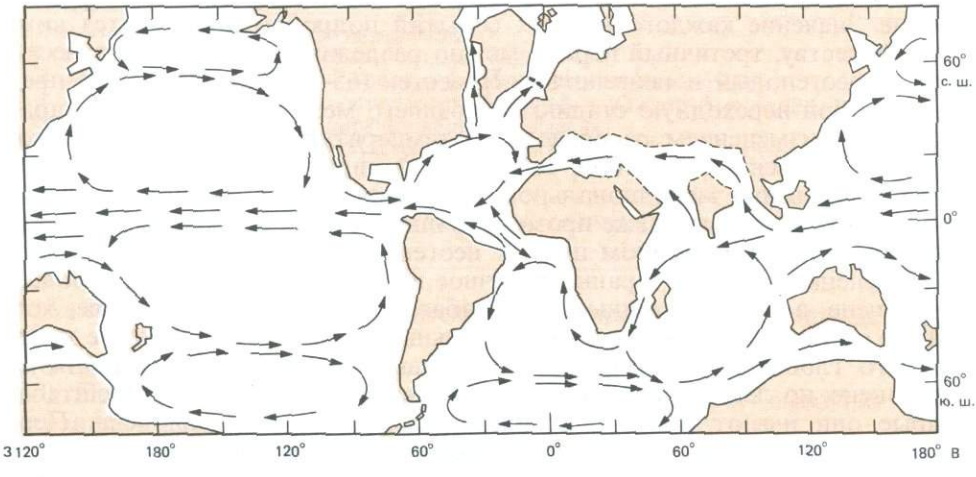


Рис. 19-10. Предполагаемая поверхностная циркуляция 45 млн. лет назад (средний эоцен) [419].

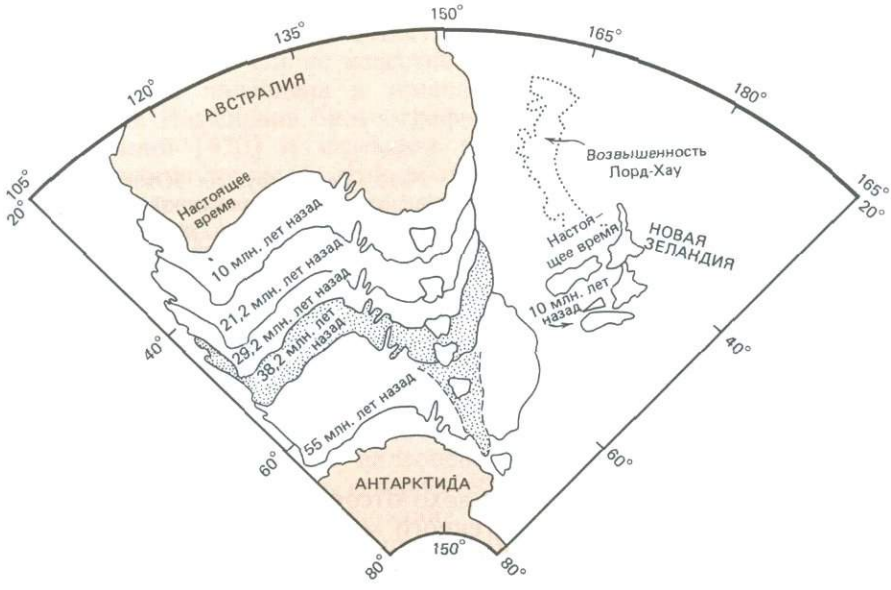


Рис. 19-11. Последовательные положения Австралии по мере ее движения на север относительно Антарктиды в кайнозое. Точечным фоном показано положение Австралии 38 млн. лет назад (граница эоцена и олигоцена) вместе с возвышенностью Милл, имеющей континентальную кору и препятствовавшей развитию глубинной циркумантарктической циркуляции долгое время после начала спрединга ([1122], с изменениями автора [573]).

фикации океанской циркуляции и увеличению биологической продуктивности в низких и средних широтах и, таким образом, способствовало *широкому распространению биогенных кремнистых осадков.*

В течение палеоцена (65–55 млн. лет назад) Антарктида располагалась в полярной области (рис. 19-8), но на ней не было крупного ледникового щита. Австралия и Антарктида еще составляли единый материк. Температуры поверхностных вод были довольно высокими (около 18°С в Субантарктике) [950]. Глубинные воды также были довольно теплыми (примерно 16°С на глубине около 1000 м) вследствие высоких температур поверхностных вод вокруг Антарктиды. Предполагаемая палеоциркуляция в среднем эоцене приведена на рис. 19-10 [419]. В северной части Индийского океана циркуляция в это время была ограниченной, поскольку Индия приблизилась к Азии. Однако тропическое течение в море Тетис продолжало проникать на запад через мелководный северный пролив и треугольный проход к западу от Индии (рис. 19-10). Между Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном, вероятно, начался незначительный водообмен [1027], и относительно теплые воды могли поступать в Арктический бассейн через пролив Лабрадор.

В конце раннего–среднем эоцене (около 53 млн. лет назад) Австралия *начала отодвигаться от Антарктиды на север. Между двумя континентами* возник океан, который стал расширяться (рис. 19-11) [1122]. Это единственное крупное разъединение континентов, полностью происшедшее в течение кайнозоя (рис. 19-12). Оно оказало глубокое воздействие на глобальную циркуляцию, климаты и эволюцию биоты. В глубоководный бассейн, формировавшийся в эоцене к юго-западу от возвышенности Милл в результате

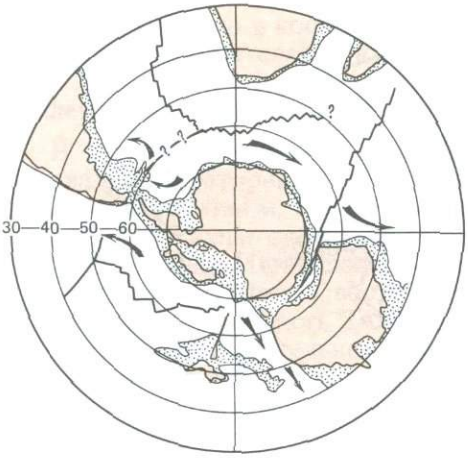


Рис. 19-12. Реконструкция Южного океана и предполагаемой придонной циркуляции в раннем эоцене, 53 млн. лет назад. Между Австралией и Антарктидой сформировалась зона спрединга, предвещавшая дрейф Австралии на север. Индия продвинулась на север (за пределами карты). Оси спрединга и трансформные разломы показаны ломаными линиями. Прерывистая линия в Южной Атлантике обозначает зону разломов [574, 930, 936, 1121].

спрединга, поступали тонкозернистые плохо отсортированные терригенные осадки с небольшим количеством биогенного материала и высоким содержанием органического углерода, что отражало условия сильно ограниченной циркуляции и отсутствия какого-либо глубинного циркумантарктического течения [12]. Циркумантарктическое течение в эоцене было блокировано континентальными массивами, связанными с современной возвышенностью Милл, которая соединяла Австралию с Антарктидой и проливом Дрейка, хотя в позднем эоцене (около 40 млн. лет назад) над возвышенностью Милл возникли мелководные морские связи в пределах нижней сублиторали и верхней батиали на глубине около 100–300 м [579]. Эти мелководные морские связи, вероятно, обеспечили первый непосредственный биогеографический контакт между мелководными и планктонными морскими организмами в южных частях Индийского и Тихого океанов [574]. В субантарктическом секторе юго-западной части Тихого океана температуры поверхностной воды составляли около 20°С в раннем эоцене. В среднем эоцене они понизились до 12–14°С, а к позднему эоцену – до 10°С [950]. Придонные воды все еще оставались относительно теплыми (около 7°С), отражая довольно высокие поверхностные температуры окружающих Антарктиду вод. Придонные температуры, так же как и поверхностные субантарктические, понизились в течение эоцена. Судя по палинологическим данным [213, 720], по крайней мере в некоторых частях Антарктиды температуры в эоцене были достаточно высокими, чтобы могла существовать растительность прохладного умеренного пояса (флора *Nothofagus*). Палеонтологические данные по эоценовым разрезам из разных районов земного шара свидетельствуют о преобладании теплых влажных климатов [348, 1146].

Вопрос о существовании оледенения в эоцене [367, 644, 690] окончательно не решен и требует подтверждения глубоководным бурением у побережья Антарктиды. Если допустить, что относительно теплые придонные воды действительно отражали высокие температуры поверхностных вод вокруг побережья Антарктиды, обширное оледенение этого материка на уровне моря и оледенение шельфа в эоцене кажутся невероятными. Если оледенение все же существовало, оно, вероятно, было ограничено альпийскими ледниками на возвышенных участках побережья, таких, как Западная Антарктида. В позднем эоцене (около 38 млн. лет назад) вокруг континента

накапливались биогенные известковые осадки, биогенное кремненакопление в этом районе почти не известно [432, 579].

В течение палеоцена и эоцена климатические условия не были стабильными. Изменения биогеографического распространения океанских микрофоссилий [420] и наземной растительности [1145] свидетельствуют о чередовании теплых и холодных интервалов. После значительного похолодания в среднем палеоцене началось позднепалеоценовое потепление, достигшее максимума в раннем–среднем эоцене (53–49 млн. лет назад). Это время, вероятно, было самым теплым за весь кайнозой [421] и совпало с обширной трансгрессией [1068], очевидно расширившей экологическую нишу для морских организмов. Видовое разнообразие микрофоссилий в этот момент было особенно высоким для кайнозоя, отражая пик эволюционной радиации. Удивительно теплолюбивые фауны позвоночных обитали на острове Элсмир, севернее моря Баффина в Канадской Арктике, что указывает на минимальные зимние температуры порядка 10–12°С [314, 721]. Более того, в палеоцене и эоцене широколиственные вечнозеленые леса простирались севернее 60° с.ш. в Арктику [1145]. Вольф [1145] предполагает, что существование этих флор на таких высоких широтах можно объяснить, только допустив большую продолжительность светлого периода на этих северных широтах. Это в свою очередь могло быть лишь при значительно меньшем отклонении оси вращения Земли (по крайней мере на 15° меньше) в среднем эоцене, чем в настоящее время. Если такое заключение верно, то оно означает принципиально отличные от современных условия палеосреды на Земле.

Заключительное эоценовое событие

Мы уже видели, что крупные изменения океанской циркуляции обычно развиваются быстро и разделяются длительными периодами относительной стабильности. В пределах кайнозоя самое важное палеоокеанологическое изменение и связанный с ним глобальный кризис биоты произошли на границе эоцена и олигоцена 38 млн. лет назад. Они были названы *заключительным эоценовым событием* [1145]. В это время океанская абиссаль заполнилась холодной водой, создавая психросферу [59]. Изменения изотопно-кислородного состава раковин глубоководных бентосных фораминифер из Субантарктики [559, 584, 950], тропической области Тихого океана [559, 906] и мелководных и глубоководных районов Северной Атлантики [144, 1091] показывают, что температуры придонных вод быстро понизились примерно до 4–5°С (рис. 19-13). По расчетам Кеннетта и Шеклтона [584], это падение температур произошло не более чем за 100 тыс. лет, т.е. довольно быстро для доледникового третичного периода. Считается, что падение температур отражает время установления условий замерзания на уровне моря в широких масштабах, т.е. формирование первых значительных полей морских льдов вокруг Антарктиды. Предполагается также, что в это время начали образовываться антарктические придонные воды, а их температура понизилась до уровня, близкого к современному (но все же оставалась еще выше), и начала развиваться подобная современной термогалинная циркуляция. На границе эоцена и олигоцена во всех океанах произошло значительное опускание КГл (рис. 19-14). Заключительное эоценовое событие не вызвало таких кардинальных и широко проявившихся изменений в биоте, как заключительное меловое событие. Однако глубоководные бентосные комплексы в конце эоцена были затронуты сильнее, чем

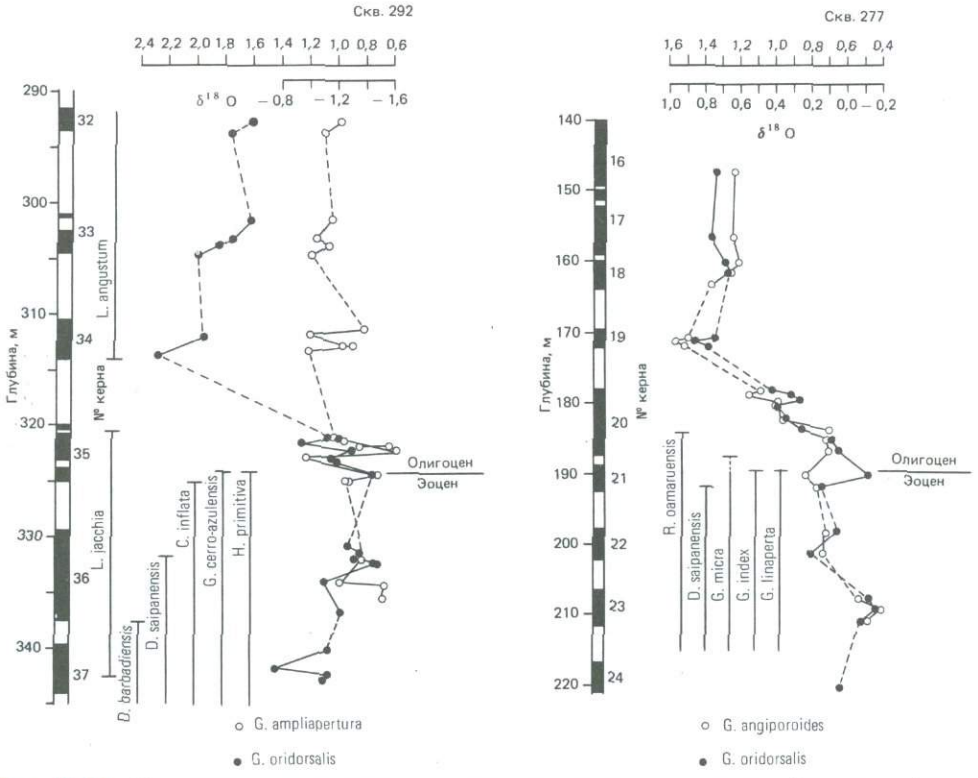


Рис. 19-13. Изменения соотношения изотопов кислорода в раковинах бентосных (черные кружки) и планктонных (светлые кружки) фораминифер на границе эоцена и олигоцена в скв. 277 из Субантарктики и в скв. 292 из тропической части Тихого океана. Показано также стратиграфическое распространение некоторых видов микрофоссилий. В Субанарктике на границе эоцена – олигоцена меняется соотношение изотопов кислорода в раковинах как планктонных, так и бентосных фораминифер, а в тропиках – в раковинах только бентосных фораминифер. *Верхняя горизонтальная шкала $\delta^{18}O$ для бентосных фораминифер, нижняя шкала – для* планктонных [559].

в конце мела. Крупные изменения в комплексах бентосных фораминифер произошли в пределах широкого стратиграфического интервала, включающего эоцен-олигоценовую границу [203]. Различия в реакции бентосной фауны на кризисы отражают разный характер изменений палеосреды во *время двух кризисов: крупное похолодание и развитие оледенения в высо*ких широтах произошло в конце эоцена, а не в конце мела. Заключительное эоценовое событие фактически было результатом главным образом значительного развития оледенения в высоких широтах и глобального похолодания. С другой стороны, как мы уже видели, климатические изменения не являлись основной движущей силой кризиса на границе мелового и третичного периодов.

Внезапность эоценового события удивительна. Вероятно, в нем сыграла роль сильная положительная обратная связь, обусловленная изменением альбедо в результате увеличения количества снега и льда в некоторых частях Антарктиды и окружающих ее океанов [81]. Похолодание совпало также с регрессией [1068] на континентальных окраинах, как это видно на побережьях Мексиканского залива, Европы и Австралии.

Почему первые значительные поля морских льдов появились в высоких широтах 35 млн. лет назад, а ледниковые условия установились позже, чем Антарктида впервые заняла околополюсное положение в мезозое? Не ясно, какое геологическое событие создало необходимые условия для перехода через этот климатический порог, но на него несомненно повлияло усиление изоляции Антарктиды от Австралии, развитие океана между этими двумя континентами и особенно установление водообмена в поверхностном слое между южными частями Индийского и Тихого океанов над возвышенностью Милл (т.е. Тасманова прохода) [573].

Как только открылся водный путь между Тасманией и Антарктидой (рис. 19-15), относительно холодные поверхностные воды из высоких широт Индийского океана должны были переноситься в море Росса и в узкий проход между Восточной и Западной Антарктидой (рис. 19-15). До этого события район моря Росса в основном находился под влиянием относительно теплого Восточно-Австралийского течения. Влияние нового холодного течения на район моря Росса, вероятно, вызвало замерзание вод, формирование морских льдов и холодных придонных вод в начале олигоцена.

Понижение температур поверхностной воды в Антарктике вызвало так-

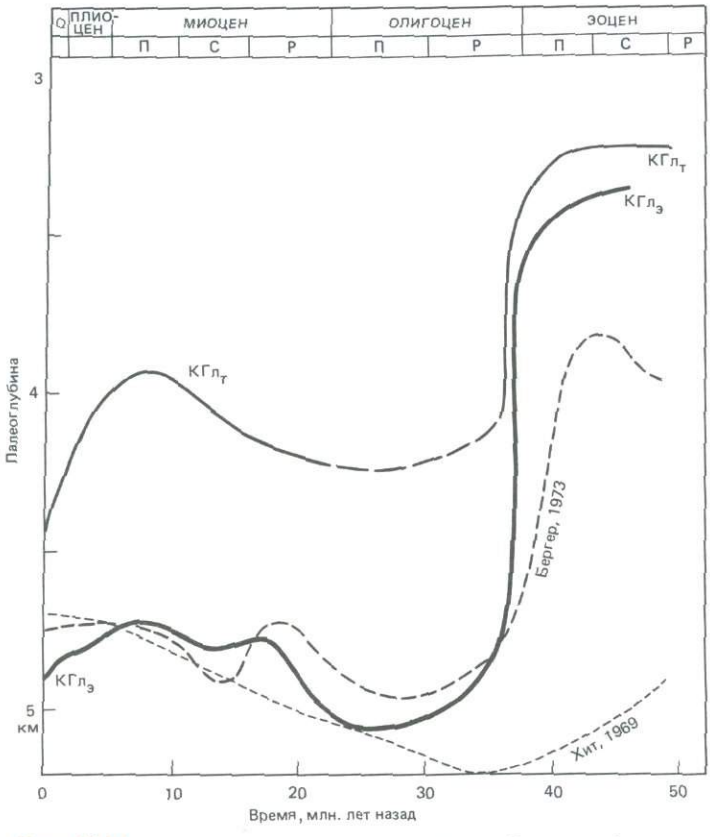


Рис. 19-14. Изменения компенсационной глубины карбонатонакопления (КГл) в кайнозое в экваториальной зоне, между 3° с. ш. и 3° ю. ш. (КГл$_э$), и в Тихом океане, севернее 4° с. ш. и южнее 4° ю. ш. (КГл$_т$) [1075]. *Для сравнения приведены кривые колебания КГл, полученные* Хитом [441] и Бергером [68]. На всех кривых видно резкое опускание КГл у границы эоцен-олигоцен [1075].

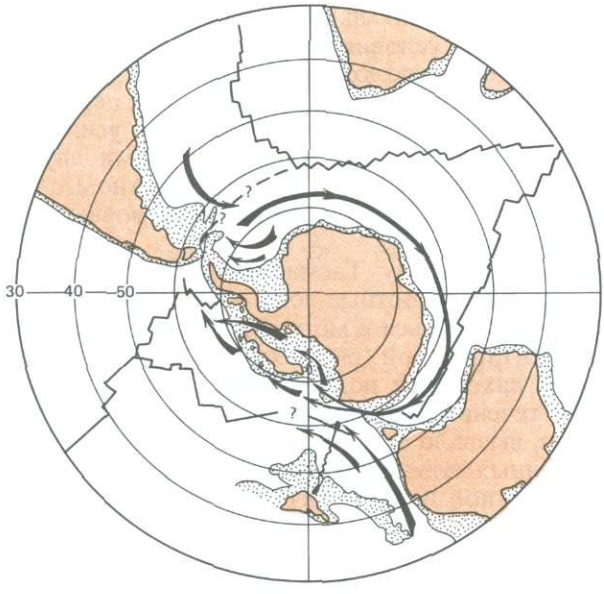


Рис. 19-15. Реконструкция Южного океана и предполагаемая поверхностная циркуляция в начале олигоцена, 36 млн. лет назад. Между Австралией и Антарктидой сформировался довольно крупный океанский бассейн, хотя южное продолжение возвышенности Милл (Южно-Тасманово поднятие) и Тасмания продолжали блокировать глубинное циркумантарктическое течение между двумя континентами. Пролив Дрейка между Южной Америкой и Антарктидой оставался закрытым. Ломаными линиями показаны оси спрединга и трансформные разломы. К этому времени установилась мелководная *связь в поверхностном слое над* возвышенностью Милл, что, возможно, привело к похолоданию и образованию льдов в море Росса [574, 930, 936, 1121].

же значительные изменения в высокоширотной фауне планктонных фораминифер, которая в начале олигоцена приобрела черты, типичные для современных комплексов: очень низкое видовое разнообразие и относительно простая морфология [541]. Эти изменения в высоких широтах совпали с более интенсивным вымиранием планктонных микрофоссилий и сокращением видового разнообразия в средних и даже низких широтах. В результате сформировались характерные олигоценовые комплексы олиготаксных обстановок.

Эоцен-олигоценовая граница маркируется также самым значительным изменением третичных наземных флор. Как считает Вольф [1145], растительность резко изменилась в средних и высоких широтах Северного полушария. В течение короткого интервала геологического времени в областях, занятых широколиственными вечнозелеными лесами, распространились *умеренные широколиственные листопадные леса с очень низким видовым* разнообразием. Значительное понижение среднегодовых температур произошло на 60° с. ш. (Аляска) – до 12–13°С и на 45° с. ш. (северо-западная часть Тихого океана) – до 10–11°С. Столь же сильным было изменение разницы среднегодовых температур. Например, если в среднем эоцене она составляла всего 3–5°С в северо-западной части Тихого океана, то в олигоцене – 21°С, а возможно, и 25°С [1144, 1145].

Олигоценовые олиготаксные океаны

В течение олигоцена в Мировом океане произошло несколько изменений, которые в конечном счете привели к трансформации глобальной системы циркуляции от меловой – эоценовой до современной. Среди них особенно важны три события.

1. Восточный Тетис почти полностью закрылся к раннему олигоцену, сильно ограничив течение западного направления в море Тетис (рис. 19-16) и экваториальную циркуляцию.

2. Австралия продолжала двигаться на север, удаляясь от Антарктиды, так что к раннему олигоцену южная оконечность континента – возвышенность Милл – отошла от Земли Виктории. С этого момента образовалось Антарктическое циркумполярное течение, изолировавшее окруженную кольцом холодных вод Антарктиду. Это ослабило меридиональный перенос тепла от экватора к полюсу и увеличило температурные градиенты между ними [564].

3. Открылся пролив Дрейка между Южной Америкой и Антарктидой. Данные по магнитным аномалиям свидетельствуют о том, что это произошло в олигоцене, но более точно неизвестно. Наиболее общепринятая дата – 30 млн. лет назад [40], но недавние реконструкции указывают на существование мелководной связи в позднем эоцене – раннем олигоцене [792]. Однако различия в изотопно-кислородных данных по Тихому и Атлантическому океанам показывают, что глубоководный водообмен через пролив Дрейка в течение большей части олигоцена еще не установился. Бурсма и Шеклтон [111] считают на основании изотопно-кислородных данных, что в олигоцене температура глубинных вод Атлантики была на несколько градусов выше, чем в Тихом океане. В таком случае вероятно, что порог в районе пролива Дрейка мешал проникновению холодных вод в Атлантику. Путь придонных вод в Атлантический океан был долгим, и на этом пути они перемешивались и нагревались.

Развитие Антарктического циркумполярного течения могло привести к изчезновению существовавших прежде в высоких широтах Южного полушария циклонических круговоротов (рис. 19-16). Оно вызвало крупную перестройку циркуляции и седиментации в Южном полушарии. Глубинное циркумантарктическое течение начало эродировать донные осадки к югу от Тасмании. Активность придонных вод в северной части Тасманова моря ослабла, и их направление изменилось, к востоку от Новой Зеландии сформировалось глубинное западное пограничное течение [573] (рис. 19-17). Эта система глубоководной циркуляции установилась в позднем олигоцене и существует до настоящего времени, хотя общая интенсивность циркуляции менялась. Вблизи Антарктиды продолжалось накопление биогенных

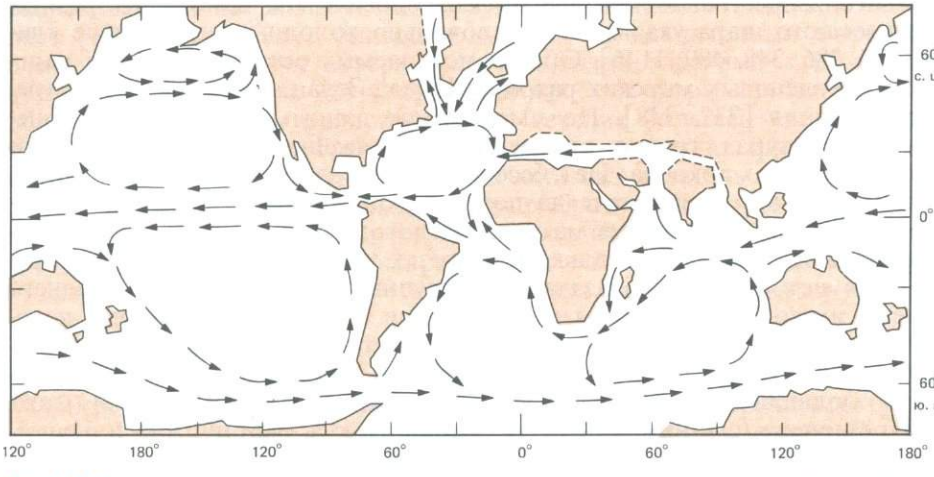


Рис. 19-16. Преполагаемая поверхностная циркуляция 25 млн. лет назад (поздний олигоцен) [419].

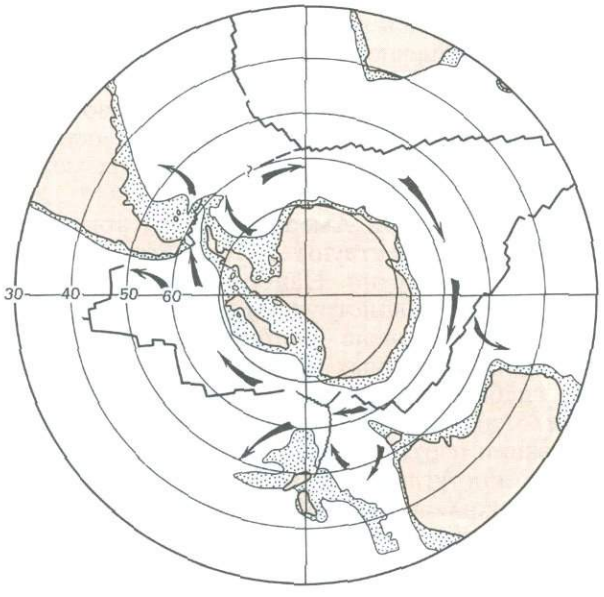


Рис. 19-17. Реконструкция Южного океана и предполагаемой придонной циркуляции на границе палеогена и неогена 21 млн. лет назад. Австралия и возвышенность Милл отделены от Антарктиды. Пролив Дрейка открыт. К этому времени отодвигание прежде преграждавших путь континентов обеспечивало формирование Антарктического циркумполярного течения. Перенос придонных вод южнее возвышенности Милл и через пролив Дрейка был незначительным. Оси спрединга и трансформные разломы показаны ломаными линиями [574, 930, 936, 1121].

известковых осадков, в то время как распространение биогенных кремнистых осадков оставалось ограниченным, особенно на юго-западе Тихого океана, хотя их значение и возрастало [42, 432, 1048].

Сильное похолодание в начале олигоцена вызвало также широкое распространение ледниковых условий по всей Антарктиде. Тем не менее изотопно-кислородные данные свидетельствуют о том, что, хотя оледенение в олигоцене уже имело широкое распространение, ледниковых щитов в Антарктиде еще не было [906, 951]. К раннему олигоцену температура субантарктических поверхностных вод понизилась примерно до 7°С, т.е. была близка к современной (см. рис. 19-9). Предполагается, что температуры поверхностных вод в Антарктике также были близки к современным, но все же немного выше. Разнообразные палеоэкологические данные из разных районов земного шара указывают на довольно холодные глобальные климаты [220, 286, 348, 489, 1146]. Обилие ископаемых остатков китов и пингвинов в олигоценовых морских разрезах Новой Зеландии создает впечатление похолодания [337, 338]. По имеющимся данным о низких олигоценовых температурах трудно определить протяженность антарктического морского ледяного покрова. Нет бесспорных доказательств значительного ледового разноса в Антарктике до позднего олигоцена (около 25 млн. лет назад) [432]. Даже в это время материал ледового разноса был распространен ограниченно и встречен только в разрезах у самого побережья Антарктиды. Хотя нет строгих доказательств крупных оледенений до позднего олигоцена, имеющихся в нашем распоряжении геологических данных недостаточно, чтобы исключить возможность существования более древних оледенений. Тем не менее сомнительно, чтобы где-либо на Земле могли существовать большие скопления льда до позднего олигоцена или даже среднего миоцена (см. ниже), хотя это оспаривалось Меттьюзом и Пуром [698].

Судя по палеоботаническим данным, оледенение Антарктиды было только частичным. По мнению Кемп [564], в районе моря Росса раститель-

ность существовала до позднего олигоцена. Пыльцевые спектры указывают на наличие кустарникового или древесного покрова с низким видовым разнообразием и преобладанием *Nothofagus* и подокарпусов. Эти флоры, по-видимому, исчезли в Антарктиде к раннему миоцену, если не раньше, в результате нарастания суровости климата.

Перечисленные изменения палеосреды оказали сильное воздействие на биогеографическую эволюцию планктонной фауны и флоры в Мировом океане. С раннего олигоцена начал развиваться характерный для настоящего времени отчетливый антарктический биогеографический провинциализм. Довольно разнообразные позднеэоценовые комплексы планктонных фораминифер в прилегавших к Антарктиде районах сменились рассеяными фаунами раннего олигоцена или более молодыми с низким видовым разнообразием. Из-за неадекватности морских разрезов не известно, насколько быстро произошли эти изменения в высоких широтах, но по имеющимся изотопно-кислородным данным можно предполагать, что смена фауны и флоры была резкой. В Субантарктике смена микрофоссилий на границе эоцена и олигоцена, по-видимому, происходила более постепенно, но прослеживается отчетливо. У этой границы в Мировом океане почти повсеместно отмечены хорошо различимые палеонтологические изменения. Наименьшее за весь кайнозой видовое разнообразие комплексов планктонных фораминифер характерно для раннего–среднего олигоцена (в условиях олиготаксного океана), а в позднем олигоцене оно снова возросло. Эти тенденции отражают раннеолигоценовый биогеографический кризис, сопровождавшийся постепенным замещением характерных палеогеновых форм типичными неогеновыми таксонами [84].

В Южной Австралии тепловодные морские ежи сменились холодноводными [345]. Дженкинс [527] описал крупные изменения комплексов планктонных фораминифер нижней части позднего эоцена от фаун с высоким видовым разнообразием и сложными формами, такими, как *Globigerapsis* и *Hantkenina*, к комплексам с низким видовым разнообразием и более простыми холодноводными формами рода *Globigerina* и бескилеватыми *Globorotalia*. Эти изменения формируют переход к так называемой сумеречной зоне, представляющей интервал времени, в течение которого исчезли раннепалеогеновые комплексы, а фауны современного вида еще не появились [187]. Это делает олигоценовые фауны планктонных фораминифер очень простыми и при поверхностном взгляде близкими к раннепалеогеновым (датским) из-за доминирования простых форм глобигеринид. Преобладание *Globigerina* продолжалось в течение большей части олигоцена, хотя их видовое разнообразие увеличивалось медленно. Биостратиграфическое расчленение олигоценовых отложений базируется в основном на этих элементах, хотя их низкое видовое разнообразие позволяет выделить относительно немного биостратиграфических единиц по сравнению с остальной частью кайнозоя [84, 187]. Антарктические комплексы диатомей на границе эоцена и олигоцена также претерпели резкие изменения, затронувшие многие таксоны [408].

Как указывает Кеннетт [574], в олигоцене произошло значительное развитие фаун морских позвоночных. Самые древние остатки усатых китов (Mysticeti) в морских разрезах Новой Зеландии имеют среднеолигоценовый возраст [343]. Фордис [343] считает, что развитие цедильного (фильтрующего) аппарата у китообразных, особенно у *Mauicetus*, было обусловлено увеличением биологической продуктивности Южного океана в олигоцене. Это, по-видимому, верно, так как в олигоцене сформировалось Антарктиче-

ское циркумполярное течение, что коренным образом изменило циркуляцию Южного океана и создало основу для ее дальнейшего развития. Тем не менее олигоценовые глубоководные осадки большинства районов попрежнему отражали низкую биологическую продуктивность, хотя в олигоцене начали формироваться биогенные кремнистые илы в антарктическом секторе Южной Атлантики [42]. Однако кажется очевидным, что успешное развитие фильтрующего аппарата у китов в олигоцене должно было быть реакцией на высокую биологическую продуктивность по крайней мере в некоторых частях Южного полушария и, возможно, даже в районах прибрежных апвеллингов. В целом доолигоценовые зубатые киты (Archaeoceti) морфологически отличались от послеолигоценовых форм (Mysticeti и Odontoceti – современные зубатые формы), указывая на радиацию чередующихся адаптивных типов [657]. Однако видовое разнообразие китов в олигоцене было незначительным [657], что, вероятно, отражает низкую продуктивность. Возможно также, что сильно отличавшиеся от предыдущих условия олигоценового океана, обусловившие сокращение видового разнообразия всех морских групп, повлияли и на китов [365], вероятно, за счет уменьшения трофических ресурсов [657]. Хотя первые усатые киты известны с олигоцена, необходимо отметить, что их основная эволюционная радиация, так же как у зубатых форм (Odontoceti), по-видимому, началась не ранее миоцена [365, 657]. Это не удивительно, так как ранний миоцен, очевидно, характеризовался высокой биологической продуктивностью и усилением подъема вод в Южном океане, о чем можно судить по возросшим скоростям биогенного осадконакопления [579]. Таким образом, появились трофические ресурсы для эволюционного взрыва, последовавшего в среднем – позднем кайнозое. Успешное развитие Mysticeti в позднем кайнозое, особенно учитывая их крупные размеры, свидетельствует об эффективности фильтрационного способа питания [343] в условиях продолжавшегося подъема вод и увеличения биологической продуктивности в Южном океане, обеспечивших необходимый рост трофических ресурсов для эволюционной радиации.

Переход к неогеновым ледниковым океанам

К раннему миоцену, около 22 млн. лет назад, океанские бассейны в основном приобрели если не современные размеры, то свои современные очертания [919]. Развитие Антарктического циркумполярного течения в олигоцене обусловило термическую изоляцию Антарктиды, отделив теплые субтропические круговороты от холодных субполярных. Термическая изоляция Антарктиды привела к росту оледенения и в конце концов к формированию Антарктического ледникового щита в среднем миоцене и дальнейшему распространению морских льдов. Однако в раннем миоцене, по-видимому, не было ледниковых щитов. Арктика, вероятно, была свободна ото льдов, а в Антарктиде, хотя и имевшей обширный ледниковый покров, ледниковый щит еще не достиг значительных размеров. Развитие антарктического оледенения и циркумполярного течения привело к экспансии антарктической водной массы и, возможно, к возникновению антарктической конвергенции в раннем миоцене. Вследствие этого высокоширотная провинция биогенных кремнистых осадков стала расширяться к северу за счет значительного сокращения области накопления карбонатных осадков. Скорости осадконакопления в высоких широтах увеличились. Ранний миоцен характеризовался также постепенным ростом температурных градиен-

тов между полярными и экваториальными областями, связанными с развитием различных широтно-зональных водных масс [573]. С тех пор широтные зоны в основном сохранили свои характеристики во время климатических колебаний среднего и позднего кайнозоя, но смещались в меридиональном направлении. Увеличение глобальных климатических градиентов в свою очередь привело к активизации океанской циркуляции, как горизонтальной, так и вертикальной. Разница температур между полярными и экваториальными районами достигала 15°С [906], так же как и по вертикали: придонные воды имели температуру около 5°С, а тропические поверхностные воды – около 20°С [901, 906, 950, 951].

Материал ледового разноса обнаружен в раннемиоценовых кернах глубоководного бурения из приантарктических разрезов юго-восточной части Тихого океана. В течение раннего миоцена произошло незначительное повышение температур поверхностных вод, наложившееся на общий тренд роста оледенения. Это потепление, по-видимому, вызвало временное ослабление поступления антарктических придонных вод в экваториальную часть Тихого океана, как считают ван Андел и его соавторы [1075], установившие уменьшение количества перерывов, подъем КГл, сужение экваториального пояса карбонатонакопления и другие особенности, обусловленные увеличением содержания CO_2 в океане и усилением растворения карбонатов. Это потепление фиксируется и в других районах земного шара по различным палеонтологическим данным [489].

Образование Антарктического циркумполярного течения и связанных с ним высокоширотных водных масс, развитие обширных полярных оледенений и окончательный разрыв системы межокеанской циркуляции в низких широтах обусловили отличие неогеновой палеоокеанологии и палеоклиматологии от палеогеновой. Начало формирования Антарктического ледникового щита и начало оледенения Северного полушария в позднем плиоцене были критическими моментами глобальной позднекайнозойской эволюции среды. Эти события окончательно определили те общие физические, химические и биологические характеристики океанов, которые мы знаем в настоящее время, и подготовили планету к тем особым циклическим ледниково-межледниковым условиям, которые установились в конце кайнозоя. Точную последовательность вовлеченных в эту эволюцию событий – иерархию взаимодействий между пограничными изменениями, развитием ледниковых щитов и поверхностной и глубинной циркуляцией – еще предстоит определить. Однако кажется очевидным, что в неогеновой истории океана было три главных события, приведшие к современным условиям. Одно из них произошло в Антарктике, а два других – в Северном полушарии.

1. Открытие пролива Дрейка для глубинных вод.

2. Погружение Фареро-Исландско-Гренландского хребта, обусловившее относительно свободное поступление холодных арктических вод в Атлантику и, таким образом, в Мировой океан.

3. Продолжавшееся сокращение и затем закрытие Тетиса сначала между Азией и Африкой и в конце концов между Северной и Южной Америкой.

Мы уже знаем, что пролив Дрейка открылся для поверхностных вод в олигоцене. Около 22 млн. лет назад, у рубежа олигоцена и миоцена, этот проход, по-видимому, открылся для глубинных вод [39], судя по изменениям в распространении осадков и перерывов в Юго-Западной Атлантике и юго-восточной части Тихого океана [186, 210]. Это событие усилило циркумантарктическое течение и термическую изоляцию Антарктиды.

К северу от Австралии в течение миоцена продолжалось закрытие океана Тетис благодаря дрейфу Австралии на север и разделению экваториальных областей Индийского и Тихого океанов. В результате этого прекратились существовавшие прежде связи между этими областями в глубинных слоях. На столкновение Евразии с Африкой в конце раннего миоцена (бурдигальский век), около 18 млн. лет назад, указывает обмен позвоночными между двумя континентами [90]. Закрытие этой части Тетиса должно было создать близ 30° с. ш. бассейн с сильным испарением, который мог служить источником теплых соленых вод для Северной Атлантики, как современное Средиземное море [919].

Одним из самых значительных изменений в неогеновом океане было увеличение продукции биогенного кремнезема и усиление биогенного кремненакопления в высоких широтах. Антарктические воды давно известны своей высокой биологической продуктивностью в поверхностном слое. Их современная продуктивность обусловлена подъемом богатых биогенными элементами промежуточных вод южнее антарктической конвергенции (см. гл. 14). В современном океане антарктическая конвергенция четко совпадает с границей между биогенными известковыми (севернее) и кремнистыми илами (южнее) на дне, обусловленной быстрым изменением температуры в поверхностном слое, которое в свою очередь приводит к большим различиям в планктонных сообществах. Эта закономерность была использована некоторыми исследователями, изучавшими разрезы кайнозойских отложений в Атлантике, как показатель прежних положений антарктической конвергенции [432, 579, 1048]. Кроме того, опал панцирей диатомей, скелетов радиолярий и силикофлагеллат служит хорошим индикатором продуктивности поверхностных вод (см. гл. 14). Антарктические поверхностные воды стали более подходящими для продуцирования кремневого микропланктона по мере усиления термической изоляции Антарктики. Провинция биогенного кремненакопления распространилась на север вместе с холодной антарктической водной массой. Скорость биогенного кремненакопления возрастала по мере усиления подъема вод южнее антарктической конвергенции. Вариации биологической продуктивности, очевидно, в основном были связаны с климатическими колебаниями, которые влияли на силу западных ветров, отгонявших поверхностные воды от Антарктиды и, следовательно, контролировавших подъем богатых биогенными элементами вод [130, 131, 573]. Таким образом, более холодные климаты характеризовались усилением подъема вод в Антарктике.

Изучение временно́го распространения диатомовых осадков (рис. 19-18) показало, что впервые они начали отлагаться непосредственно у берегов Антарктиды и северная граница их распространения сдвинулась к северу в неогене, создавая диахронные биогенные осадочные фации [567, 1048]. Скорости биогенной седиментации, определенные в основном по скв. 278 в районе современной антарктической конвергенции, показывают большие изменения в течение неогена [130, 131, 579]. Палеоген маркируется довольно постоянным низким уровнем биологической продуктивности (за исключением спорного пика в среднем эоцене). В скв. 278 олигоцен представлен известковыми илами. Кремнистые илы еще не отлагались. Они появились в этом районе в раннем миоцене, однако низкие скорости седиментации показывают, что подъем вод был слабым. Он начал усиливаться в северных районах Антарктики после формирования антарктической конвергенции. К среднему миоцену чередование биогенных кремнистых и известковых осадков в скв. 278 почти определенно указывает на небольшие меридио-

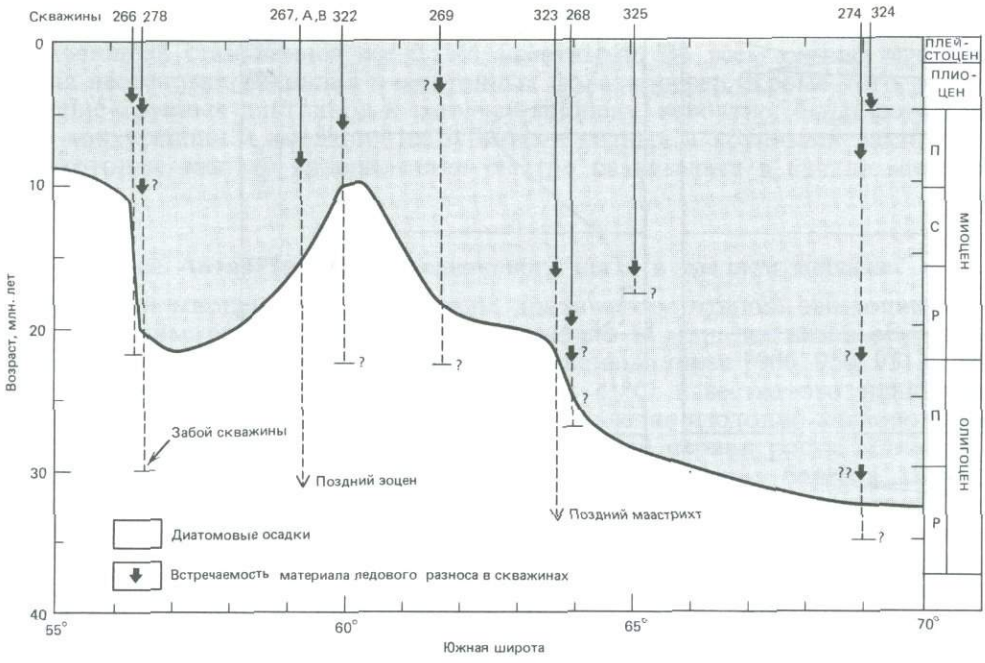


Рис. 19-18. Временно́е и пространственное распространение диатомовых осадков и материала ледового разноса в скважинах глубоководного бурения в Южном океане, пробуренных в рейсах 28, 29, 35 «Гломара Челленджера». Прослеживается диахронное меридиональное распространение.

нальные флуктуации антарктической конвергенции.

Брюстер [130, 131] выделил два основных эпизода увеличения продукции кремнезема в Антарктике в течение неогена (рис. 19-19): один в раннем миоцене, около 22 млн. лет назад, и другой в позднем кайнозое, от 5 млн. лет назад до настоящего времени. В позднем кайнозое после некоторого усиления аккумуляции опала 8–5 млн. лет назад скорости его накопления возросли в 4 раза, до 1100 г/(см^2·млн. лет) примерно 5 млн. лет назад. Затем около 3 млн. лет назад последовало постепенное снижение скоростей до 666 г/(см^2·млн. лет). С этого времени скорости аккумуляции опала увеличились до современного кайнозойского максимума 1240 г/(см^2·млн. лет) [131]. Особенно высокие скорости в четвертичное время предположительно связаны с более быстрым перемешиванием океана вследствие развития позднекайнозойского оледенения [579].

С олигоцена периоды увеличения продуктивности в Антарктике соответствовали интервалам ее снижения в центре экваториальной области Тихого океана (рис. 19-19). Это связано с изменениями в палеогеографии океана в кайнозое. Эффективность биологических циклов кремнезема стала в Антарктике столь высокой, что ассимиляция и накопление большей части кремнезема переместились именно в этот сектор океана за счет уменьшения продуктивности в других областях, таких, как центральная часть экваториальной области Тихого океана [130].

В дополнение к крупным перестройкам режима осадконакопления в раннем неогене начались значительные постепенные изменения в характере океанской фауны и флоры.

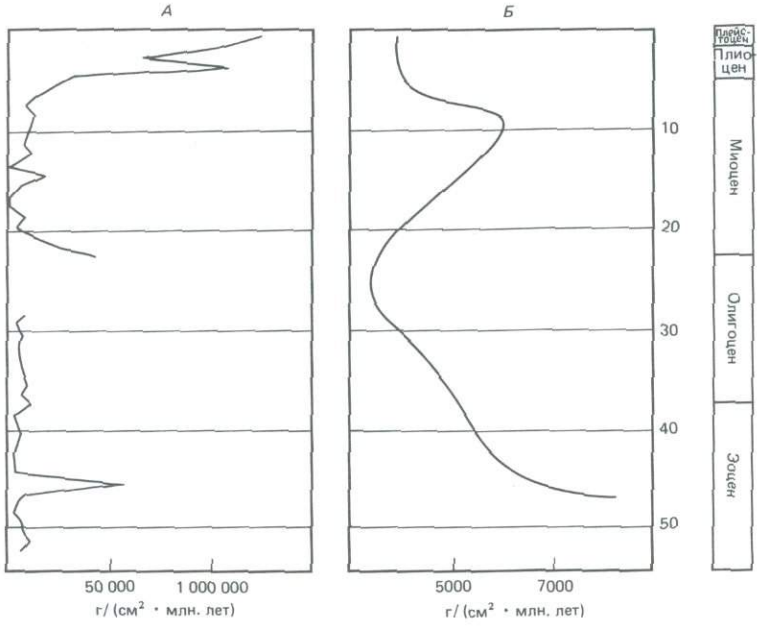


Рис. 19-19. Рассчитанная продукция биогенного опала в поверхностных водах Антарктики (*А*) и центральной части Тихого океана (*Б*) в кайнозое при допущении неизменности во времени скорости растворения. По Тихому океану данные Лейнена (Leinen, 1977 г.) [131].

Переход от палеогена к неогену маркируется крупными изменениями в биогеографии Мирового океана, к которым относится развитие четко различающихся постоянных широтно-зональных планктонных комплексов, сменяющих друг друга от тропиков к полюсам, и высоких градиентов видового разнообразия фауны и флоры между тропическими и полярными областями [574]. В палеогене океанская циркуляция в некоторые промежутки времени характеризовалась наличием этих широтно-зональных планктонных комплексов и высокими градиентами видового разнообразия (как в течение большей части эоцена). Однако в другие интервалы времени, особенно в олигоцене и палеоцене, эти градиенты были менее четкими, ареалы видов расширялись и меридиональные различия между планктонными комплексами сглаживались. В течение неогена связанный с водными массами биогеографический провинциализм в основном сохранялся, несмотря на крупные похолодания. Таким образом, основные характеристики водных масс современных океанов установились в раннем неогене, хотя с тех пор произошло много изменений в географическом распространении водных масс, в их относительных перемещениях и интенсивности океанских процессов, влиявших на биогеографическое распространение планктона.

В ответ на новые палеоокеанологические условия в раннем миоцене возобновилась эволюционная радиация. Например, в Южном океане в начале неогена особое значение приобрели планктонные группы с кремневой функцией, т. е. сформировалась антарктическая водная масса и увеличилась продукция биогенного кремнезема. В миоцене началось быстрое эволюционное изменение антарктических комплексов радиолярий, результатом которого стал их сильный эндемизм. По мере развития предковых форм складыва-

лись современные характеристики радиолярий [828]. Эти изменения в течение миоцена становились все более заметными. Во всем океане началась новая неогеновая радиация планктонных фораминифер. Кроме того, исчезновение крупных пингвинов к раннему миоцену, вероятно, было результатом конкуренции и выедания их зубатыми китами и крупными ластоногими, которые, как мы видели, стали быстро развиваться в начале миоцена [1004].

Образование Антарктического ледникового щита в среднем миоцене

Средний миоцен был следующим критическим этапом эволюции глобальных климатов, так как к рубежу примерно 14 млн. лет назад образовалась большая часть Антарктического ледникового щита [906, 950, 951]. Это событие маркируется резким увеличением $\delta^{18}O$ известкового планктона и бентосных фораминифер (рис. 19-19). Утяжеление изотопно-кислородного состава, несомненно, частично отражает крупный период роста ледникового щита, а также понижение поверхностных температур у берегов Антарктиды. Шеклтон и Кеннетт [950] считают, что к позднему миоцену придонные температуры были близки к точке замерзания и Восточно-Антарктический ледниковый щит достиг близких к современным размеров, которые ограничены береговой линией континента. С другой стороны, Савин с соавторами [906] полагают, что имеющиеся данные не позволяют отделить рост оледенения от понижения температуры, хотя они уверены, что крупный Антарктический ледниковый щит сформировался к началу позднего миоцена. Кроме того, сравнение изотопно-кислородных данных для высоких и низких широт (рис. 19-9) показывает, что в течение среднего миоцена планетарные градиенты температуры стали более резкими, а температуры в высоких и низких широтах менее зависимыми друг от друга. Существование обширного ледникового щита со среднего миоцена подтверждается постоянным наличием материала ледового разноса вокруг Антарктиды с этого времени. В более древних отложениях материал ледникового разноса гораздо менее распространен и ограничен непосредственно прилежащими к континенту районами. Впервые материал ледового разноса среднемиоценового возраста обнаружен в скв. 278 в районе антарктической конвергенции, в юго-западной части Тихого океана [210, 688, 1048]. Общепринято, что Восточно-Антарктический ледниковый щит (крупнейший в Антарктиде) существует в близком к современному виде со среднего миоцена и его размеры существенно не уменьшались.

Формирование Восточно-Антарктического ледникового щита в среднем миоцене, по-видимому, вызвало дальнейшее понижение придонных температур в океане. Это подтверждает мнение Савина и др. [906], что часть изотопно-кислородных изменений отражает колебания температуры, а часть – рост ледникового щита. О том же свидетельствуют и значительные изменения комплексов глубоководных бентосных фораминифер в это время. С изотопными изменениями совпадает замена многочисленных олигоценовых или более древних видов таксонами, доминировавшими в позднем кайнозое или в современном океане [1147]. Эта перестройка была отчетливой и быстрой, что нехарактерно для глубоководных комплексов бентосных фораминифер, поскольку они обычно изменяются довольно медленно. Температуры придонных вод понизились с 5 до 2°С [919].

В экваториальной области Тихого океана около 15 млн. лет назад также

резко возросло количество перерывов, вероятно, из-за агрессивности антарктических придонных вод, образовавшихся после формирования Антарктического ледникового щита [1076]. Вероятно, это могло вызвать одновременное повышение КГл в экваториальной области Тихого океана и сужение экваториального пояса карбонатонакопления [1075]. Интенсивность атмосферной циркуляции, вероятно, также возросла, что выразилось в незначительном увеличении скорости биогенной седиментации в Атлантике [131].

Со времени формирования Восточно-Антарктического ледникового щита глобальные климаты никогда не были такими теплыми, как в раннем и начале среднего миоцена (оптимум неогена). Связанный с образованием ледникового щита эпизод похолодания, по-видимому, вызвал крупные изменения в характере наземной растительности, возможно, на больших площадях. В это время тропические леса в некоторых районах Восточной Африки впервые сменились лесисто-травянистыми ландшафтами, вероятно, вследствие аридизации климата [13]. Эволюция млекопитающих выразилась в первом появлении в больших масштабах пастбищных животных, пришедших на смену питающимся ветвями и листьями. Возможно, большое значение имело также первое известное появление явно двуногих приматов *Ramapithecus* [835], эволюция которых могла быть обусловлена изменением среды обитания в Восточной Африке и, вероятно, частично в Азии. Поскольку *Ramapithecus* считается очень возможным предком *Homo sapiens*, глобальные климатические изменения, связанные с развитием Восточно-Антарктического ледникового щита, вероятно, косвенно повлияли на эволюцию человека.

Подлинная причина развития Восточно-Антарктического ледникового щита остается невыясненной. Почему для его образования потребовалось 20 млн. лет, если континент был изолирован окружающим океаном еще в олигоцене и если условия, по-видимому, были благоприятными для развития оледенения задолго до среднего миоцена? Почему Антарктический ледниковый щит сформировался во время глобального потепления? Ответ, может быть, заключается в тектонических событиях, происходивших не вокруг Антарктиды, а в Северной Атлантике [762, 919]. Исландский хребет

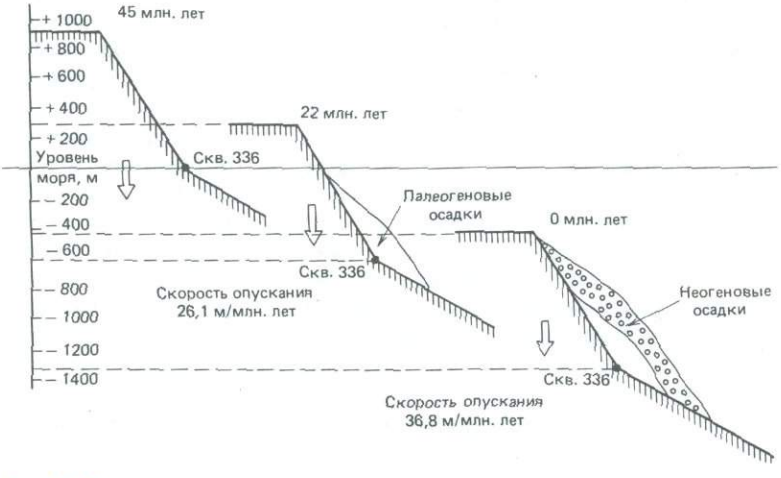


Рис. 19-20. *История погружения вершины Фареро-Исландского хребта и положения устья скв.* 336 от 45 млн. лет назад до настоящего времени [787].

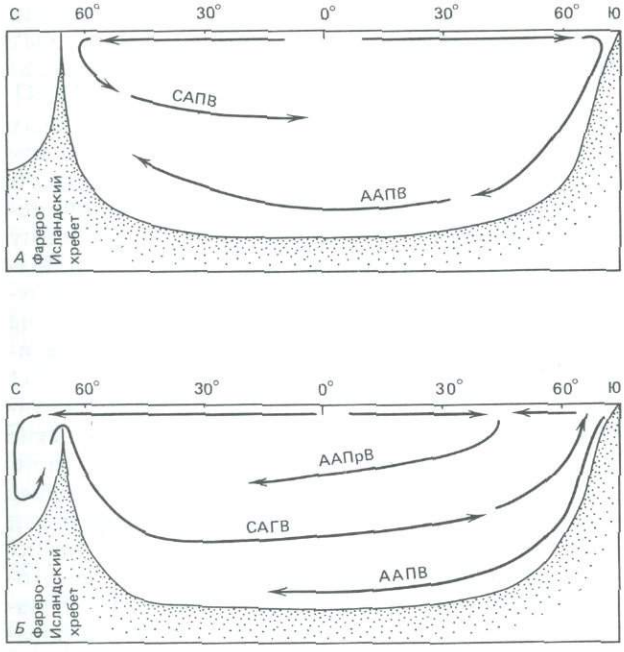


Рис. 19-21. Поперечное сечение водной толщи Атлантического океана, показывающее предполагаемую общую циркуляцию. *А* – домиоценовое время с поднятым Фареро-Исландским хребтом; *Б* – послемиоценовое время с погрузившимся Фареро-Исландским хребтом, через который перетекают воды Норвежского моря [919]. *ААПВ* – антарктические придонные воды, *ААПрВ* – антарктические промежуточные воды, *САПВ* – североатлантические промежуточные воды, *САГВ* – североатлантические глубинные воды.

изолировал Северный Ледовитый океан от Атлантического вплоть до среднего эоцена (рис. 19-20), когда между Гренландией и Скандинавией началось раздвигание океанского дна. В конце олигоцена первые сегменты Исландского хребта начали погружаться ниже уровня моря [927, 1027, 1098, 1099]. Это начавшееся погружение хребта (рис. 19-20) впервые открыло североатлантическим поверхностным водам доступ в Норвежское море, но никакого прохода для глубинных вод еще не было. Однако попадавшие в Норвежское море поверхностные воды были, вероятно, теплыми и высокосолеными, т. е. обладали теми характеристиками, которые они наследовали от очень соленых и теплых вод, вытекавших из соседнего Средиземного моря. Эти воды охлаждались и образовывали водную массу Норвежского моря с, вероятно, не очень холодными, но высокосолеными и, следовательно, плотными водами. Они текли в Северную Атлантику как новые придонные воды (рис. 19–21). Этот поток из Норвежского моря усилил придонную циркуляцию в Северной Атлантике и вызвал крупные изменения в режиме осадконакопления [1050]. В начале неогена сильно изменился характер осадконакопления вдоль глубоководных частей континентальных окраин Северной Атлантики под влиянием этих новых абиссальных течений. Неогеновые осадки часто несут отпечаток отложения под влиянием течений, в то время как более древние отложения, обычно сконцентрированные в понижениях, были облекающими или накапливались в пределах подводных конусов выноса [1050].

К среднему миоцену Исландский хребет опустился ниже уровня океана (рис. 19-20), превратив Северный Ледовитый океан в источник холодных глубинных вод для Атлантики и всего Мирового океана. Это вызвало принципиальные изменения в глобальной глубоководной циркуляции [919]. Чтобы компенсировать возраставший объем вытекавших холодных плотных придонных вод, все больше поверхностных вод должно было поступать на север. Постепенное закрытие Центральноамериканского водного прохода в позднем кайнозое, вероятно, также способствовало усилению тепловодного потока северного направления, т. е. Гольфстрима. К среднему миоцену поступление североатлантических глубинных вод стало столь значительным, что они стали влиять на структуру вод океанов в Южном полушарии. Согласно Шниткеру [919], североатлантические глубинные воды вклинивались как промежуточная водная масса снизу в систему Антарктического циркумполярного течения, пройдя через всю Атлантику (рис. 19-21). Внедрение североатлантических глубинных вод дестабилизировало вертикальную структуру этой системы, и теплые соленые североатлантические воды начали подниматься к поверхности южнее антарктической конвергенции, замещая поднимавшиеся прежде с меньших глубин холодные местные воды с пониженной соленостью (рис. 19-21). Итак, идущие к поверхности воды были теперь относительно теплыми и их тепло расходовалось на испарение. Таким образом, высокие скорости испарения обеспечивали необходимую для образования ледникового щита в Антарктиде влагу. Следовательно, хотя в Антарктиде было уже достаточно холодно для формирования ледникового щита по крайней мере за 25 млн. лет до среднего миоцена, развитию щита значительных размеров препятствовало недостаточное количество атмосферных осадков [919]. Эта гипотеза подтверждается тем, что ледниковый щит сформировался в основном в течение периода повышенных температур поверхностных вод в высоких южных широтах [573]. Усиление образования североатлантических глубинных вод в среднем миоцене активизировало придонную циркуляцию, и начали формироваться значительные толщи переотложенных осадков в Северной Атлантике [1047] (см. гл. 15).

Заключительное миоценовое событие: глобальное похолодание и средиземноморский кризис солености

Со среднего миоцена земной климат вступил в ледниковую фазу. С этого времени Восточно-Антарктический ледниковый щит существовал постоянно, хотя изотопно-кислородные данные указывают на некоторые колебания его объема. В течение большей части позднего миоцена глобальный климат был прохладным, а пояса ледового разноса и биогенного кремненакопления продолжали расширяться на север. Материал ледового разноса впервые появился в значительных количествах на Фолклендском плато в позднем миоцене. Кроме того, в это время антарктический пояс биогенного кремненакопления быстро сместился на 300 км к северу и в нем увеличилось продуцирование опала [567, 1048]. Это событие совпало с быстрым сдвигом на север антарктической конвергенции и было связано с обширным похолоданием в конце миоцена, около 6,5–5,0 млн. лет назад. Большое количество палеонтологических данных свидетельствует о том, что в конце позднего миоцена около Новой Зеландии, Калифорнии и в других районах распространились очень холодные водные массы и наземные климаты также стали холоднее. Существуют веские микропалеонтологические доказательства холодного эпизода в конце миоцена [35, 46, 508,

589, 592, 1146], к которому относится и капитский век в Новой Зеландии [569]. Помимо сильного похолодания на большей части Австралии отмечается заметное уменьшение количества атмосферных осадков [565].

Этот холодный эпизод мог быть связан с ростом Антарктического ледникового щита, хотя данные противоречивы. Например, изотопно-кислородные данные Шеклтона и Кеннетта [950, 951] свидетельствуют в пользу расширения Антарктического ледникового щита, подтверждая материалы континентальной гляциоляции [248, 701]. С другой стороны, изотопные данные Кейгвина [558] по экваториальной области Тихого океана указывают на существование не одного крупного эпизода формирования ледникового щита в конце миоцена, а нескольких в течение позднего миоцена. Подтверждением хотя бы небольшого расширения ледникового щита служат обнаруженные Мерсером [741] ледниковые моренные глины позднемиоценового возраста (6,75–5,0 млн. лет назад) в южной части Южной Америки. Это самые древние найденные здесь моренные глины, отражающие распространение ледника за пределами Антарктиды. Мерсер [741] считает, что эта экспансия ледника, вероятно, связана с распространением Западно-Антарктического ледникового щита на южную часть Южной Америки. В настоящее время Западно-Антарктический ледниковый щит в основном лежит на морском дне, перекрывая архипелаг островов. Для роста такого ледникового щита прежде всего необходима аккумуляция холодного льда, для чего лето должно быть холоднее (вероятно, на 10°С), чем при формировании наземного Восточно-Антарктического ледникового щита [741]. Это требование более холодных условий, по-видимому, свидетельствует в пользу более позднего образования Западно-Антарктического ледникового щита по сравнению с Восточно-Антарктическим, который сформировался в основном в течение среднего миоцена. Более холодные условия, необходимые для появления Западно-Антарктического ледникового щита, могли существовать в конце миоцена.

Возможно, явное отсутствие сильного глобального изотопно-кислородного сигнала, который свидетельствовал бы о дальнейшей значительной аккумуляции льда [558] и об охлаждении поверхностных вод на больших акваториях в конце миоцена, можно объяснить расширением Западно-Антарктического ледникового щита и шельфовых ледников. Такая крупная экспансия не обязательно подразумевает аккумуляцию больших количеств льда на континентах [184]. Другой аспект проблемы оледенения состоит в том, что Западно-Антарктическому ледниковому щиту присуща нестабильность и он может существовать только в течение того времени, пока его наземная часть окаймлена шельфовыми ледниками, особенно такими, как огромные шельфовые ледники Росса и Фильхнера. Если это так, то получается, что шельфовые ледники должны были образоваться до Западно-Антарктического ледникового щита или одновременно с ним.

Существуют многочисленные доказательства усиления океанской циркуляции в конце миоцена. Оно было результатом более высоких температурных градиентов между полярными и экваториальными областями, усиления ветров и активизации апвеллингов. Помимо роста продукции биогенного кремнезема в Южном океане [130, 573] подобное увеличение отмечено также в апвеллингах экваториальной области Тихого океана [641]. Кроме того, диатомовые осадки были широко распространены по периферии Тихого океана [509, 512]. Усилением апвеллингов в конце миоцена объяснялось и резкое увеличение скоростей биогенного карбонатонакопления в Индонезийском архипелаге [1081]. Судя по литологическим и палеонтологиче-

ским данным [971], устойчивый апвеллинг начался также в системе Бенгельского течения у побережья Западной Африки. Следы эрозии на плато Блейк указывают на значительное увеличение скорости Гольфстрима в конце миоцена [542]. В это же время во многих мелководных районах, в том числе в юго-восточной Австралии, на банке Агульяс, плато Кэмпбелл к югу от Новой Зеландии, плато Чатем к востоку от Новой Зеландии и Флориде, происходило интенсивное накопление фосфоритов [169]. Оно, вероятно, было связано с усилением апвеллингов и увеличением биологической продуктивности.

В конце миоцена произошли еще три важных события:

1. Почти одновременно с глобальным похолоданием произошел сдвиг в соотношении изотопов углерода.
2. Крупная глобальная регрессия.
3. Изоляция Средиземного моря, вызвавшая накопление огромных толщ соли.

В позднем миоцене происходил постоянный сдвиг в соотношении изотопов углерода $^{13}C/^{12}C$ в раковинах фораминифер, что привело к изменению этого отношения на $-0{,}8‰$ [56, 558, 561], по данным, полученным палеомагнитным методом Лутитом и Кеннеттом, возраст фораминифер 6,3 млн. лет. Считается, что этот сдвиг отражает геологически мгновенное изменение скорости перемешивания океана [558]. Чрезвычайно широкое распространение отражения этого события в разрезах океанских осадков [422, 1093] и его возраст позволяют почти несомненно связывать его с палеоокеанологическими изменениями, обусловленными позднемиоценовым ледниковым эпизодом.

Рост антарктического оледенения считался также причиной значительного понижения уровня океана в конце миоцена [569, 1068]. Шеклтон и Кеннетт [951] подсчитали, что изменение величины $\delta^{18}O$ на $0{,}5‰$ при изотопном составе забираемой в ледники воды $150‰$ вызвало бы гляциоэвстатическое понижение уровня на 40 м. При этом предполагается, что весь лед накапливался выше уровня моря, но это противоречит ситуации во время образования Западно-Антарктического ледникового щита. Позднемиоценовая регрессия действительно установлена в большинстве мелководных районов Мирового океана. Лучше всего датированы разрезы у побережья Северо-Восточной Атлантики. В Андалузском стратотипе, Южная Испания, Берггрен и Хак [86] установили падение уровня моря на 50 м в конце миоцена. Несогласия или относительно мелководные фации в конце миоцена отмечены в Новой Зеландии [569], Австралии [169], на Фиджи [2], а также во Флориде, на Атлантической прибрежной равнине Северной Америки [1] и во многих других районах. Палеобатиметрическая интерпретация морских разрезов Новой Зеландии [569] показала, что глубины осадконакопления в целом были больше перед регрессией конца миоцена (т.е. перед капитским веком), чем в раннем плиоцене. Если такие различия в палеоглубинах были обусловлены гляциоэвстатическими причинами, то из этого следует, что большая часть льда, который, как предполагается, накопился в Антарктиде, сохранялась при возобновлении теплых климатических условий в раннем плиоцене [950, 951]. Существуют даже некоторые доказательства изоляции Японского моря от Тихого океана в результате гляциоэвстатического понижения уровня Мирового океана в конце миоцена, и, возможно, превращения этого моря в пресноводное озеро [151].

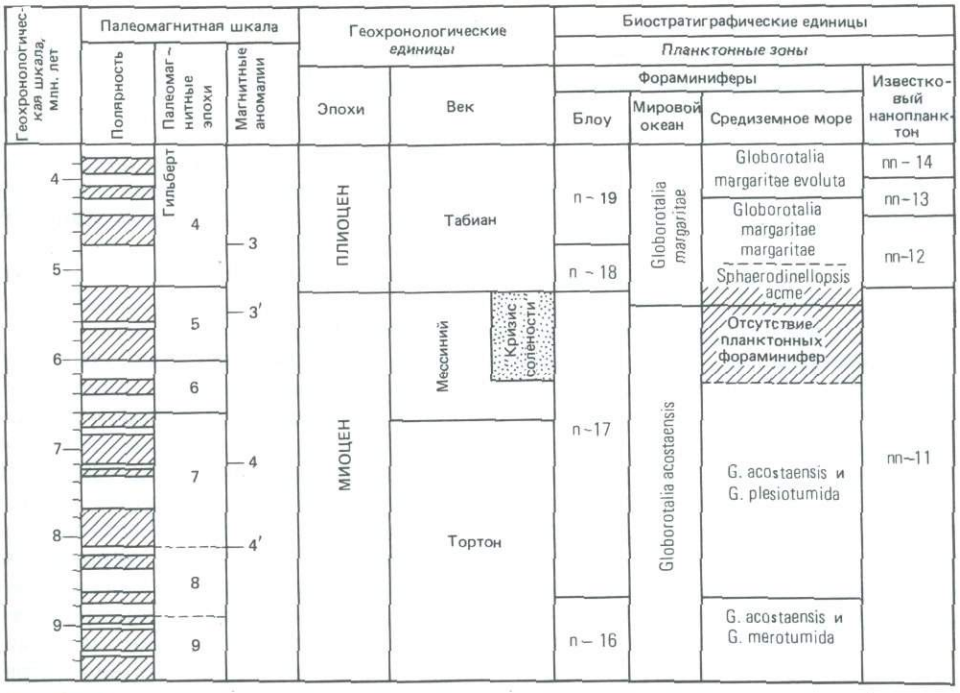


Рис. 19-22. Стратиграфия позднего миоцена – раннего плиоцена и стратиграфическое положение «кризиса солености» в Средиземном море ([90, 191, 892], Stainforth et al., 1975, с исправлениями, [980]).

Позднемиоценовое гляциоэвстатическое понижение уровня океана, вероятно, также хотя бы частично обусловило одно из самых впечатляющих событий всего кайнозоя – изоляцию Средиземного моря от Мирового океана в течение мессинского века. Мессинский век – это временно́й интервал между концом тортонского века и началом плиоцена (табианским веком). Возраст мессиния – примерно 6,2–5,0 млн. лет (рис. 19-22) [60]. В течение этого времени Средиземное море превратилось в ряд крупных внутренних озер (*Lago Mare*), в которых накапливались мощные и протяженные толщи (10^6 км^3) эвапоритов, в том числе гипса, галита и других солей.

Объем вод современного Средиземного моря $3{,}7 \cdot 10^6$ км^3. Превышение испарения над осадками составляет $3{,}3 \cdot 10^3$ км^3/год. Если бы Гибралтарский пролив сейчас был закрыт, современное Средиземное море высохло бы примерно за 1000 лет. В некоторых местах мощность позднемиоценовых эвапоритовых толщ достигает 2–3 км. Воды только одного Средиземного моря не могли обеспечить достаточного количества солей для накопления таких мощных толщ. Если при каждом осушении бассейна откладывалось 70 м соли, то в конце миоцена Средиземное море должно было высыхать примерно 40 раз [888], забирая около 6% соли из Мирового океана.

Поскольку это событие, по-видимому, почти полностью уничтожило жизнь в Средиземном море, оно было названо *кризисом солености* [191]. Нет единого мнения о действительной причине полной изоляции Средиземного моря в конце миоцена. Считается, что последней связью с Атлантиче-

ским океаном был Бетский пролив в Андалузии, Испания. Хотя закрытие этой связи в результате появления Иберийского порога обусловлено крупномасштабным движением плит между Африкой и Южной Европой, окончательное прекращение водообмена могло быть следствием понижения уровня океана в конце миоцена [1]. Синхронность начала кризиса солености, глобального похолодания и понижения уровня, установленная в Южном полушарии [671], дает все основания предполагать, что гляциоэвстатическая регрессия служила спусковым механизмом изоляции Средиземного моря.

История высыхания изолированных бассейнов в пределах Средиземного моря была сложной, но основное накопление эвапоритов происходило в течение двух главных фаз [496]. Предложены различные гипотезы формирования эвапоритовых толщ. Обязательным элементом всех этих гипотез является существование задерживающего мелководного порога. Основные спорные моменты этой проблемы: было ли Средиземное море в конце миоцена мелководным или глубоководным бассейном и был ли его уровень близок к уровню Мирового океана или значительно ниже. Обычно считают, что мессинские эвапориты формировались в мелководных условиях [191]. Это заключение базируется на 1) свидетельствах субаэрального отложения самых древних эвапоритовых толщ и 2) наличии в окраинных частях Средиземного моря под основным слоем соли эрозионных поверхностей, которые простираются к центру главных бассейнов [890]. Например, крупные реки, впадающие в Средиземное море, такие, как Нил и Рона, имеют погребенные русла, врезанные на сотню метров ниже уровня моря и простирающиеся далеко вверх по течению. В Асуане, который находится в 800 км от основной дельты Нила, дно ущелья, заполненное плиоценовыми – четвертичными осадками, располагается на 200 м ниже современного уровня Средиземного моря[1]. Эти наблюдения показывают, что уровень Средиземного моря в позднем миоцене был значительно ниже современного.

Как мы уже видели ранее, средиземноморские эвапориты, объем которых 10^6 км^3, понизили соленость Мирового океана на 6%, т.е. снизили среднеокеанскую соленость на 2‰. Это понижение солености должно было иметь большое значение для всего океана [892], вызвав повышение температуры замерзания морской воды, что привело к формированию морских льдов при несколько более высокой температуре, что в свою очередь увеличило альбедо Земли и таким образом стимулировало рост антарктического оледенения в конце миоцена. Гипотеза Риана и его соавторов [892] предполагает далее, что средиземноморский кризис солености был причиной, а не следствием глобального похолодания и распространения ледников в Антарктиде в конце миоцена. Однако более вероятно, что рост антарктических ледниковых щитов привел к понижению уровня Мирового океана, достаточному для изоляции Средиземного моря, после чего установилась обратная связь, которая хотя бы временно усилила глобальное похолодание.

Вся ситуация резко изменилась около 5 млн. лет назад, в начале плиоцена, когда Средиземное море снова стало постоянно заполненным. Восстановились нормальные морские условия, и возобновилось накопление известковых илов и гемипелагических глин [1079].

---

[1] Это явление было установлено советстким геологом И. С. Чумаковым и позднее подтвердилось на других речных долинах бассейна Средиземного моря.– *Прим. ред.*

Позднеплиоценовое событие: наступление ледниковой эпохи

К раннему плиоцену гидрологические характеристики Южного океана начали приближаться к современным. Возросшая продукция биогенного кремнезема свидетельствовала о дальнейшем усилении океанской циркуляции, но все-таки она была значительно менее интенсивной, чем при максимальных уровнях в четвертичном периоде [131, 579, 1048]. Само антарктическое оледенение было менее обширным, чем в позднем миоцене. Раннеплиоценовое отступание ледников [86, 950, 951] привело к трансгрессии. Геологические данные по Антарктиде также указывают на значительное уменьшение объема льдов, последовавшее за эпизодом роста ледников более чем 4,2 млн. лет назад [701]. Границы распространения материала ледового разноса в плиоцене находились гораздо южнее, чем в четвертичное время, что свидетельствует о менее обширном оледенении [579]. Глобальный климат раннего и среднего плиоцена был в целом теплее, чем в позднем миоцене, а также в позднем плиоцене и четвертичном периоде.

С окончательным установлением антарктической конвергенции в плиоцене известковый нанопланктон исчез из антарктических вод и накопление кокколитов на дне в этом районе прекратилось. Напротив, группы кремниевого микропланктона получили широкое развитие к раннему плиоцену. В разрезах, содержащих комплексы радиолярий, отмечаются быстрые эволюционные изменения. Основание плиоценовых отложений маркируется первым появлением самых характерных современных антарктических форм, в том числе рода *Antarctissa*.

Именно в позднем плиоцене, около 3 млн. лет назад, произошло важнейшее геологическое событие плиоцена – формирование ледниковых щитов Северного полушария. Очевидно, что эти ледниковые щиты образовались гораздо позднее, чем Антарктические, и это событие представляет собой новый крупный переломный момент в развитии глобального климата. С этого времени в Северном полушарии продолжались крупные осцилляции ледниковых щитов, формирующие классические ледниковые и межледниковые эпизоды четвертичного периода [303, 952]. Сильнейшим доказательством аккумуляции льда является датированное палеомагнитным методом изменение величины отношения изотопов кислорода примерно на 0,4‰ около 3,2 млн. лет назад (как раз перед событием Маммот; рис. 19-23) [954]. Это событие довольно хорошо согласуется с появлением материала ледового разноса в скважинах Северной Атлантики [85, 846]. В конце плиоцена, от 2,5 до 1,8 млн. лет назад, начались колебания отношения изотопов кислорода на 1‰ за счет оледенения (рис. 19-24). В четвертичном периоде изотопные различия между ледниковыми и межледниковыми эпизодами составляли около 1,6‰ (рис. 19-24). Таким образом, существуют явные доказательства оледенений в позднем плиоцене, объем которых составлял по крайней мере две трети величины максимального позднеплейстоценового оледенения. Вероятно, оледенения такого же масштаба были и в раннем плейстоцене [846].

Наряду с изменением изотопного соотношения существуют другие важные доказательства развития ледниковых щитов в Северном полушарии в позднем плиоцене. К ним относятся ледниковые отложения возраста 2,7–3,1 млн. лет в Сьерра-Неваде [222] и следы обширных ледниковых щитов, перекрывавших базальты в Исландии 3,1 млн. лет назад [713]. Отчетливые понижения температур поверхностных вод в Южном полушарии связаны с ростом оледенения в позднем плиоцене [585, 593]. В Средиземном море Танелл [1042] обнаружил количественные изменения комплексов фо-

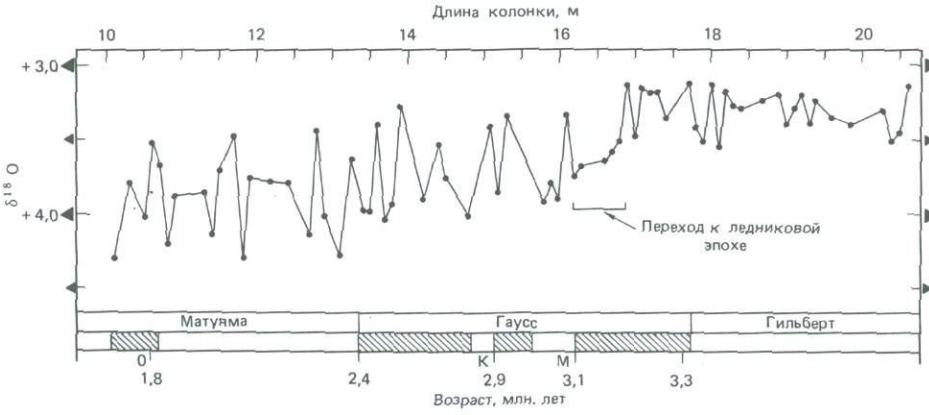


Рис. 19-23. Колебания значений отношения изотопов кислорода в колонке V28-179, средний — поздний плиоцен, и палеомагнитная стратиграфия. Сдвиг изотопно-кислородного отношения в начале палеомагнитной эпохи Гаусс отмечает переход к ледниковому времени. Фактически он отражает появление ледниковых щитов в Северном полушарии. Палеомагнитные события: О – Олдувай, К – Каена, М – Маммот. Отношение изотопов кислорода определялось по бентосным фораминиферам, вид *Globocassidulina subglobosa* [954].

раминифер, указывающие на похолодание, начавшееся около 3,2 млн. лет назад. Изотопные данные по этим же разрезам свидетельствуют о понижении температур поверхностных вод в то же время и о последующем увеличении объема льдов примерно между 3,1 и 3,0 млн. лет назад [562]. В северной части Тихого океана материал ледового разноса в колонках имеет возраст 2,4 млн. лет назад [593]. Необходимо подчеркнуть, что раннеплиоценовый грубообломочный материал ледового разноса возраста более 3,2 млн. лет назад был обнаружен в ряде высокоширотных северных областей, но он встречается значительно реже и обычно на очень высоких широтах [689, 1109]. Этот материал, возможно, является свидетельством горного оледенения, а не развития континентальных ледниковых щитов. Вероятно также, что Северный Ледовитый океан был постоянно покрыт льдами по крайней мере со среднего плиоцена [195].

Трудно объяснить относительно внезапное формирование ледникового щита в Северном полушарии в позднем плиоцене почти на 10 млн. лет позднее, чем в Антарктиде. Вероятно, что было связано с интенсивной фазой позднекайнозойского орогенеза [412] и дальнейшими изменениями в океанской циркуляции, особенно после окончательного закрытия Центральноамериканского водного пути [412, 556]. Отделение Северной Атлантики от Тихого океана могло способствовать усилению переноса теплых вод на север Гольфстримом и значительному увеличению количества атмосферных осадков в высоких широтах. Саито [896] и Кейгвин [557] считают, что окончательный подъем Центральноамериканского перешейка произошел между 3,5 и 3,1 млн. лет назад, т. е. почти одновременно с началом оледенения в Северном полушарии. Об усилении Гольфстрима в это время свидетельствует характер распространения осадков в Юкатанском проливе между Мексикой и Кубой. До 3,4 млн. лет назад осадки не перемыты, и резкое изменение в режиме седиментации примерно в это время связано с усилением Гольфстрима [139]. С этим же могло быть связано поступление большего количества влаги из более теплой субполярной области Северной Атлантики. Активный меридиональный перенос в атмос-

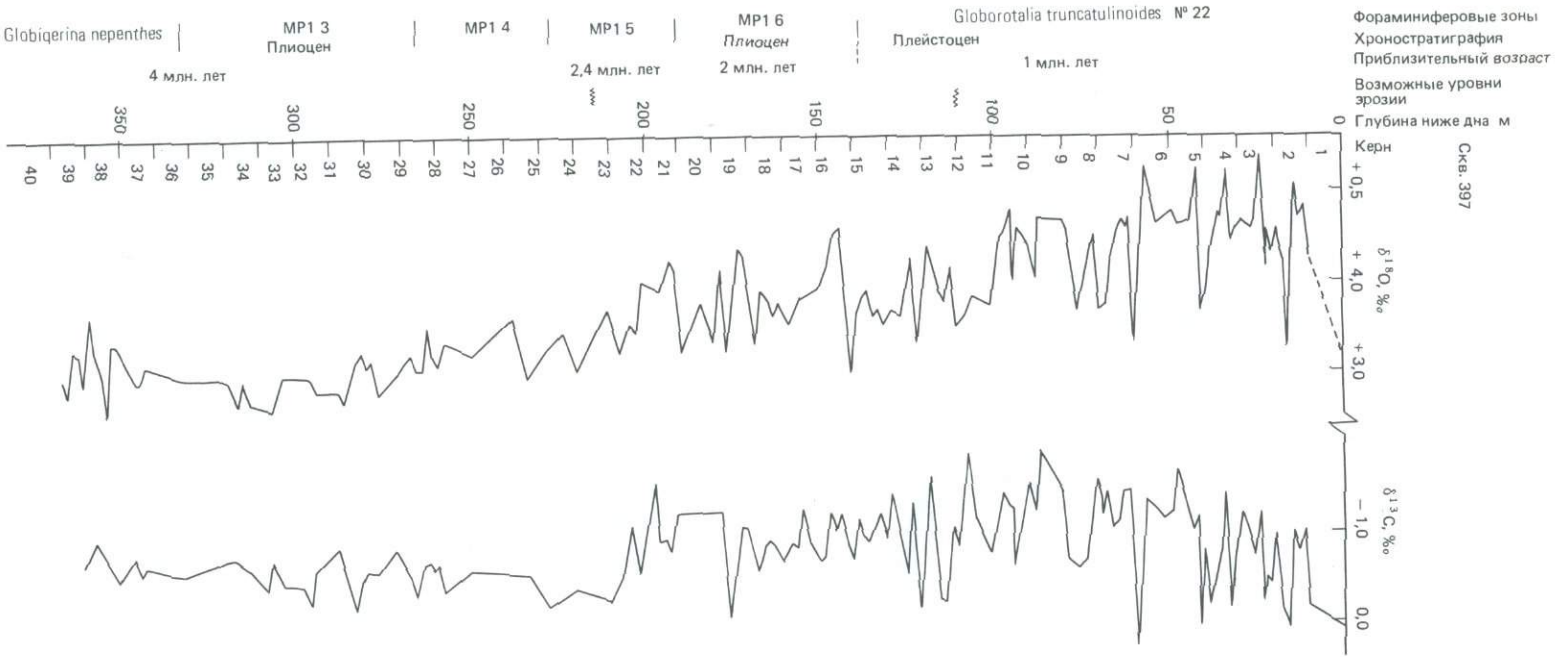


Рис. 19-24. Изотопно-кислородные и *изотопно-углеродные* данные (относительно стандарта РДВ) для плиоцена – плейстоцена по скв. 397 в Атлантике, близ Северо-Западной Африки. Резкие изменения *изотопных отношений* на горизонтах около 210, 100 и 60 м отражают постепенный рост материковых ледниковых щитов [949].

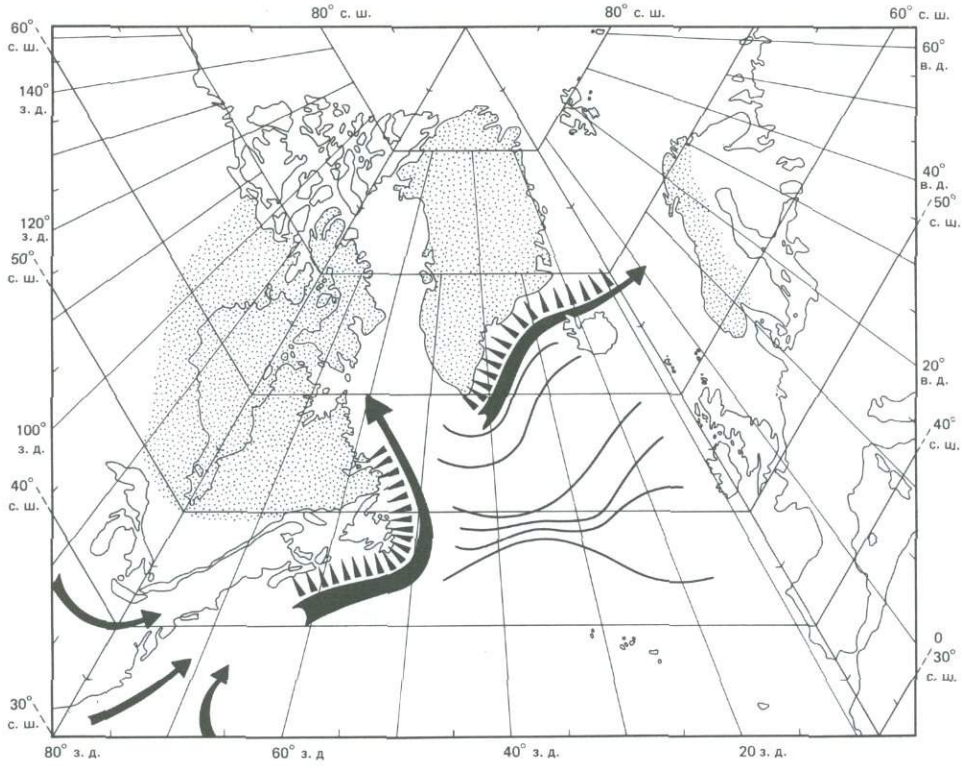


Рис. 19-25. Основные особенности предполагаемой атмосферной циркуляции в Северной Атлантике 75 тыс. лет назад, во время промежуточного состояния ледниковых щитов Северного полушария. Ледниковый покров показан точечным фоном. Приведены рассчитанные температуры поверхностных вод в Северной Атлантике. Главные пути циклонических штормов показаны жирными стрелками, а главные термические фронты и границы зон земной поверхности с разным альбедо – тонкими черными треугольниками [884].

фере вдоль сильного градиента температуры поверхностной воды у восточного побережья Северной Америки способствовал быстрому росту Лаврентийского ледникового щита в Северной Америке (рис. 19-25) [884].

Четвертичный ледниковый финал

Мы знаем, что, хотя сильное похолодание и оледенение в Северном полушарии начались в позднем миоцене [35, 508, 1146], ледниковые щиты в Северной Америке и Скандинавии появились не раньше позднего плиоцена, около 3 млн. лет назад. В это время произошла важная перестройка глобального климата. С тех пор на Земле происходят осцилляции оледенения, которые отражаются в периодах аккумуляции и таяния льдов в Северном полушарии. Таким образом, флуктуации ледниковых щитов Северного полушария, вероятно, начались в плиоцене, а не в четвертичном периоде.

Основание четвертичной системы (граница плиоцена и плейстоцена) стратиграфически определено в стратотипе Ле-Кастелла в Южной Италии (см. гл. 3). Установленный палеомагнитным методом возраст этого уровня около 1,6 млн. лет соответствует концу палеомагнитного события нормаль-

ной полярности Олдуваи или немного моложе. Четвертичный период первоначально был определен как «время суровых климатических условий на большей части Северного полушария» [342]. Это определение остается правильным как общая характеристика четвертичного периода. Значительное количество палеонтологических и изотопно-кислородных данных ясно показывает, что самые яркие различия между четвертичным и третичным периодами состоят в том, что оледенения были более суровыми и обширными особенно на континентах Северного полушария, а также, возможно, и в Антарктиде; они выражались в разнице экстремальных значений параметров глобальных климатических осцилляций, вовлеченных в ледниково-межледниковые циклы. Более того, в течение последнего миллиона лет климат Земли был в основном ледниковым. Более 90% этого времени обширные пространства суши были покрыты льдом и преобладали низкие температуры воздуха и океанских вод. Этот ледниковый режим периодически прерывался интервалами относительного потепления (например, голоцен). По существу, четвертичный период характеризуется развитием и распадом ледниковых щитов Северного полушария, что отразилось в смене классических четвертичных ледниковых и межледниковых эпох. Степень изменения Антарктических ледниковых щитов в течение четвертичных ледниково-межледниковых осцилляций все еще до конца не выяснена, хотя есть некоторые свидетельства значительных колебаний объема Восточно-Антарктического ледникового щита [701]. В Южном полушарии ледниковые эпохи отличались значительно более широким распространением морских льдов [198]. Однако глобальные климатические воздействия на океанскую биосферу, вероятно, в большей мере определялись ледниковыми событиями в Арктике, чем в Антарктике. Есть основания предполагать, что современная межледниковая эпоха будет кратковременной и на Земле восстановится господствующий ледниковый режим.

В течение относительно короткого четвертичного периода (около 1,6 млн. лет) на Земле произошли огромные изменения.

1. Установлено 30 ледниковых эпизодов, каждый из которых был связан с развитием обширных ледников в высоких и средних широтах Северного полушария. Эти эпизоды вызывали резкое чередование биогеографического распространения как наземных, так и морских организмов [92].
2. Повторялись крупномасштабные меридиональные смещения климатических зон на 20–30° широты.
3. Происходили крупномасштабные флуктуации системы океанской циркуляции.
4. Уровень Мирового океана колебался в пределах примерно 100 м (см. гл. 9).
5. Понижение уровня океана и ледниковая эрозия (см. гл. 13) обусловили более интенсивный вынос терригенного материала в глубоководные океанские бассейны.
6. Происходили значительные осцилляции биопродуктивности океана и скорости поступления биогенных осадков на дно, а также их растворения в глубоководных бассейнах. Кроме того, усиление ветров вызвало увеличение скорости накопления абиогенных пелагических осадков, часть которых выносилась в океан из аридных и семиаридных континентальных областей.
7. Наступил решающий этап в развитии интеллекта *Homo sapiens*, и появилась и развилась цивилизация.

Кроме того, развитие оледенения в четвертичном периоде стимулирова-

ло как вертикальную, так и горизонтальную океанскую циркуляцию, что выразилось в увеличении биологической продуктивности ряда океанских областей, в том числе Южного океана. Судя по возросшим скоростям биогенного кремненакопления, здесь в течение плиоцена и плейстоцена продолжался рост биологической продуктивности кремневого планктона. Максимальные скорости биогенного кремненакопления за весь кайнозой отмечены в позднечетвертичное время [579]. В результате этого киты с фильтровальным аппаратом достигли максимальных размеров за всю историю их эволюции. Далее к северу также увеличивалось количество материала ледового разноса и достигло максимума за весь кайнозой [432, 688]. Широкое распространение эрозии океанского дна в четвертичном периоде, вероятно, было следствием интенсификации глубинной циркуляции [592], т.е. усиленного образования антарктических придонных вод, ускорения Антарктического циркумполярного течения и увеличения меридиональных термических градиентов в обоих полушариях [592, 1115].

Какое же воздействие на глобальную морскую биогеографию оказали четвертичные палеоокеанологические изменения, связанные с оледенением? Суровость четвертичного климата сама по себе предполагает сильное влияние на биогеографию. Однако, хотя очевидны обширные смещения морских планктонных провинций в течение четвертичного периода, нет явных свидетельств кризисов морской биоты, т.е. крупных вымираний. Условия палеосреды создали лишь небольшой новый стресс для планктонной биоты. Это не удивительно, если учесть, что ледниковые климатические и палеоокеанологические изменения происходили в течение длительного времени с начала третичного периода. Кроме того, события четвертичного периода не привели к появлению принципиально новых условий, а скорее вызвали географические смещения границ между водными массами. Более значительные для биогеографии климатические и палеоокеанологические изменения произошли на границе эоцена и олигоцена и в течение среднего–позднего миоцена [574].

Характер ледниковых эпизодов четвертичного периода теперь изучен гораздо лучше в основном благодаря усилиям участников проекта КЛИМАП. Первым крупным палеоклиматическим экспериментом, завершенным группой КЛИМАП, было восстановление глобального климата во время максимального распространения континентальных ледниковых щитов в последнюю ледниковую эпоху около 18 тыс. лет назад. Для восстановления атмосферной циркуляции 18 тыс. лет назад необходимо было реконструировать четыре граничных условия: 1) контуры континентов, 2) альбедо поверхности земли и льда, 3) распространение и мощность постоянных ледниковых щитов, 4) температуры на поверхности Мирового океана (используя регрессионный анализ чувствительных к температуре планктонных микрофоссилий; см. гл. 17). Помимо хорошо известных ледниковых щитов Северного полушария, мощность которых достигала 3 км, этот ледниковый эпизод маркировался более широким поясом морских льдов вокруг Антарктиды, понижением уровня Мирового океана, который был по крайней мере на 85 м ниже современного, расширением площади льдов, степей и пустынь за счет сокращения лесов. В течение такого ледникового эпизода океаны характеризовались значительным увеличением температурных градиентов в полярных фронтальных системах и смещением их к экватору (рис. 19-26); общим понижением температур поверхностных вод в большинстве районов, в глобальном масштабе в среднем на 2–3°С; охлаждением и подъемом вод в экваториальных дивергенциях Тихого и Атлан-

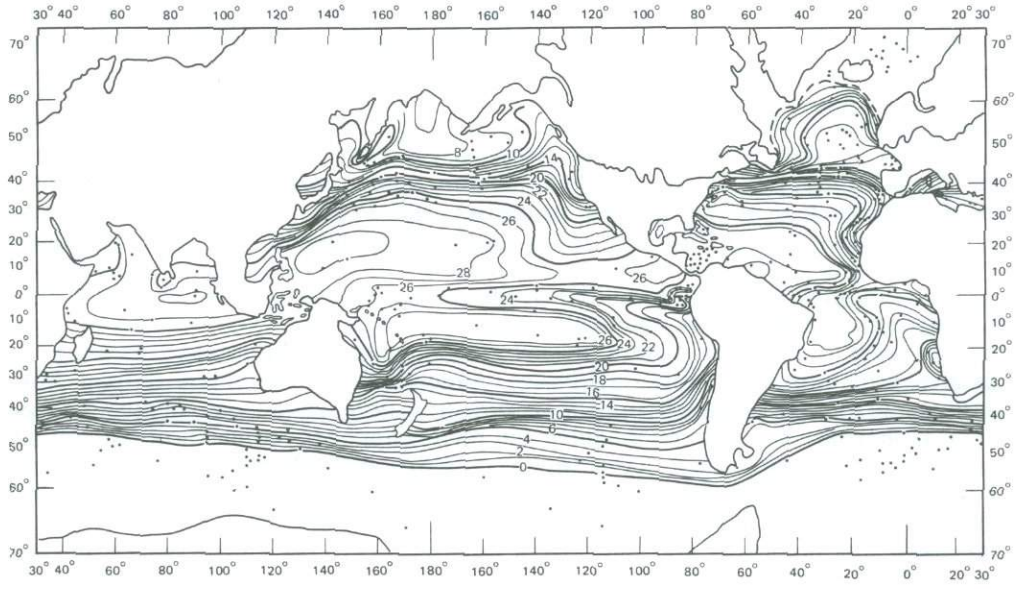


Рис. 19-26. Температуры поверхностных вод летом в Северном полушарии (август) 18 тыс. лет назад по карте КЛИМАП. Изотермы через 1°С. Границы континентов отражают понижение уровня океана на 85 м. Положение всех колонок, использованных для реконструкций поверхностных температур, отмечено черными точками. В Северном полушарии показаны материковые ледниковые щиты (публикуется с разрешения КЛИМАП).

тического океанов[1]; проникновением к экватору холодных вод вдоль западных побережий Африки, Австралии и Южной Америки (рис. 19-26); почти неизменными положением и температурами субтропических круговоротов. *В целом циркуляция Мирового океана была более активной* [198].

В Северном полушарии сильное смещение Гольфстрима вызвало крупные изменения в Атлантике. Во время больших климатических изменений полярный фронт в Северной Атлантике двигался как линия, фиксированная в западной части океана, юго-восточнее Ньюфаундленда, и изогнутая в виде дуги с углом более 45°, немного увеличивающимся к северо-востоку, по направлению к Европе [883]. Положение этого фронта является решающим показателем того, текли ли теплые соленые североатлантические глубинные воды в Северо-Восточную Атлантику и в юго-восточную часть Норвежского моря или поворачивали к юго-востоку и попадали в субтропический круговорот. За последние 800 тыс. лет североатлантические воды проникали в море Лабрадор и в район к западу от Исландии только во время межледниковий (как в настоящее время) [883].

Изотопно-кислородные и палеонтологические данные показали, что амплитуда и частота климатических изменений возрастали в течение позднего плиоцена – четвертичного периода и достигли максимальных значений в интервале времени от 1 млн. лет назад до современности (рис. 19-24). Можно выделить несколько этапов, возраст последнего из которых по палеомаг-

[1] Охлаждение и усиление подъема вод вблизи экватора установлено также в Индийском океане (*Иванова Е. В.* Палеоокеанология Индийского океана и Красного моря в позднечетвертичное время, 27-й МГК, Доклады, т. 3, 1984).– *Прим. ред.*

нитным данным 0,9 млн. лет (палеомагнитное событие Харамильо) [953]. Затем было около 11 ледниковых эпизодов (стадии с 22 по 1), и они отражают максимальные по площади оледенения Северного полушария.

После работы Шотта [924] было установлено, что ледниково-межледниковые циклы отразились в глубоководных осадках. В общем изотопно-кислородные кривые для последних нескольких сот тысяч лет имеют неправильную пилообразную форму [137]: постепенное похолодание завершается на одном и том же уровне развития льдов максимумом оледенения, а затем происходит быстрая дегляциация или потепление (терминация), кульминацией которого является оптимум теплого периода. Тренд роста оледенения легко объясняется обратной связью за счет увеличения альбедо, но быстрые периоды дегляциации объяснить трудно.

Вопросу о причинах и механизмах этих палеоклиматических циклов уделялось большое внимание. Наиболее общепринятой является теория Миланковича [743], который предположил, что положение оси вращения Земли и форма ее орбиты влияют на интенсивность солнечной радиации (инсоляции), приходящей на земную поверхность. Важные свидетельства в пользу этой теории были получены Хейсом с соавторами [438] при изучении глубоководных осадков. Они провели анализ спектров мощностей отложений для послених 500 тыс. лет и показали, что на климатической кривой преобладают флуктуации с периодами, близкими к 100 тыс. лет (50% вариаций), 40 тыс. лет (25% вариаций) и 20 тыс. лет (10% вариаций) [438]. Эти пики соответствуют преобладающим периодам колебаний параметров земной орбиты [438].

1. Период 42 000 лет – колебания наклона земной оси к плоскости земной орбиты. В настоящее время ось вращения отклонена от перпендикуляра к плоскости орбиты на 23,5°, но этот наклон медленно меняется между значениями 22,1 и 24,5°, завершая один цикл за каждые 41 000 лет.

2. Период 23 000 лет близок к периоду квазипериодического явления прецессии. Прецессия связана с изменением ориентировки земной оси. В настоящее время ось направлена на Полярную звезду. Прецессия определяет положение на эллиптической орбите Земли тех участков, которые она проходит зимой или летом. В периоды, когда Земля ближе к Солнцу, зимы бывают более теплыми.

Главная нерешенная проблема теории Миланковича состоит в том, что она не объясняет преобладание 100 000-летних циклов. Единственная связь между этим циклом и вариациями орбиты заключается в предполагаемом незначительном эффекте вариаций эксцентриситета (вытянутости) земной орбиты. Циклы вариаций эксцентриситета обусловливают в лучшем случае 0,1% изменений приходящей на земную поверхность инсоляции. Таким образом, значительные колебания климата оказываются связанными только с незначительными изменениями параметров земной орбиты. Существуют и другие трудности. Не ясно, каким образом вариации орбиты трансформируются в региональные климатические изменения. Не выяснен механизм перехода воды из океанов в ледниковые щиты. Остается нерешенной проблема быстрой дегляциации.

Вариации орбиты не объясняют также ступенчатый характер развития оледенения на Земле в течение плиоцена и четвертичного периода (рис. 19-24). Фактически нет единой теории, адекватно объясняющей все характеристики позднекайнозойской климатической истории. Было высказано множество гипотез; несомненно, что на климатические колебания влияет и целый ряд других процессов. Эти гипотезы рассматривают вариации при-

ходящего от Солнца тепла, концентрацию космической пыли, изменения магнитного поля Земли, распад ледниковых щитов вследствие их возможной механической нестабильности, изменения альбедо в связи с вариациями уровня океана, количество выбрасываемой в атмосферу вулканической пыли. Кеннетт и Танелл [586–588] обнаружили, например, что четвертичный период характеризуется значительным усилением эксплозивного вулканизма, в результате которого в атмосферу поступает вулканическая пыль. Корреляция между усилением эксплозивного вулканизма в четвертичном периоде и быстрым похолоданием свидетельствует о существовании связи между ними.

Какова бы ни была причина четвертичных климатических циклов, очень интригующим аспектом является их влияние на многие земные процессы и характеристики, в том числе на океанскую циркуляцию, химизм океанских вод, циклы продуцирования и растворения карбонатов и кремнезема, колебания уровня, терригенную седиментацию в океанах и биогеографию.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Adams C. G., and others* (1977). The Messinian Salinity Crisis and Evidence of Late Miocene Eustatic Changes in the World Ocean, Nature 269: 383–386.
2. *Adams C. G., Rodda P., Kiteley R. J.* (1979). The Extinction of the Foraminiferal Genus *Lepidocyclina* and the Miocene/Pliocene Boundary Problem in Fiji, Mar. Micropaleo, 4: 319–39.
3. *Aldrich L. T., Wetherill G. W.* (1958). Geochronology by Radioactive Decay, Ann. Rev. Nucl. Sci., 8: 257–98.
4. *Almagor G., Garfunkel Z.* (1979). Submarine Slumping in Continental Margin of Israel and Northern Sinai, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 63: 324–40.
5. *Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F., Michel H. V.* (1980). Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction, Science 208: 1095–1108.
6. *Alvarez W., and others* (1977). Upper Cretaceous-Paleocene Magnetic Stratigraphy at Gubbio, Italy. V. Tupe section for the Late Cretaceous-Paleocene Geomagnetic Reversal Time Scale, Geol. Soc. Am. Bull. 88: 383–98.
7. *Ampferer O.* (1906). Über das Bewegungsbild von Faltengebirge: Austria, Geol. Bundesanst., Jahrb. 56: 539–622.
8. *Anderson D. L.* (1967). Latest information from seismic observations, In: The Earth's Mantle, pp. 355–420, ed. T. F. Gaskill, New York: Academic Press.
9. *Anderson J. B.* (1972). Nearshore Glacial-Marine Deposition from Modern Sediments of the Weddell Sea, Nature Phys. Sci., 240: 189–192.
10. *Anderson J. B., Clark H. C., Weaver F. M.* (1977). Sediments and Sediment Processes on High Latitude Continental Shelves. Ninth Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas.
11. *Anderson R. N., Langseth M. G., Sclater J. G.* (1977). The Mechanism of Heat Transfer through the Floor of the Indian Ocean, J. Geophys. Res., 82: 3391–4409.
12. *Andrews P. B., and others* (1975). Synthesis Sediments of the Southwest Pacific Oceans, Southwest Indian Ocean and South Tasman Sea, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 29, p. 1147, ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz, and others, Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
13. *Andrews P. B., van Couvering J. H.* (1975). Palaeo environments in the East African Miocene, in: Approaches to Primate Paleobiology, ed. F. S. Szalay, pp. 62–103, Basel, Switzerland: Karger.
14. *Anikouchine W. A., Sternberg R. W.* (1973). The World Ocean, An Introduction to Oceanography, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, Inc.
15. *Argand E.* (1924). La Tectonique de l'Asie, XIIIe Congr. Geol. Intern., Brussels, Compt. Rend., pp. 171–372.
16. *Arkell W. J.* (1956). Jurassic Geology of the World, Edinburgh: Oliver and Boyd, Ltd.
17. *Arnold Z. M.* (1964). Biological Observations on the Foraminifera *Spiroloculina Hyalina Schulze*, University of California Publications in Zoology 72.
18. *Arrhenius G.* (1952). Sediment Cores from the East Pacific, Swedish Deep Sea Expedition Rep. No. 5, Götenborg, pp. 1–227.
19. *Arthur M. A.* (1979). North Atlantic Cretaceous Black Shales: Record at Site 398 and a Brief Comparison with Other Occurrences, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 47, pt. 2, pp. 719–52, ed. J. L. Sibuet, W. B. F. Ryan, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
20. *Arthur M. A., Natland J. H.* (1979). Carbonaceous Sediments in the North and South Atlantic: The Role of Salinity in Stable Stratification of Early Cretaceous Basins, in: Maurice Ewing Series 3, pp. 375–401, ed. M. Talwani, W. Hay, and W. B. F. Ryan, American Geophysical Union.
21. *Atwater T.* (1970). Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution for Western North America, Geol. Soc. Am. Bull., 81: 3513–66.
22. *Atwater T., Molnar P.* (1973). Relative Motion of the Pacific and North American Plates Deduced from Sea-Floor Spreading

in the Atlantic, Indian and South Pacific Oceans, in: Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System, pp. 136–148, Stanford, Calif: Stanford Univ. Publs., Geol. Seis., Vol. 13.
23. *Aumento F.* (1967). Magnetic Evolution of the Mid-Atlantic Ridge, Earth and Planet. Sci. Letts., 2: 225.
24. *Baker G.* (1959). Fossil Opal-Phytoliths and Phytolith Nomenclature, Australian J. Sci., 21: 305–306.
25. *Ballard R. D., Holcomb R. T., van Andel Tj. H.* (1979). The Galapagos Rift at 86°W, 3, Sheet flows, Collapse Pits, and Lava Lakes of the Rift Valley, J. Geophys. Res., 84: 5407–22.
26. *Ballard R. D., Uchupi E.* (1975). Triassic Rift Structure in Gulf of Maine, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59: 1041–1072.
27. *Ballard R. D., van Andel Tj. H.* (1977). Morphology and Tectonics of the Inner Rift Valley at Lat. 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge, Geol. Soc. Am. Bull., 88: 507–30.
28. *Ballard R. D., van Andel Tj. H., Holcomb T. R.* (1981). The Galapagos Rift at 86°W: 5. Variations in Volcanism, Structure, and hydrothermal Activity Along a 30 km, Segment of the Rift Valley, J. Geophys. Res.
29. *Bally A. W.* (1975). A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences, Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress, Tokyo 2 (Geology), Paper TD-1, pp. 33–44.
30. *Bally A. W.* (1976). Canada's Passive Continental Margins – A review, Mar. Geophys. Res., 2: 327–40.
31. *Bally A. W.* (1979). Continental Margins, Geological and Geophysical Research Needs and Problems, A. W. Bally, Chairman, and other panel members, Washington, D. C.: National Academy of Sciences.
32. *Bambach R. K., Scotese C. R., Ziegler A. M.* (1980). Before Pangea: The Geographies of the Paleozoic World, Am. Scientist, 68: 26–38.
33. *Bandy O. L.* (1960). The Geologic Significance of Coiling Ratios in the Foraminifer *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg), J. Paleont., 34: 671–81.
34. *Bandy O. L.* (1961). Distribution of Foraminifera, Radiolaria and Diatoms in Sediments of the Gulf of California, Micropaleo, 7: 1–26.
35. *Bandy O. L.* (1967). Foraminiferal Definition of the Boundaries of the Pleistocene in Southern California, in: Progress in Oceanography, vol. 4, ed. M. Sears, New York: Pergamon Press.
36. *Banner F. T., Blow W. H.* (1965). Progress in the Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Neogene, Nature 208: 1164–66.
37. *Barazangi M., Dorman J.* (1969). World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data, 1961–1967, Seismol. Soc. Am. Bull., 59: 369–80.
38. *Barazangi M., Isacks B. L.* (1976). Spatical Distribution of Earthquakes and Subduction of the Nazca Plate beneath South America, Geology 4: 686–92.
39. *Barker P. F., Burrell J.* (1976). The Opening of Drake Passage, in: Proceedings of the Joint Oceanographic Assembly, p. 103, Rome: Food and Agricultural Organization of the United Nations.
40. *Barker P. E., Burrell J.* (1977). The Opening of Drake Passage, Mar. Geol. 25: 15–34.
41. *Barker P. F., Dalziel I. W. D., and others* (1977a). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 36, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
42. *Barker P. F., Dalziel I. W. D., and others* (1977b). Evolution of the Southwestern Atlantic Ocean Basin: Results of Leg 36, Deep Sea Drilling Projects, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projectt, leg 36, pp. 993–1014, ed. P. F. Barker, I. W. D. Dalziel, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
43. *Barron E. J., Harrison C. G. A., Hay W. W.* (1978). A Revised Reconstruction of the Southern Continents, Trans. Am. Geophys. Union 59: 436–49.
44. *Barron E. J., Sloan J. L. II, Harrison C. G. A.* (1980). Potential Significance of Land-Sea Distribution and Surface Albedo Variations as a Climatic Forcing Factor, 180 m. y. to the Present, Paleo. Paleo. Paleo., 30: 17–40.
45. *Barron E. J., Thompson S. L.* (1980). Paleogeography as Climatic Forcing Factor, Birliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A/Band 19: 19–21.
46. *Barron J. A.* (1973). Late Miocene-Early Pliocene Paleotemperatures for California from Marine Diatom Evidence, Paleo. Paleo. Paleo., 14: 277–91.
47. *Baumgartner T. R., van Andel Tj. H.* (9171). Diapirs of the Continental Margin of Angola, Africa, Geol. Soc. Am. Bull., 82: 793–802.
48. *Bé A. W. H.* (1959). Ecology of Recent Planktonic Foraminifera, Part 1, Areal Distribution in the Western North Atlantic, Micropaleo, 5: 77–100.
49. *Bé A. W. H.* (1960). Some Observations on Arctic Planktonic Foraminifera, Contrib. Cushman Found. Foram. Res., 11: 64–68.
50. *Bé A. W. H.* (1967). Foraminifera, Families: *Globigerinidae* and *Globorotaliidae*, Fiche 108, in: Fiches d'Identification du Zooplancton, Redige par J. H. Fraser, Charlottenlund, Denmark: Cons. Internal. Explor. Mer.
51. *Bé A. W. H.* (1977). An Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera, in: Oceanic Micropaleontology, ed. A. T. S. Ramsay, vol. 1, pp. 1–88, New York: Academic Press.

52. *Bé A. W. H., Gilmer R. W.* (1977). A Zoogeographic and Taxonomic Review of *Euthocosomatous Pteropoda*, in: Oceanic Micropaleontology, vol. 1, pp. 733–96, ed. A. T. S. Ramsay, New York: Academic Press.
53. *Bé A. W. H., Harrison S. M., Lott L.* (1973). *Orbulina universa* in the Indian Ocean, Micropaleo. 19: 150–92.
54. *Bé A. W. H., Tolderlund D. S.* (1971). Distribution and Ecology of Living Planktonic Foraminifera in the Surface Waters of the Atlantic and Indian Oceans, in: Micropaleontology of the Oceans, pp. 105–49, ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.
55. *Beckinsale R. D., Gale N. H.* (1969). A Reappriasal of the Decay Constants and Branching Ratio of ^{40}K, Earth and Planet. Sci. Letts., 6: 289–94.
56. *Bender M. L., Keigwin L. D.* (1979). Speculations about the Upper Miocene Change in Abyssal Pacific Dissolved Bicarbonate $\delta^{13}C$, Earth and Planet. Sci. Letts., 45: 383–93.
57. *Benioff H.* (1949). Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Deeps, Geol. Soc. Am. Bull., 60: 1837–56.
58. *Benson R. H.* (1972). Ostracodes as Indicators of Threshold Depth in the Mediterranean during the Pliocene, in: The Mediterranean Sea: A natural Sedimentation Laboratory, pp. 63–73, ed. D. J. Stanley, Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross.
59. *Benson R. H.* (1975). The Origin of the Psychrosphere as Recorded in Changes of Deep-Sea Ostracode Assemblages, Lethaia, 8: 69–83.
60. *Benson R. H.* (1976). Changes in the Ostracodes of the Mediterranean with the Messinian Salinity Crisis, Paleo. Paleo. Paleo. 20: 147–70.
61. *Berger A. L.* (1978). Long-term Variations of Caloric Insolation Resulting from the Earth's Orbital Elements, Quat. Res. 9: 139–167.
62. *Berger W. H.* (1968). Planktonic Foraminifera: Selective Solution and Paleoclimatic Interpretation, Deep Sea Res., 15: 31–43.
63. *Berger W. H.* (1969). Ecological Patterns and Living Planktonic Foraminifera, Deep Sea Res., 16: 1–24.
64. *Berger W. H.* (1970a). Biogenous Deep-Sea Sediments: Franctionation by Deep-Sea Circulation, Geol. Soc. Am. Bull., 81: 1385–1402.
65. *Berger W. H.* (1970b). Planktonic Foraminifera in Selective Solution and the Lysocline, Mar. Geol. 8: 111–83.
66. *Berger W. H.* (1971a). Planktonic Foraminifera: Sediment Production in an Oceanic Front, J. Foram. Res. 1: 178–86.
67. *Berger W. H.* (1971b). Sedimentation of Planktonic Foraminifera, Mar. Geol., 11: 325–58.
68. *Berger W. H.* (1973a). Cenozoic Sedimentation in the Eastern Tropical Pacific, Geol. Soc. Am. Bull. 84: 1941–54.
69. *Berger W. H.* (1973b). Deep-Sea Carbonates: Pleistocene Dissolution Cycles, J. Foram. Res., 3: 187–95.
70. *Berger W. H.* (1974). Deep-Sea Sedimentation, In: The Geology of Continental Margins, pp. 213–241, ed. C. A. Burk and C. D. Drake, New York: Springer-Verlag.
71. *Berger W. H.* (1975). Dissolution of Deep-Sea Carbonates: An Introduction, in: Spec. Publ. No. 13, ed. W. V. Silter, A. W. H. Bé and W. H. Berger, Lawrence, Kansas: Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
72. *Berger W. H.* (1976). Biogenous Deep-Sea Sediments: Production, Preservation, and Interpretation, in: Treatise on Chemical Oceanography, vol. 5, pp. 265–388, ed. J. P. Riley and R. Chester, New York: Academic Press.
73. *Berger W. H., Adelseck C. G., Mayer L. A.* (1976). Distribution of Carbonate in Surface Sediments of the Pacific Ocean, J. Geophys. Res. 81: 2617–27.
74. *Berger W. H., Bé A. W. H., Sliter W. V.* (1975). Dissolution of Deep-Sea Carbonates: An Introduction, in: Spec. Publ. No. 13, ed. W. V. Sliter, A. W. H. Bé, and W. H. Berger, Lawrence, Kansas: Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
75. *Berger W. H., Gardner J. V.* (1975). On the Determination of Pleistocene Temperatures from Planktonic Foraminifera, J. Foram. Res., 5: 102–113.
76. *Berger W. H., Heath G. R.* (1968). Vertical Mixing in Pelagic Sediments, J. Mar. Res. 26: 134–143.
77. *Berger W. H., Johnson R. F., Killingley J. S.* (1977). Unmixing of the Deep-Sea Record and the Deglacial Meltwater Spike, Nature, 269: 661–63.
78. *Berger W. H., Roth P. H.* (1975). Oceanic Micropaleontology: Progress and Prospect, Reviews of Geophys. and Space Phys., 13: 561–85.
79. *Berger W. H., Soutar A.* (1967). Planktonic Foraminifera: Field Experiment on Production Rate, Science 156: 1495–97.
80. *Berger W. H., Thierstein H.* (1979). On Phanerozoic Mass Extinctions, Naturwessenschaften 66: 46–47.
81. *Berger W. H., Vincent E., Thierstein H. R.* (1981). The Deep-Sea Record: Major Steps in Cenozoic Ocean Evolution, in: The Sea, vol. 8, ed. C. Emiliani.
82. *Berger W. H., von Rad U.* (1972). Cretaceous and Cenozoic Sediments from the Atlantic Ocean, in: Initial Reports of the

Deep Sea Drilling Project, vol. 14, pp. 787–954, ed. D. E. Hayes, A. C. Pimm, and others, Washington, D. C.: U. S. Goverment Printing Office.
83. *Berger W. H., Winterer E. L.* (1974). Plate Stratigraphy and the Fluctuating Carbonate Line, in: Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea, Pub. No. 1, pp. 11–98, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns, Blackwell, Oxford: International Association of Sedimentologists.
84. *Berggren W. A.* (1969). Rates of Evolution in Some Cenozoic Planktonic Foraminifera, Micropaleo. 15: 351–65.
85. *Berggren W. A.* (1972). Late Pliocene-Pleistocene Glaciation in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 12, pp. 953–963, ed. A. S. Laughton, W. A. Berggren and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
86. *Berggren W. A., Haq B.* (1976). The Andalusian Stage (Late Miocene): Biostratigraphy, Biochronology and Paleoecology, Paleo. Paleo. Paleo. 20: 67–129.
87. *Berggren W. A., Hollister C. D.* (1974). Paleogoegraphy, Paleobiogeography and the History of Circulation in the Atlantic Ocean, in: Studies in Paleo-Oceanography, pp. 126–186, ed. W. W. Hay, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 20.
88. *Berggren W. A., Hollister C. D.* (1977). Plate Tectonics and Paleocirculation-Commotion in the Ocean, Tectonophys, 38: 11–48.
89. *Berggren W. A., Phillips J. D., Bertels A., Wall D.* (1967). Late Pliocene-Pleistocene Stratigraphy in Deep Sea Cores from the South-Central North Atlantic, Nature, 216: 253–55.
90. *Berggren W. A., van Couvering J. A.* (1974). The Late Neogene Biostratigraphy, Geochronology, and Paleoclimatology of the Last 15 m. y. Paleo. Paleo. Paleo., 16: 1–216.
91. *Berggren W. A., van Couvering J. A.* (1978). Biochronology, in: Contributions to the Geologic Time Scale, pp. 39–56, ed. G. V. Cohee, M. F. Glaessner, H. D. Hedberg, American Association of Petroleum Geologists.
92. *Berggren W. A., van Couvering J. A.* (1979). Quaternary, in: Treatise on Invertebrate Paleontology, pp. A505–A543, ed. R. A. Robinson and C. Teichert, Lawrence, Kansas: Geological Society of America.
93. *Bernoulli D.* (1972). North Atlantic and Mediterranean Mesozoic Facies: A Comparison, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 22, ed. C. D. Hollister, J. I. Ewing, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
94. *Berry W. B. A., Wilde P.* (1978). Progressive Ventilation of the Oceans – An Explanation for the Distribution of the Lower Paleozoic Black Shales, Am. J. Sci., 278: 257–75.
95. *Безруков П. Л.*, ред. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1 и 2.– Тихий океан, т. 6.– М.: Наука, 1970, с. 427 и 419.
96. *Bibee L. D., Shor G. G., Jr., Lu R. S.* (1980). Inter-Arc Spreading on the Mariana Trough, Mar. Geol., 35: 183–97.
97. *Biggs R. B.* (1978). Coastal Bays, in: Coastal Sedimentary Environments, pp. 69–100, ed. R. A. Davis, Jr. New York; Springer-Verlag.
98. *Bird J. M., Dewey J. F.* (1970). Lithosphere Plate Continental Margin Tectonics and the Evolution of Appalachian Orogen, Geol. Soc. Am. Bull., 81: 1031–60.
99. *Biscaye P. E.* (1965). Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans, Geol. Soc. Am. Bull., 76: 803–32.
100. *Biscaye P. E., Eittreim S. L.* (1974). Variations in Benthic Boundary Layer *Phenomena: Nepheloid Layer in the North* American Basin, in: Suspended Solids in Water, pp. 227–60, ed. R. J. Gibb, New York: Plenum.
101. *Biscaye P. E., Eittreim S. L.* (1977). Suspended Particulate Loads and Transports in the Nepheloid Layer of the Abyssal Atlantic Ocean, Mar. Geol., 23: 155–72.
102. *Biscaye P. E., Kolla V., Turekian K. K.* (1976). Distribution of Calcium Carbonate in Surface Sediments of the Atlantic Ocean, J. Geophys. Res., 81: 2595–2603.
103. *Black M* (1963). The Fine Structure of the Mineral Parts of Coccolithophoridae, Proc. Linn. Soc. (London), 174: 41–46.
104. *Black M.* (1965). Coccoliths, Endeavour 24: 131–137.
105. *Blackwelder B. W., Pilkey O. H., Howard J. D.* (1979). Late Wisconsinan Sea Levels on the Southeast U. S. Atlantic Shelf Based on In-Place Shoreline Indicators, Science 204: 618–20.
106. *Blatt H., Middleton G. V., Murray R. C.* (1972). Origin of Sedimentary rocks, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, Inc.
107. *Bloom A. L.* (1967). Pleistocene Shorelines: A New Test of Isostacy, Geol. Soc. Am. Bull., 78: 1477–94.
108. *Bloom A. L.* (1978). Geomorphology, A Systematic Analysis of Late Cenozoic Land Forms, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, Inc.
109. *Bloom A. L., and others* (1974). Quaternary Sea Level Fluctuations on a Tectonic Coast: New $^{230}Th/^{234}U$ Dates from the Huon Peninsula, New Guinea, Quat. Res., 4: 185–205.
110. *Bodvarsson G., Walker G. P. L.* (1964). Crustal Drift in Iceland, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 8: 285–300.

111. *Boersma A., Shackleton N.* (1977). Tertiary Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphy, Site 357 (Mid-Latitude South Atlantic), in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 39, pp. 911–924, ed. P. R. Supko, K. Perch-Nielson, and others. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
112. *Boersma A., Shackleton N., Hall M., Given Q.* (1979). Carbon and Oxygen Isotope Records at Deep Sea Drilling Project Site 384 (North Atlantic) and Some Paleocene Paleotemperatures and Carbon Isotope Variations in the Atlantic Ocean, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 43, pp. 695–717, ed. B. E. Tucholke, P. R. Vogt, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
113. *Bolli H. M.* (1957). Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, B. W. I., U. S. Natl. Mus. Bull., 215: 97–123.
114. *Bolli H. M., Ryan W. B. F., and others* (1978). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 40, Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
115. *Boltovskoy E., Wright R.* (1976). Recent Foraminifera, The Hague: Dr. W. Junk, b. v.
116. *Bonatti E., Fisher D. E.* (1971). Oceanic Basalts: Chemistry Versus Distance from Oceanic Ridge, Earth, and Planet. Sci. Letts., 2: 307–11.
117. *Booth J., Burckle L. H.* (1976). Displaced Antarctic Diatoms in the Southwestern and Central Pacific, Pacific Geol., 2: 99–108.
118. *Boström K.* (1970). Geochemical Evidence to Ocean Floor Spreading in South Atlantic Ocean, Nature 227: 1041.
119. *Boström K., Peterson M. N. A.* (1965). Precipitates from Hydrothermal Exhalations on the East Pacific Rise, Econ. Geol., 61: 1258–65.
120. *Bott M. H. P.* (1971). The Interior of the Earth, New York: St. Martin's Press.
121. *Bouma A. H.* (1962). Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation, Amsterdam: Elsevier Publishing Company.
122. *Bowen D. Q.* (1978). Quaternary Geology, A Stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work, New York: Pergamon Press.
123. *Bowen N. L.* (1928). The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton, N. J.: Princeton University Press.
124. *Bowen R.* (1966). Paleotemperature Analysis, Amsterdam: Elsevier Scientific Publisher Publishing Company.
125. *Bradshaw J. S.* (1959). Ecology of Living Planktonic Foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean, Contrib. Cushman Found. Foram. Res. 10: 25–64.
126. *Bramlette M. N.* (1965). Massive Extinctions in the Biota at the End of Mesozoic Time, Science 148: 1696–99.
127. *Bramlette M. N., Bradley W. H.* (1940). Lithology and geologic interpretations, Parts 1 and 2, in: Geology and Biology of North Atlantic Deep-Sea Cores, U. S. Geological Survey Professional Paper 196: 1–24.
128. *Bray J. R.* (1979). Neogene Explosive Volcanicity, Temperature and Glaciation, Nature 282: 603–605.
129. *Brenninkmeyer B.* (1976). Sand Fountains in the Surf Zone, in: Beach and Nearshore Sedimentation, pp. 69–91, ed. R. A. Davis and R. L. Ethington. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 24.
130. *Brewster N. A.* (1977). Cenozoic Biogenic Silica Sedimentation in the Antarctic Ocean, based on Two Deep Sea Drilling Sites (Unpublished thesis, Oregon State University) 98 pages.
131. *Brewster N. A.* (1980). Cenozoic biogenic silica sedimentation in the Antarctic Ocean, Based on Two Deep Sea Drilling Project Sites, Geol. Soc. Am. Bull., 91: 337–47.
132. *Briden J. C., Drewry D. J., Smith A. G.* (1974). Phanerozoic Equal-Area World Maps, J. Geol., 82: 555–574.
133. *Broecker W. S.* (1971). Calcite Accumulation Rates and Glacial to Interglacial Changes in Oceanic Mixing, in: The Late Cenozoic Glacial Ages, pp. 239–65, ed. K. K. Turekian, New Haven, Connecticut: Yale University Press.
134. *Broecker W. S.* (1974). Chemical Oceanography, New York: Harcourt, Brace, Jovanovich, Inc.
135. *Broecker W. S., Takahashi T.* (1978). The Relationship Between Lysocline Depth and in situ Carbonate Ion Concentration, Deep Sea Res., 25: 65–95.
136. *Broecker W. S., Turekian K. K., Heezen B.* (1958). The Relation of Deep-Sea Sedimentation Rates of Variations in Climate, Am. J. Sci., 256: 503–517.
137. *Broecker W. S., Van Donk J.* (1970). Insolation Changes, Ice Volumes, and the O^{18} Record in Deep-Sea Cores, Reviews of Geophys, and Space Phys., 8: 169–97.
138. *Brookfield M.* (1971). Periodicity of Orogeny, Earth and Planet. Sci. Lett., 12: 419–24.
139. *Brunner C. A.* (1978). Late Neogene and Quaternary Paleoceanography and biostratigraphy of the Gulf of Mexico (Unpublished doctoral thesis, University of Rhode Island) 341 pages.
140. *Bryan W. B., Moore J. G.* (1977). Compositional Variations of Young Basalts in the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley near Lat. 36°40′N, Geol. Soc. Am. Bull., 88: 556–70.
141. *Bryan W., Thompson G., Frey F.* (1979). Petrologic Character of the Atlantic Crust

from DSDP and IPOD Drill Sites, in: Maurice Ewing Series 2, pp. 273–84, ed. M. Talwani, C. G. Harrison and D. E. Hayes, Washington, D. C.: American Geophysical Union.

142. *Bryant W. R., Antoine J. W., Ewing M., Jones B.* (1968). Structure of Mexican Continental Shelf and Slope, Gulf of Mexico, Am. Assoc, Petrol. Geol. Bull., 52: 1204–28.
143. *Bryson R. A., Goodman B. M.* (1980). Volcanic Activity and Climatic Changes, Science 207: 1041–44.
144. *Buchardt B.* (1978). Oxygen Isotope Paleotemperatures from the Tertiary Period in the North Sea Area, Nature 275: 121–23.
145. *Buffler R. T., Watkins J. S., Dillon W. P.* (1979). Geology of the Offshore Southeast Georgia Embayment, U. S. Atlantic Continental Margin, Based on Multichannel Seismic Reflection Profiles, in: Geological and Geophysical Investigation of Continental Margins, ed. J. S. Watkins, L. Montadert, P. W. Dickerson, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 29.
146. *Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G.* (1965). The Fit of the Continents around the Atlantic, in: A Symposium on Continental Drift, A258, pp. 41–51, ed. P. M. S. Blackett, E. Bullard, and S. K. Runcorn, Philosophical Transaction, Royal Society of London.
147. *Bullard F. M.* (1976). Volcanoes of the Earth, Austin, Texas: University of Texas Press.
148. *Burckle L. H.* (1971). Correlation of Late Cenozoic Marine Sections in Japan and the Equatorial Pacific, Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S. 82: 117–28.
149. *Burckle L. H.* (1972). Late Cenozoic Planktonic Diatom Zones from the Eastern Equatorial Pacific, Beih. Zwr Nova Hedwegia, Helf, 39: 217–46.
150. *Burckle L. H.* (1976). Pleistocene Changes in the Antarctic Bottom Water Flow through the Vema Channel, EOS Trans. Am. Geophys. Union 57: 257.
151. *Burckle L. H., Akiba F.* (1978). Implications of Late Neogene Freshwater Sediment in the Sea of Japan, Geology 6: 123–27.
152. *Burckle L. H., Hays J. D.* (1966). Tertiary Sediments on Falkland Platform and Argentine Continental Slope, abstract, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 50: 607.
153. *Burckle L. H., Stanton D.* (1975). Distribution of Displaced Antarctic Diatoms in the Argentina Basin, Nova Hedwegia 53: 283–91.
154. *Burek P. T.* (1970). Magnetic Reversals: Their Application to Stratigraphic Problems, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54: 1120–39.
155. *Burke K.* (1979). The Edge of the Ocean: An Introduction, Oceanus, 22: 3–11.
156. *Burke K., Dewey J. F.* (1973). An Outline of Precambrian Plate Development, in: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, ed. D. H. Tarling and S. K. Runcorn, vol. 2, pp. 1035–45, New York: Academic Press.
157. *Burke K., Wilson J. T.* (1972). Is the African Plate Stationary? Nature 239: 387–90.
158. *Burns R. E., Andrews J. E.* (1973). Regional Aspects of Deep Sea Drilling in the Southwest Pacific, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 21, pp. 897–906, ed. R. E. Burns, J. E. Andrews, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
159. *Burns R. E., Andrews J. E., and others* (1973). Initial Reports of the Deep Sea Project, vol. 21, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
160. *Butler R. F., Lindsay E. H., Jacobs L. L., Johnson N. M.* (1977). Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary Boundary in the San Juan Basin, New Mexico, Nature, 267: 318–23.
161. *Cadot H. M., Schmus W. R., Van Kaesler R. L.* (1972). Magnesium in Calcite of Marine Ostracoda, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 3919–22.
162. *Calder N.* (1974). Restless Earth, British Broadcasting Corporation.
163. *Callahan J. E.* (1971). Velocity Structure and Flux of the Antarctic Circumpolar Current of South Australia, J. Geophys. Res., 76: 5859–70.
164. *Calvert S. E.* (1971). Nature of Silica Phases in Deep-Sea Cherts of the North Atlantic, Nature 234: 133–134 (London).
165. *Calvert S. E.* (1974). Deposition and Diagnosis of Silica in Marine Sediments, in: Pelagic Sediments on Land and Under the Sea, pp. 273–99, ed. K. J. Hsü and H. Jenkyns, Special Publication 1. Oxford: Blackweel.
166. *Cann J. R.* (1974). A. Model for Oceanic Crustal Structural Development, Geophys. J. R. Astr. Soc. 39: 169–87.
167. *Carder K. L., Beardsley G. F., Pak H.* (1971). Particle Size Distributions in the Eastern Equatorial Pacific. J. Geophys. Res., 76: 5070–77.
168. *Carey S. W.* (1958). A Tectonic Approach to Continental Drift, in: Continental Drift, A Symposium, pp. 177–355, ed. S. W. Carey, Hobart: University of Tasmania.
169. *Carter A. N.* (1978). Phosphatic Nodule Beds in Victoria and the Late Miocene-Pliocene Eustatic Event, Nature 276: 258–59.
170. *Casey R. E.* (1971). Radiolarians as Indicators of Past and Present Water Masses, in: The Micropaleontology of the Oceans, pp. 151–160, ed. B. M. Funnell, W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.

171. *Casey R. E.* (1972). Neogene Radiolarian Biostratigraphy and Paleotemperatures. The Experimental Mohole, Antarctic Core, E14-8, Paleo, Paleo, Paleo. 12: 115–30.
172. *Casey R. E., Partridge T. M., Sloan J. R.* (1971). Radiolarian Life Spans, Mortality Rates, and Seasonality Gained from Recent Sediment and Plankton Samples, in: Proc. II Plankt. Conf., 2, ed. A. Famnacci, pp. 159–65.
173. *Chamley H.* (1979). North Atlantic Clay Sedimentation and Paleoenvironment since the Late Jurassic, in: Maurice Ewing Series 3; ed. N. Talwani, W. Hay, W. B. F. Ryan, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
174. *Chappell J. M. A.* (1974). Geology of Coral Terraces, Huon Peninsula, New Guinea; A Study of Quanternary Tectonic Movements and Sea Level Changes, Geol. Soc. Am. Bull., 85: 553–70.
175. *Chappell J. M. A.* (1975). On Possible Relationships between Upper Quaternary Glaciations, Geomagnetism and Volcanism, Earth and Planet. Sci. Letts., 26: 370–76.
176. *Chase C. G.* (1972). The N-Plate Problem of Plate Tectonics, Geophys. J. R. Astr. Soc., 29: 117.
177. *Chave K. E.* (1965). Carbonates: Association with Organic Matter in Surface Seawater, Science 148: 1723–24.
178. *Chave K. E., Suess E.* (1970). Calcium Carbonate Saturation in Seawater: Effects of Organic Matter, Limnol. and Oceanog., 15: 633–37.
179. *Chen C. S.* (1965). The Regional Lithostratigraphic Analysis of Paleocene and Eocene Rocks of Florida, Florida Geol. Survey Bull., 45: 105.
180. *Chen C.* (1968). Zoogeography of the Cosomatous Pteropods in the West Antarctic Ocean, Nautilus 81: 94–101.
181. *Christensen N. I., Salisbury M. H.* (1975). Structure and Constitution of the Lower Oceanic Crust, Rev. Geophys. Space Phys., 13: 57–86.
182. *Christoffel D. A., Falconer R. H. K.* (1972). Marine Magnetic Measurements in the Southwest Pacific Ocean and the Identification of New Tectonic Features: Antarctic Oceanology II: The Australian–New Zealand Sector, in: Antarctic Research Series 19, pp. 197–209, ed. D. E. Hayes, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
183. *Chubb L. J.* (1957). The Pattern of Some Pacific Island Chains, Geol. Mag. Great Britain 94: 221–28.
184. *Ciesielski P. F., Ledbetter M. T., Ellwood B. B.* (1981). The Development of Antarctic Glaciation and the Neogene Paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank, Mar. Geol.
185. *Ciesielski P. F., Weaver F. M.* (1974). Early Pliocene Temperature Changes in the Antarctic Seas, Geology, 2: 511–16.
186. *Ciesielski P. F., Wise S. W., Jr.* (1977). Geologic History of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau (Southwest Atlantic Sector of the Southern Ocean) Based on Piston and Drill Cores, Mar. Geol., 25: 175–207.
187. *Cifelli R.* (1969). Radiation of the Cenozoic Planktonic Foraminifera, Syst. Zool., 18: 154–68.
188. *Cifelli R.* (1976). Evolution of Ocean Climate and the Record of Planktonic Foraminifera, Nature 264: 431–32.
189. *Cifelli R., Sachs K. N.* (1966). Abundance Relationship of Planktonic Foraminifera and Radiolaria, in: Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts 13: 731–53, New York: Pergamon Press.
190. *Cita M. B.* (1975). The Miocene/Pliocene boundary: History and Definition, in: Late Neogene Epoch Boundaries, Spec. Pub., 1, pp. 1–30, ed. T. Saito and L. H. Burckle, New York: Micropaleontology Press.
191. *Cita M. B.* (1976). Early Pliocene Paleoenvironment after the Messinian Salinity Crisis, VI. African Micropaleontol. Colloq., Tunis, 1974.
192. *Cita M. B., Ryan W. B. F.* (1979). Late Neogene Paleoenvironment: Interpretation of the Evolution of the Ocean Paleoenvironment, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projects, vol. 47, ed. U. von Rad, W. B. F. Ryan and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
193. *Claque D. A., Dalrymple G. B., Moberly R.* (1975). Petrography and K-Ar Ages of Dredged Volcanic Rocks from the Western Hawaiian Ridge and the Southern Emperor Seamount Chain, Geol. Soc. Am. Bull., 86: 991–98.
194. *Claque D. A., Jarrard R. D.* (1973). Pacific Plate Motion Deduced from the Hawaiian-Emperor Chain, Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1135–54.
195. *Clark D. L.* (1971). Arctic Ocean Ice Cover and Its Late Cenozoic History, Geol. Soc. Am. Bull., 82: 3313–24.
196. *Clark J. A., Lingle C. S.* (1979). Predicted Relative Sea-Level Changes (18000 Years B. P. to Present) Caused by Late-Glacial Retreat of the Antarctic Ice Sheet, Quat. Res., 11: 279–98.
197. *Clark S. P., Ringwood A. E.* (1964). Density Distribution and Constitution of the Mantle, Rev. Geophys. 2: 35–88.
198. Climar Project Members (1976). The surface of the Iceage Earth, Science 191: 1131–37.
199. *Cloud P. E., Jr.* (1959). Paleoecology–Retrospect and Prospect, J. Paleont. 33: 926–62.
200. *Cole J. W., Lewis K. B.* (1981). Evolution of

the Taupo – Hikurangi Subduction System, Tectonophysics 72: 1–22.
201. *Cooper A. K., Marlow M. S., Scholl D. W.* (1976). Mesozoic Magnetic Lineations in the Bering Sea Marginal Basin, J. Geophys. Res., 81: 1916–34.
202. *Corliss B. H.* (1979a). Recent Deep-Sea Benthonic Foraminiferal Distributions in the Southeast Indian Ocean: Inferred Bottom-Water Routes and Ecological Implications. Mar. Geol., 31: 115–38.
203. *Corliss B. H.* (1979b). Response of Deep-Sea Benthonic Foraminifera to Development of the Psychrosphere Near the Eocene/Oligocene Boundary, Nature 282: 63–65.
204. *Corliss J. B. and others* (1979). Submarine Thernal Springs on the Galapagos Rift, Science 203: 1073–83.
205. *Cowan D. S., Silling R. M.* (1978). A Dynamic, Scaled Model of Accretion at Trenches and Its Implications for the Tectonic Evolution of Subduction Complexes, J. Geophys. Res., 83, 5389–96.
206. *Cox A.* (1969). Geomagnetic reversals, Science, 163: 237–44.
207. *Cox A., ed.* (1973). Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals, San Francisco: W. H. Freeman and Company.
208. *Cox A., Dalrymple G. B., Doell R. R.* (1967). Reversals of the Earth's Magnetic Field, Scientific American 216: 44–54.
209. *Cox K. E., Bell J. D., Parkhurst R. J.* (1979). The Interpretation of Igneous Rocks, London: George Allens and Unwin.
210. *Craddock C., Hollister C. D.* (1976). Geologic Evolution of the Southeast Pacific Basin, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 35, p. 723, ed. C. Craddock, C. D. Holister, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
211. *Craig H.* (1957). Isotopic Standards for Carbon and Oxygen and Correction Factors for Mass-Spectrometric Analysis of Carbon Dioxide, Geochim. et Cosmochim. Acta, 12: 133–48.
212. *Craig H., Gordon L. I.* (1965). Deuterium and Oxygen-18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere, Proc. Spoleto Conf. on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures 2: 1–87.
213. *Cranwell L. M., Harrington J. H., Speden I. G.* (1960). Lower Tertiary Microfossils from McMurdo Sound, Antarctica, Nature 186: 700.
214. *Creager J. S., Scholl D. W., and others* (1973).. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. 19, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
215. *Cronan D. S.* (1974). Authigenic Minerals in Deep-Sea Sediments, in: The Sea, Marine Chemistry, vol. 5, pp. 491–526, ed. E. D. Goldberg, New York: Wiley-Interscience.
216. *Cronan D. S.* (1975). Manganese Nodules and Other Ferro-Manganese Oxide Deposits from the Atlantic Ocean, J. Geophys. Res., 80: 3831–37.
217. *Cronan D. S.* (1976). Manganese Nodules and Other Ferro-Manganese Oxide Deposits, in: Chemical Oceanography, vol. 5, pp. 217–63, ed. J. P. Riley and R. Chester, New York: Academic Press.
218. *Cronan D. S.* (1977). Deep-Sea Nodules: Distribution and Geochemistry, in: Marine Manganese Deposits, pp. 11–44, ed. G. P. Glasby, Amsterdam: Elsevier.
219. *Crowell J. C.* (1974). Origing of Late Cenozoic Basins in Southern California, in: Tectonics and Sedimentation, pp. 190–204, ed. W. R. Dickinson, SEPM Special Publication 22.
220. *Crowell J. C., Frakes L. A.* (1970). Phanerozoic Glaciation and the Causes of Ice Ages, Am. J. Sci., 268: 193.
221. *Curray J. R.* (1964). Transgression and regression, in: Papers in Marine Geology, Shepard Commemorative Volume, pp. 175–203, ed. R. C. Miller, New York: Macmillan.
222. *Curray J. R.* (1965). Late Quaternary History, Continental Shelves of the United States, in: The Quaternary of the United States, pp. 723–735, ed. H. E. Wright Jr., and D. G. Frey, Princeton, New Jersey: Princeton University Press.
223. *Curray J. R.* (1969). Shore Zone Sand Bodies: Barriers, Cheniers, and Beach Ridges, in: The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application to the Geological Record, ed. D. J. Stanley, JC11-1-JC11-19, Washington, D. C.: American Geological Institute.
224. *Curray J. R.* (1969). History of Continental Shelves, in: The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application to the Geological Record, pp. JC 6–1JC–6–7, ed. D. J. Stanley, Washington, D. C.: American Geological Institute.
225. *Curray J. R.* (1977). Modes of Emplacement of Prospective Hydrocarbon Reservoir Rocks of Outer Continental Marine Environments, in: Geology of Continental Margins, pp. E1-E14, Course Notes, Series 5, AAPG Continuing Education.
226. *Curray J. R., Emmel F. J., Moore D. G., Raitt R. W.* (1981). Structure, Tectonics and Geological History of the Northeastern Indian Ocean, in: Ocean Basins and Margins, The Indian Ocean, vol. 6, ed. A. E. M. Nairn and F. G. Stehli, New York: Plenum Press.
227. *Curray J. R., Moore D. G.* (1971). Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and Denudation of the Himalayas, Geol. Soc. Am. Bull., 82: 565–72.
228. *Curray R. P.* (1966). Glaciation about

3 000 000 years ago in the Sierra Nevada, Science, 154: 770–71.
229. *Damon P.E.* (1968). The Relationship between Terrestrial Factors and Climate, Meterol. Mono., 8: 106–11.
230. *Damon P.E.* (1971). The Relationship between Late Cenozoic Volcanism and Tectonism and Orogrnic-Epirogenic Periodicity, in: Late Cenozoic Glacial Ages, pp. 15–36, ed. K.K. Turekian, New Haven, Connecticut: Yale University Press.
231. *Damuth J.E., Kumar N.* (1975). Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age and Growth Pattern, Geol. Soc. Am. Bull. 86: 863–78.
232. *Dana J.D.* (1885). Origin of Coral Reefs and Islands, Series 3, Am. J. Sci., 30: 89–105, 169–91.
233. *Darwin C.* (1842). The Structure and Distribution of Coral Reefs, London: Smith, Elder (Reprinted in 1962 by University of California Press, Berkeley–Los Angeles, California.)
234. *Darwin C.* (1846). An Account of the Fine Dust Which Often Falls on Vessels in the Atlantic Ocean, Q.J. Geol. Soc. London 2: 26–30.
235. *Davies T.A., Gorsline D.S.* (1976). Oceanic Sediments and Sedimentary Process, in: Chemical Oceanography, Part 5 (2nd. ed), pp. 1–80, ed. J.P. Riley and R. Chester, New York: Academic Press.
236. *Davies T.A., Hay W.W., Southam J.R., Worsley T.R.* (1977). Estimates of Cenozoic Oceanic Sedimentary Rates, Science 197: 53–55.
237. *Davies T.A., Kidd R.B.* (1977). Sedimentation in the Indian Ocean Through Time, in: Indian Ocean Geology and Biostratigraphy, pp. 61–85, eds. J.R. Heirtzler and others, Washington, D.C.: American Geophysical Union.
238. *Davies T.A., Laughton A.S.* (1972). Sedimentary Process in the North Atlantic, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 12, pp. 905–34, ed. A.S. Laughton, W.A. Berggren, and others, Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
239. *Davies T.A., Musich L.F., Woodbury P.B.* (1977). Automated Classification of Deep-Sea Sediments, J. Sediment. Petrol. 47: 650–56.
240. *Davies T.A., Supko P.R.* (1973). Oceanic Sediments and Their Diagenesis: Some Examples from Deep Sea Drilling, J. Sediment. Petrol., 43: 381–90.
241. *Davies T.A., Worsley T.R.* (1981). Paleoenvironmental Implications of Oceanic Carbonate Sedimentation Rates, in: SEPM Spec. Pub., ed. R. Douglas and E. Winterer.
242. *Davis R.A., Jr.* (1978). Beach and Nearshore Zone, in: Coastal Sedimentary Environments, ed. R.A. Davies, Jr., New York: Springer-Verlag.
243. *Davis R.A., Jr., and Fox W.T.* (1972). Coastal Processes and Nearshore Sand Bars, J. Sediment. Petrol., 42: 401–412.
244. *De Beaumont E.* (1845). Leçons de Geologie Pratique: 7 me Leçon-Lévees de sables etgalets pp. 223–252, Paris.
245. *Defant S.* (1961). Physical Oceanography, vol. 1, New York: Pergamon Press.
246. *Degens E.T., Ross D.A.* (1972). Chronology of the Black Sea over the Past 25 000 Years, Chem. Geol., 20: 1–16
247. *deMaster D.J.* (1979). The Marine Budgets of Silica and ^{32}Si (Unpublished doctoral dissertation, Yale University).
248. *Denton G.H., Armstrong R.L., Stuiver M.* (1971). The Late Cenozoic Glacial History of Antarctica, in: The Late Cenozoic Glacial Ages, pp. 267–306, ed. K.K. Turekian, New Haven, Connecticut: Yale University Press.
249. *Detrick R.S., Sclater J.G., Thiede J.* (1977). The Subsidence of Aseismic Ridges, Earth and Planet. Sci. Lett., 34; 185–96.
250. *Dewey J.F.* (1972). Plate tectonics, Scientific American 266: 56–68.
251. *Dewey J.F.* (1980). Collisional Zones, in: Internationales Alfred-Wegener Symposium, Kurzfassungen der Beitrage, p. 35, ed. U. Dornsiepen and V. Haak, Berlin: Verlag von Dietrich Reimer.
252. *Dewey J.F., Bird J.M.* (1970). Mountain Belts and the New Global Tectonics, J. Geophys. Res., 75: 2625–47.
253. *Dickinson K.A., Berryhill H.L., Holmes C.W.* (1972). Criteria for Recognizing Ancient Barrier Coastlines, in: Recognition of Ancient Sedimentary Environments, pp. 192–214, ed. J.K. Rigby and W.H. Hamblin, SEPM Spec. Pub. 16.
254. *Dickinson W.R.* (1973). Widths of Modern Arc-Trench Gaps Proportional to Past Durantion of Igneous Activity in Associated Magnetic Arcs, J. Geophys. Res., 78: 3378–89.
255. *Dickinson W.R.* (1974). Plate Tectonics and Sedimentation, in: Tectonics and Sedimentation, pp. 1–27, ed. W.R. Dickinson, SEPM Spec. Pub. 22.
256. *Dickinson W.R.* (1977). Tectono-Stratigraphic Evolution of Subduction- Controlled Sediment Assemblages, in: Maurice Ewing Series 1, pp. 33–40, Washington, D.C.: American Geophysical Union.
257. *Dickinson W.R., Hatherton T.* (1967). Andesitic Volcanism and Seismicity around the Pacific, Science 157: 801–803.
258. *Dickinson W.R., Seely D.R.* (1979). Structure and Stratigraphy of Forearc Regions, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63: 2–31.
259. *Dietrich G.* (1963). General Oceanography, New York: John Wiley.
260. *Dietz R.S.* (1952). Geomorphic Evolution of Continental Terrace, Continental Shelf and Slope, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 36: 1802–19.

261. *Dietz R. S.* (1961). Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor, Nature 190: 854–57.
262. *Dietz R. S., Holden J. C.* (1970). Reconstruction of Pangaea: Breakup and Dispersion of Continents, Permian to Present, J. Geophys. Res., 75: 4939–56.
263. *Dill R. F.* (1969). Submerged Barrier Reefs on the Continental Slope North of Darwin, Australia, Abstracts with Programs for 1969, pt. 7, pp. 264–266, Boulder, Colorado: Geological Society of America.
264. *Dillon W. P., Oldale R. N.* (1979). Late Quaternary Sea-Level Curve: Reinterpretation Based on Glaciotectonic Influence, Geology, 6: 56–60.
265. *Dillon W. P., Paull C. K., Buffler R. T., Fail J. P.* (1978). Structure and Development of the Southeast Georgia Embayment and Northern Blake Plateau: Preliminary Analysis, in: Geological and Geophysical Investigations, pp. 27–41, American Association Petroleum Geologists Memoir 29.
266. *Dingle R. V., Scrutton R. A.* (1974). Continental Breakup and the Development of Post-Paleozoic Sedimentary Basins around Southern Africa, Geol. Soc. Am. Bull., 85: 1467–74.
267. *Dobrin M. B.* (1976). Introduction to Geophysical Prospecting, New York: McGraw-Hill.
268. *Dolan R., Hayden B., Lins H.* (1980). Barrier Islands, Am. Sci. 68: 16–25.
269. *Donn W. L., Shaw D. M.* (1977). Model of Climate Evolution based on Continental Drift and Polar Wandering, Geol. Soc. Am. Bull. 88: 390–396.
270. *Dorman F. H.* (1968). Some Australian Oxygen Isotope Temperatures and a Theory for a 30-Million-Year World Temperature Cycle, J. Geol. 76: 297–313.
271. *Dott R. H., Jr., Batten R. L.* (1971). Evolution of the Earth, New York: McGraw-Hill.
272. *Douglas R. G., Savin S. M.* (1973). Oxygen and Carbon Isotope Analysis of Cretaceous and Tertiary Foraminifera from the Central North Pacific, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 17, pp. 591–605, ed. E. L. Winterer, J. I. Ewing, and others. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
273. *Douglas R. G., Savin S. M.* (1975). Oxygen and Carbon Isotope Analyses of Tertiary and Cretaceous Microfossils from Shatsky Rise and Other Sites in the North Pacific Ocean, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 22, pp. 502–20, ed. R. L. Larson, R. Moberly, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
274. *Douglas R. G., Savin S. M.* (1978). Oxygen Isotopic Edivence for the Depth Stratification of Tertiary and Cretaceous Planktonic Foraminifera, Mar. Micropaleo 3: 175–96.
275. *Drake C. L., Burk C. A.* (1974). Geological Significance of Continental Margins, in: The Geology of Continental Margins, pp. 3–10, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.
276. *Drake C. L., Ewing M., 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, vol. 3, pp. 110–98, New York: Pergamon Press.
277. *Drake C. L., Imbrie J., Knauss J. A., Turekian K. K.* (1978). Oceanography, New York: Holt, Rinehart и Winston.
278. *Duncan R. A.* (1981). Hotspots in the Southern Oceans–An Absolute Frame of Reference for Motion of the Gondwana Continents, Tectonophysics, 74: 29–42.
279. *Duplessy J. C.* (1972). La Geochimie des Isotopes Stables du Carbone dans la Mer (Unpublished doctoral thesis, University of Paris, France).
280. *Duplessy J. C.* (1978). Isotope Studies, in: Climatic Change, ed. J. Gribbin, Cambridge: Cambridge University Press.
281. *Dutoit A. L.* (1937). Our Wandering Continents, Edinburgh: Oliver and Boyd.
282. *Eaton G. P.* (1964). Windborne Volcanic Ash, A Possible Index to Polar Wandering, J. Geol. 72: 1–35.
283. *Edmond J. M.* (1974). On the Dissolution of Carbonate and Silicate in the Deep Ocean, Deep-Sea Res., 21: 455–80.
284. *Edmond J. M.* (1980). Ridge Crest Hot Springs: The Story So Far, EOS 61: 129–131, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
285. *Edmond J. M., and others* (1979). On the Formation of Metal-Rich Deposits at Ridge Crests, Earth and Planet. Sci. Letts., 46: 19–30.
286. *Edwards A. R.* (1968). The Calcareous Nannoplankton Evidence for New Zealand Tertiary Marine Climate, Tuatara, 16: 26.
287. *Edwards A. R.* (1979). Classification of Marine Paleoenvironments, Geol. Soc. N. Z. Newsletter 48: 18.
288. *Ekman V. W.* (1902). On Jordrotationens Inverkan På Vindströmmar I. Hafvet, Nyt. Mag. f. Naturvid., 40, Kristiania.
289. *Elasser W. M.* (1971). Sea-Floor Spreading as Thermal Convection, J. Geophys. Res., 76: 1101–12.
290. *Elliott T.* (1979). Clastic Shorelines, In: Sedimentary Environments and Facies, pp, 143–77, ed. H. G. Reading, New York: Elsevier.
291. *Ellis D. B., Moore T. C., Jr.* (1973). Calcium Carbonate, Opal and Quartz in Holocene Pelagic Sediments and the Calcite Compensation Level in the South Atlantic Ocean, J. Mar. Res. 31: 210–27.
292. *Ellwood B. B., Ledbetter M. T.* (1979). Paleocurrent Indicators in Deep-Sea Sediment, Science 203: 1335–37.

293. *Embley R. W.* (1975). Studies of Deep-Sea Sedimentation Processes using High-Frequency Seismic Data (Unpublished doctoral Dissertation, Columbia University) 334 pages.
294. *Emery K. O.* (1960). The Sea Southern California, A Modern Habitat of Petroleum, New York: John Wiley.
295. *Emery K. O.* (1968). Relict Sediments on Continental Shelves of World, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 52: 445–464.
296. *Emery K. O.* (1969). The Continental Shelves, Scientific American 221: 106–22.
297. *Emery K. O.* (1977). Structure and Stratigraphy of Divergent Continental Margins, in: Geology of Continental Margins, pp. B1–B20, Short Course, American Association of Petroleum Geologists.
298. *Emery K. O.* (1980). Continental Margins–Classification and Petroleum Prospects, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 64: 297–315.
299. *Emery K. O., Garrison L. E.* (1967). Sea Levels 7000 to 20 000 Years Ago, Science 157: 684–87.
300. *Emery K. O., Skinner B. J.* (1977). Mineral Deposits of the Deep-Ocean Floor, Mar. Mining 1: 1–71.
301. *Emery K. O., Uchupi E.* (1972). Western North Atlantic Ocean: Topography, Rocks, Structure, Water, Life and Sediments, Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, No. 17.
302. *Emery K. O., and others* (1970). Continental Rise off Eastern North America, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 54: 44–108.
303. *Emiliani C.* (1954). Depth Habitats of Some Species of Pelagic Foraminifera as Indicated by Oxygen Isotope Ratios, Am. J. Sci., 252: 149–58.
304. *Emiliani C.* (1961). The Temperature Decrease of Surface Sea-Water in High Latitudes and of Abyssal-Hadal Water in Open Oceanic Basins During the Past 75 Million Years, Deep Sea Res., 8: 144–147.
305. *Emiliani C.* (1964). Paleotemperature Analysis of the Caribbean Cores A254-BR-C and CP-28, Geol. Soc. Am. Bull. 75: 129–144.
306. *Emiliani C.* (1971). The Amplitude of Pleistocene Climatic Cycles at Low Latitudes and the Isotopic Composition of Glacial Ice, in: The Late Cenozoic Glacial Ages, pp. 183–197, ed. K. K. Turekian, New Haven, Connecticut: Yale University Press.
307. *Emiliani C.* (1980). Death and Renovation at the End of the Mesozoic, EOS, 61: 505–506, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
308. *Emiliani C., Milliman J. D.* (1966). Deep-Sea Sediments and Their Geological Record, Earth-Sci. Rev., 1: 105–132.
309. *Emiliani C., Rooth C., Stipp J. J.* (1978). The Late Wisconsin Flood into the Gulf of Mexico, Earth and Planet. Sci. Letts., 41: 159–62.
310. *Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G.* (1965). Chemical Characteristics of Ocean Basalts and the Upper Miocene, Geol. Soc. Am. Bull., 76: 719–734.
311. *Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C.* (1961). Atlantic Deep-Sea Sediment Cores, Geol. Soc. Am. Bull. 72: 193–286.
312. *Ericson D. B., Wollin G.* (1956). Correlation of Six Cores from the Equatorial Atlantic and the Caribbean, Deep Sea Res., 3: 104–25.
313. *Ericson D. B., Wollin G.* (1964). The Deep and The Past, New York: Knopf.
314. *Estes R., Hutchinson J. M.* (1980). Eocene Lower Vertebrates from the Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago, Paleo. Paleo. Paleo. 30: 325–47.
315. *Ewing J.* (1963). Elementary Theory of Seismic Refraction and Reflection Measurements, in: The Sea, vol. 3, pp. 3–19, ed. M. N. Hill, New York: Wiley-Interscience.
316. *Ewing J. I., Edgar N. T., Antoine J.* (1970). Structure of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea, in: The Sea, vol. 4, pt. II, pp. 321–58, ed. A. E. Maxwell, New York: Wiley-Intersience.
317. *Ewing J., Ewing M.* (1967). Sediment Distribution on the Mid-Ocean Ridges with Respect to Spreading of the Sea Floor, Science 156: 1590–92.
318. *Ewing J., Ewing M.* (1970). Seismic Reflections, in: The Sea, vol. 4, pt. 1, pp. 1–52, ed. A. E. Maxwell, New York: Wiley-Interscience.
319. *Ewing J. I., Ewing M., Aitken T., Ludwig W. J.* (1968). North Pacific Sediment Layers Measured by Seismic Profiling, Am. Geophys. Union Geophys. Mon., 12, 147–73.
320. *Ewing J., Worzel J. L., Ewing M., Windesch C. C.* (1966). Ages of Horizon A and Oldest Atlantic Sediments, Science 154: 1125–32.
321. *Ewing M.* (1965). The Sediments of the Argentine Basin, Quat. J. Ros. Astr. Soc., 6: 10–27.
322. *Ewing M., Ericson D. B., Heezen B. C.* (1958). Sediments and Topography of the Gulf of Mexico, in: Habitat of Oil, A Symposium, pp. 975–1053, ed. L. G. Weeks, American Association of Petroleum Geologists.
323. *Ewing M., Heezen B. C.* (1956). Some Problems of Antarctic Submarine Geology, Geophys. Mon. 1: 75–81.
324. *Ewing M., Heezen B. C.* (1960). Continuity of the Mid-Oceanic Ridge and Rift Valley in the Southwestern Indian Ocean Confirmed, Science 131: 1677–79.
325. *Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. I.* (1964). Sediment Distribution in the Oceans: The

Argentine Basin, J. Geophys. Res., 71: 1611–36.
326. *Ewing M., Sutton G. H., Officer C. B.* (1954). Seismic Refraction Measurements in the Atlantic Ocean, Part VI: Typical Deep Stations, North Atlantic Basin, Bull. Seis. Soc. Am., 44: 21–38.
327. *Ewing M., Thorndike E. M.* (1965). Suspended Matter in Deep Ocean Water, Science, 147: 1291–94.
328. *Fairbridge R. W.* (1960). The Changing Level of the Sea, Scientific American 202: 70–79.
329. *Fairbridge R. W.* (1961). Eustatic Changes in Sea Level, Phys. Chem. Earth, 4: 99–185.
330. *Fairbridge R. W., ed.* (1966). The Encyclopedia of Oceanography: Encyclopedia of Earth Science Series, vol. 1, New York: Reinhold.
331. *Faure G.* (1977). Principles of Isotope Geology, New York: John Wiley.
332. *Fischer A. G.* (1975). Tethys, in: Geol. of Italy, vol. 1, pp. 1–9, ed. C. H. Squyres, Tripoli, Libyan Arab Republic: Earth Sci. Society.
333. *Fischer A. G., Arthur M. A.* (1977). Secular Variations in the Pelagic Realm, pp. 19–50, SEPM Spec. Pub. No 25.
334. *Fischer A. G., and others* (1970). Geological History of the Western North Pacific, Science 168: 1210–14.
335. *Fisher O.* (1889). Physics of the Earth's Crust, 2nd ed. London: MacMillan.
336. *Fisher R. V.* (1964). Maximum Size, Median Diameter, and Sorting of Tephra, J. Geophys. Res., 69: 341–55.
337. *Fleming C. A.* (1962). New Zealand Biogeography – A Paleontologist's Approach, Tuatara 10: 53–108.
338. *Fleming C. A.* (1975). The Geological History of New Zealand and Its Biota, in: Biogeography and Ecology in New Zealand, ed. C. Kuschel and W. Junk, The Hague: Dr. W. Junk, b. v.
339. *Flood R.* (1978). Studies of Deep Sea Sedimentary Microtopography in the North Atlantic Ocean (Unpublished doctoral dissertation, Woods Hole Oceanographic Institution and Massachusetts Institute of Technology).
340. *Folger D. W.* (1970). Wind Transport of Land-Derived Mineral, Biogenic, and Industrial Matter over the North Atlantic, Deep Sea Res., 17: 337–52.
341. *Folger D. W., and others* (1979). Evolution of the Atlantic Continental Margin of the United States, in: Maurice Ewing Series 3, pp. 87–108, eds. M. Talwani, W. Hay, and W. B. F. Ryan, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
342. *Forbes E.* (1846). On the Connection Between the Distribution of the Existing Fauna and Flora of the British Isles, and the Geological Changes which Affected Their Area, Especially during the Epoch of the Northern Drift, Geol. Surv. Gt. Brit. Mem., 1: 336–42.
343. *Fordyce R. E.* (1977). The development of the Circum-Antarctic Current and the Evolution of the Mysticeti (Mammalia – Cetacea), Paleo. Paleo. Paleo, 21: 265–71.
344. *Forsyth D., Uyeda S.* (1975). On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion, Geophys. J. R. Astr. Soc., 43: 163–200.
345. *Foster R. J.* (1974). Eocene Echinoids and the Drake Passage, Nature 249: 751.
346. *Fox P. J., Opdyke N. D.* (1973). Geology of the Oceanic Crust: Magnetic Properties of Oceanic Rocks, J. Geophys. Res., 78: 5139–54.
347. *Frakes L. A., Kemp E. M.* (1972). Tertiary Climate-Influence of Continental Positions, Nature 240: 97–99.
348. *Frakes L. A., Kemp E. M.* (1973). Paleogene Continental Positions and Evolution of Climate, in: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, vol. 1, p. 539, ed. D. H. Tarling and S. K. Runcorn, New York: Academic Press.
349. *Francheteau J., Le Pichon X.* (1972). Marginal Fracture Zones as Structural Framework of Continental Margins in South Atlantic Ocean, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 56: 991–1007.
350. *Francheteau J., Sclater J. C., Menard H. W.* (1970). Pattern of Relative Motion from Fracture Zone and Spreading Rate Data in the Northeastern Pacific, Nature 219: 1328–33.
351. *Francis T. J. G., Shor G. G., Jr.* (1966). Seismic Refraction Measurements from the Northwest Indian Ocean, J. Geophys. Res., 71: 427–49.
352. *Franks S., Nairn A. E. M.* (1973). The Equatorial Marginal Basins of West Africa, in: The Ocean Basins and Margins, vol. 1, The South Atlantic, pp. 301–350, ed. A. E. M. Nairn and F. G. Stehli, New York: Plenum Press.
353. *Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G.* (1974). Atlantic Ocean Floor: Geochemistry and Petrology of Basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project, J. Geophys. Res., 79: 5507–27.
354. *Friedman G. M., Sanders J. F.* (1978). Principles of Sedimentology, New York: John Wiley.
355. *Funnell B. M.* (1967). Foraminifera and Radiolaria as Depth Indications in the Marine Environment, Mar. Geol., 15: 33–47.
356. FUSOD (The Future of Scientific Ocean Drilling) (1977). Report of the Subcommittes of the JOIDES Executive Committee, Woods Hole, Massachusetts, March, 1977.
357. *Gaardner K.* (1971). Comments of the Distribution of Coccolithophorids in the

Oceans, in: The Micropaleontology of Oceans, pp. 97–102, ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.
358. *Gansser A.* (1964). Geology of the Himalayas, New York: Wiley-Interscience.
359. *Gardner J. V.* (1975). Late Pleistocene Carbonate Dissolution Cycles in the Eastern Equatorial Atlantic, Cushman Found. Foram. Res. Spec. Pub. 13: 129–141.
360. *Gardner W. D.* (1978). Fluxes, Dynamics, and Chemistry of Particulates in the Ocean (Unpublished doctoral dissertation, Woods Hole Oceanographic Institution and Massachusetts Institute of Technology).
361. *Garrels R. M., MacKenzie F. T.* (1971). Evolution of Sedimentary Rocks, New York: W. W. Norton and Company.
362. *Garrison L. E., McMaster R. L.* (1966). Sediments and Geomorphology of the Continental Shelf Off Southern New England, Mar. Geol., 4: 273–89.
363. *Gartner S.* (1977). Nannofossils and Biostratigraphy: An Overview, Earth Sci. Rev., 13: 227–50.
364. *Gartner S., Keany J.* (1978). The Terminal Cretaceous Event: A Geologic Problem with an Oceanographic Solution, Geology 6: 708–12.
365. *Gaskin D. E.* (1976). The Evolution, Zoogeography and Ecology of Cetacea, Oceanog. Mar. Biol. Ann. Rev., 14: 247–346.
366. *Geitzenauer K. R.* (1969). Coccoliths as Late Quaternary Paleoclimatic Indicators in the Subantarctic Pacific Ocean, Nature 223: 170–72.
367. *Geitzenauer K. R., Margolis S. V., Edwards D. S.* (1968). Evidence Consistent with Eocene Glaciation in a South Pacific Deep-Sea Sedimentary Core, Eath and Planet. Sci. Letts., 4: 173.
368. *Geitzenauer K. R., Roche M. B., Mcintyre A.* (1976). Modern Pacific Cocolith Assemblages: Derivation and Application to Late Pleistocene Paleotemperature Analysis, in: Geol. Soc. of Am. Memoir 145, pp. 423–48, ed. R. M. Cline and J. D. Hays.
369. *Cemeinhardt K.* (1934). Die Silicoflagellaten des Süd-Atlantischen Ozeans, Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlantischen Exped. "Meteor", 1925–1927, 12: 274–312.
370. *Gibbs R. J.* (1967). The Geochemistry of the Amazon River System: Part 1. The Factors that Control the Salinity and the Composition and Concentration of the Suspended Solids, Geol. Soc. Am. Bull. 78: 1203–32.
371. *Gibbs R. J.* (1977). Suspended Sediment Transport, and the Turbidity Maximum, in: Estuaries, Geophysics and the Environment, p. 104, ed. P. E. Abelson and others, Washington, D. C.: National Academy of Science.
372. *Gibson T. G., Towe K. M.* (1971). Eocene Volcanism and the Origin of Horizon A, Science 172: 152–54.
373. *Gilbert G. K.* (1885). The Topographic Features of Lake Shores, Fifth Annual Report, pp. 69–123, U. S. Geological Survey.
374. *Ginsburg R. N.* (1957). Early Diagenesis and Lithification of Shallow-Water Carbonate Sediments in South Florida, in: Regional Aspects of Carbonate Deposition, pp. 80–100, ed. R. J. Leblanc and J. G. Breeting, SEPM Publication 5.
375. *Ginsburg R. N., ed.* (1972). South Florida Carbonate Sediments, in: Sedimentation II, p. 72, Coral Gables, Florida: University of Miami.
376. *Glasby G. P.* (1971). The Influence of Aeolian Transport of Dust Particles on Marine Sedimentation in the Southwest Pacific, J. Roy. Soc. N. Z., 1: 285–300.
377. *Glasby G. P.* (1973). Manganese Depositis of Variable Composition from North of the Indian-Antarctic Ridge, Nat. Phy. Sci., 242: 106–107.
378. *Glass B. P.* (1967). Microtektites in Deep-Sea Sediments, Nature 214: 372–74.
379. *Glass B. P.* (1969). Chemical Composition of Ivory Coast Microtektites, Geochim. Cosmochim. Acta 33: 1135.
380. *Glass B. P.* (1972). Australasian Microtektites in Deep-Sea Sediments, in: Antarctic Oceanology II, The Australian – New Zealand Sector, pp. 345–48, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
381. *Glass B. P., Swincki M. B., Zwort P. A.* (1979). Australasian, Ivory Coast and North American Tektite Strewnfields: Size, Mass and Correlation with Geomagnetic Reversals and Other Earth Events, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th, pp. 2535–45.
382. *Goll R. M., Björklund K. R.* (1971). Radiolaria in Surface Sediments of the North Atlantic Ocean, Micropaleo., 17: 434–457.
383. *Goll R. M., Björklund K. R.* (1974). Radiolaria in Surface Sediments of the South Atlantic, Micropaleo., 20: 38–75.
384. *Goodell H. G. and others* (1973). Marine Sediments of the Southern Oceans, Antarctic Map Folio Series, Folio 17, New York: American Geographical Society, 18 pages.
385. *Gordon A. L.* (1971a). Comment on the Weddell Sea Produced Antarctic Bottom Water, J. Geophys. Res., 76: 5913–14.
386. *Gordon A. L.* (1971b). Oceanography of Antarctic Waters, Antarctic Research Series, vol. 15, pp. 169–203, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
387. *Gordon A. L.* (1971c). Recent Physical Oceanographic Studies of Antarctic Waters, in: Research in the Antarctic, Publ. 93, pp. 609–629, ed. L. O. Quam, Washington, D. C.: American Association for the Advancement of Science.

388. *Gordon A. L.* (1975). An Antarctic Oceanographic Section along 170°E, Deep Sea Res., 22: 357–77.
389. *Gorsline D. S.* (1978). Anatomy of Margin Basins – Presidential Address, J. Sediment. Petrol. 48: 1055–68.
390. *Gorsline D. S., Swift D. J. P., ed.* (1977). Shelf sediment dynamics: A national overview, Report of a workshop held in Vail, Colorado, Nov. 2–6, 1976.
391. *Green D. H.* (1970). The Origin of Basaltic and Nephelinitic Magmas, Trans. Leicester Lit. Philos. Soc., 64: 26–54.
392. *Green D. H., Ringwood A. E.* (1967). The genesis of basaltic magmas, Contr. Mineral. Petrol. 15: 103–90.
393. *Green D. H., Ringwood A. E.* (1968). Crystallization of Basalt and Andesite Under High Pressure Hydrous Conditions, Earth Planet. Sci. Letts. 3: 481–489.
394. *Greiner G. O. G.* (1970). Distribution of Major Benthonic Foraminiferal Groups on the Gulf of Mexico Continental Shelf, Micropaleo. 16: 83–101.
395. *Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.* (1968). The Distribution of Clay Minerals in the World Oceans, Deep Sea Res. 15: 433–59.
396. *Gross M. G.* (1972). Sediment-associated Radionuclides from the Columbia River, in: The Columbia River Estuary and Adjacent Ocean Waters; Bioenvironmental Studies, pp. 736–754, eds. A. T. Pruter and D. L. Alverson, Seatlle: University of Washington Press.
397. *Gross M. G.* (1977). Oceanography – A View of the Earth, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice Hall, Inc.
398. *Grow J. A.* (1973). Crustal and Upper Mantle Structure of the Central Aleutian Arc, Geol. Soc. Am. Bull., 84: 2169–92.
399. *Grow J. A., Mattick R. E., Schlee J. S.* (1979). Multichannel Seismic Depth Sections and Internal Velocities onver the Continental Shelf and Upper Continental Slope Between Cape Hatteras and Cape Cod, in: Geological and Geophysical Invest. of Continental Margins, Amer. Assos. Petrol. Geol. Memoir, 29.
400. *Guilcher A.* (1958). Coastal and Submarine Morphology, New York: John Wiley.
401. *Guinasso N. L., Schink D. R.* (1975). Quantitative Estimates of Biological Mixing Rates in Abyssal Sediments, J. Geophys. Res., 80: 3032–43.
402. *Gutenberg B.* (1941). Changes in Sea Level, Postglacial Uplift, and Mobility of the Earth's Interior, Geol. Soc. Am. Bull., 52: 721–72.
403. *Gutenberg B.* (1959). Physics of the Earth's Interior, New York: Academic Press.
404. *Gutenberg B., Richter C. F.* (1954). Seismicity of the Earth and Associated Phenomena (2nd. ed.), Princeton, N. J.: Princeton University Press.
405. *Haeckel E.* (1862). Die Radiolarien, Eine Monographie, Berlin: Reiner.
406. *Haeckel E.* (1887). Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the Years 1873–76, in: Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger, vol. 18, ed. Sir C. W. Thompson and J. Murray, London: Her Majesty's Government.
407. *Haecker V.* (1907). Altertümliche Spharellarien und Crytellarien aus Grossen Meerestiensten, Archio Protistenk, 10: 114–26.
408. *Hajos M.* (1976). Upper Eocene and Lower Oligocene Diatomaceae, Archaemonadaceae and Silicoflagellatae in Southwestern Pacific Sediments, DSDP Leg 29, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 35, pp. 817–83, eds. C. D. Hollister, C. Craddock and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
409. *Hall J. M., Robinson P. T.* (1979). Deep Crustal Drilling in the North Atlantic Ocean, Science, 204: 573–86.
410. *Hallam A.* (1963). Major Epeirogenic and Eustatic Changes since the Cretaceous, and Their Possible Relationships to Crustal Structure, Am. J. Sci., 261: 397–423.
411. *Hallam A.* (1975). Jurassic Environments, Cambridge, England: Cambridge University Press.
412. *Hamilton W.* (1965). Cenozoic Climatic Change and Its Cause, in: Meteoro. Monog., vol. 8, ed. J. M. Mitchell, Jr. Boston, Mass.: American Meteorological Society.
413. *Hampton M. A.* (1970). Subaqueous Debris Flow and Generation of Turbidity Currents (Unpublished doctoral Dissertation, Stanford University).
414. *Hampton M. A.* (1972a). The Role of Subaqueous Debris Flows in Generating Turbidity Currents, J. Sediment. Petrol. 42: 775–93.
415. *Hampton M. A.* (1972b). Transport of Ocean Sediments by Debris Flow, Abstract, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 56: 622.
416. *Haq B. U.* (1973). Trangsressions, Climatic Change, and Diversity of Calcareous Nannoplankton, Mar. Geol., 15: 25–30.
417. *Haq B. U.* (1978). Calcareous Nannoplankton, in: Introduction to Marine Micropaleontology, pp. 79–108, ed. B. U. Haq and A. Boersma. Amsterdam: Elsevier.
418. *Haq B. U.* (1978). Silicoflagellates and Ebridians, in: Introduction to Marine Micropaleontology, pp. 267–76, ed. B. U. Haq and A. Boersma, Amsterdam: Elsevier.
419. *Haq B. U.* (1981). Paleogene Paleoceanography – Early Cenozoic Oceans Revisited, Oceanologica Acta, 4.
420. *Haq B. U., Lohmann G. P.* (1976). Early

Cenozoic Calcareous Nannoplankton Biogeography of the Atlantic Ocean, Mar. Micropaleo, 1, 119–94.

421. *Haq B. U., Premoli-Silva I., Lohmann G. P.* (1977). Calcareous Planktonic Paleobiogeographic Evidence for Major Climatic Fluctiations in the Early Cenozoic Atlantic Ocean, J. Geophys. Res. 82: 3861–76.
422. *Haq B. U., and others* (1980). Late Miocene Marine Carbon-Isotope Shift and Synchroneity of Some Phytoplanktonic Biostratigraphic Events, Geology 8: 427–31.
423. *Hardenbol J., Berggren W. A.* (1978). A New Paleogene Numerical Time Scale, in: Contributions to the Geologic Time Scale, pp. 213–34, ed. G. V. Cohee, M. F. Glaessner, H. D. Hedberg, American Association of Petroleum Geologists.
424. *Harris P.* (1972). The Composition of the Earth, in: Understanding the Earth, pp. 53–70, ed. I. G. Gass, P. J. Smith, R. C. L. Wilson, Sussex: The Artemis Press.
425. *Hart S. R., Schilling J. G., Powell J. L.* (1973). Basalts from Iceland and Along the Reykjanes Ridge: Sr Isotope Geochemistry, Nature Phys. Sci., 246: 104–107.
426. *Hasle G. R.* (1976). The Biogeography of Some Marine Planktonic Diatoms, Deep Sea Res. 23: 319–38.
427. *Hathaway J. C., and others* (1979). U. S. Geological Survey Core Drilling on the Atlantic Shelf, Science, 206: 515–527.
428. *Hatherton T., Dickinson W. R.* (1969). The Relationship between Andesitic Volcanism and Seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and Other Island Arcs, J. Geophys. Res., 74: 5301–10.
429. *Hay W. W.* (1974). Introduction, Studies in Paleooceanography, pp. 1–6, SEPM Special Publication 20.
430. *Hay W. W., Southam J. R.* (1977). Modulation of Marine Sedimentation by the Continental Shelves, in: The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans, pp. 569–604, ed. N. R. Anderson and A. Malahoff, New York: Plenum.
431. *Hayes D. E., Frakes L. A., and others* (1975). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 28, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
432. *Hayes D. E., Frakes L. A.* (1975). General Synthesis Deep Sea Drilling Project Leg 28, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28, p. 919, ed. D. E. Hayes, L. A. Frakes, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
433. *Hayes D. E., Pitman W. C. III* (1973). Magnetic Lineations in the North Pacific, in: Geological Investigations in the North Pacific, pp. 291–314, ed. J. D. Hays, Geological Society of America Memoir 126.
434. *Hayes D. E., Ringis J.* (1973). Sea-Floor Spreading in a Marginal Basin: The Tasman Sea, Nature 243: 86–88.
435. *Hayes M. D.* (1976). Morphology of Sand Accumulation in Estuaries: An Introduction to the Symposium, in: Estuarine Res., vol. 112, pp. 3–22, ed. O. L. Gronin, Geology and Engineering.
436. *Hays J. D.* (1965). Radiolaria and Late Tertiary and Quaternary History of the Antarctic Seas, Biol. Antarctic Seas, Antarctic Res., Series 5, 2: 125–184, American Geophysical Union.
437. *Hays J. D.* (1967). Quaternary Sediments of the Antarctic Ocean, in: Progress in Oceanography, pp. 117–31, ed. M. Sears, New York: Pergamon Press.
438. *Hays J. D., Imbrie J., Shackleton N. J.* (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages, Science, 194: 1121–32.
439. *Hays J. D., Pitman W. C., III* (1973). Lithospheric Plate Motions, Sea-Level Changes and Climatic and Ecological Consequences, Nature 246: 18–22.
440. *Hays J. D., Saito T., Opdyke N. D., Burckle L. H.* (1969). Pliocene-Pleistocene Sediments of the Equatorial Pacific, Their Paleomagnetic, Biostratigraphic and Climatic Record, Geol. Soc. Am. Bull. 80: 1481–1514.
441. *Heath G. R.* (1969). Carbonate Sedimentation in the Abyssal Equatorial Pacific during the Past 50 million Years, Geol. Soc. Am. Bull., 80: 689–694.
442. *Heath G. R.* (1974). Dissolved Silica and Deep Sea Sediments, in: Studies in Paleoceanography, pp. 77–93, ed. W. W. Hay, SEPM Special Publication 20.
443. *Heath G. R., Culberson C. H.* (1970). Calcite: Dergree of Saturation, Rate of Dissolution, and the Compensation Depth in the Deep Oceans, Geol. Soc. Am. Bull., 81: 3157–60.
444 *Heath G. R., Moberly R. L.* (1971). Cherts from the Western Pacific, Leg 7, Deep Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 7, pp. 991–1008, ed. E. L. Winterer, W. R. Riedel, and others. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
445. *Heath G. R., Moore T. C., Jr., Dauphin J. P.* (1976). Late Quaternary Accumulation Rates of Opal, Quartz, Organic Carbon, and Calcium Carbonate in the Cascadia Basin Area, Northeast Pacific, Geol. Soc. Am. Memoir 145: 393–409.
446. *Hecht A. D.* (1973). Faunal and Oxygen Isotopic Paleotemperatures and the Amplitude of Glacial/Interglacial Temperature Changes in the Equatorial Atlantic, Caribbean Sea and Gulf of Mexico, J. Quat. Res. 3: 671–90.
447. *Hecht A. D.* (1976). The Oxygen Isotopic Record of Foraminifera in Deep-Sea Sediments, in: Foraminifera, vol. 2, pp. 1–43, ed. R. H. Hedley and C. G. Adams, New York: Academic Press.

448. *Heezen B. C.* (1962). The Deep-Sea Floor, in: Continental Drift, pp. 235–288, ed. S. K. Runcorn, New York: Academic Press.
449. *Heezen B. C.* (1974). Atlantic Type Continental Margins, in: The Geology of Continental Margins, pp. 13–24, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.
450. *Heezen B. C., Ewing M.* (1952). Turbidity Currents and Submarine Slumps and the 1929 Grand Banks Earthquake, Am. J. Sci., 250, 849–78.
451. *Heezen C. B., Ewing M.* (1963). The Mid-Oceanic Ridge, in: The Sea, vol. 3, pp. 388–410, ed. M. N. Hill, New York: Wiley-Interscience.
452. *Heezen B. C., Hollister C. D.* (1964). Deep-Sea Current Evidence from Abyssal Sediments, Mar. Geol., 1: 141–74.
453. *Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.* (1966). Shaping of the Continental Rise by Deep Geostrophic Contour Currents, Science, 152: 502–508.
454. *Heezen B. C., Laughton A. S.* (1963). Abyssal Plains, in: The Sea, vol. 3, pp. 312–64, ed. M. N. Hill, New York: John Wiley.
455. *Heezen B. C., and others* (1973). Diachronous Deposits: A Kinematic Interpretation of the Post Jurassic Sedimentary Sequence in the Pacific Plate, Nature 241: 25–32.
456. *Heezen B. C., Tharp M.* (1965). Tectonic Fabric of the Atlantic and Indian Oceans and Continental Drift, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series A, 258: 90–106.
457. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.* (1959). The Floors of the Oceans, 1, The North Atlantic, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 65: 1–122.
458. *Hein J. R., Scholl D. W., Miller J.* (1978). Episodes of Aleutian Ridge Explosive Volcanism, Science, 199: 137–141.
459. *Heirtzler J. R.* (1979). The North Atlantic Ridge: Observational Evidence for Its Generation and Aging, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 7: 343–55.
460. *Heirtzler J. R., and others* (1968). Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and Continents, J. Geophys. Res., 73: 2119–36.
461. *Heirtzler J. R., Hayes D. E.* (1967). Magnetic Boundaries in the North Atlantic Ocean, Science 157: 185–87.
462. *Heirtzler J. R., Le Pichon X., Baron J. C.* (1966). Magnetic Anomalies over the Reykjanes Ridge, Deep Sea Res., 13: 427–43.
463. *Hekinian B., and others* (1980). Sulfide Deposits from the East Pacific Rise near 21°N, Science 207: 1433–44.
464. *Herman Y.* (1972). Origin of Deep-Sea Cherts in the North Atlantic, Nature 238: 392–93.
465. *Herron E. M.* (1972). Sea-Floor Spreading and the Cenozoic History of the East Central Pacific, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 1671–92.
466. *Herron E. M., Dewey J. F., Pitman W. C., III* (1974). Plate Tectonics Model for the Evolution of the Arctic, Geology 2: 377–80.
467. *Hess H. H.* (1946). Drowned Ancient Islands of the Pacific Basin, Am. J. Sci., 244: 722–91.
468. *Hess H. H.* (1948). Major Structural Features of the Western North Pacific, Geol. Soc. Am. Bull. 59: 417–46.
469. *Hess H. H.* (1962). History of Ocean Basins, in: Petrologic Studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington, pp. 599–620, ed. A. E. J. Engel and others, Boulder, Colorado: Geological Society of America.
470. *Hey R. N., Johnson G. L., Lowrie A.* (1977). Recent Plate Motions in the Galapagos Area, Geol. Soc. Am. Bull., 8: 1385–1403.
471. *Hey R. N., Vogt P. R.* (1977). Rise Axis Jumps and Sub-Axial Flow near the Galapagos Hotspot, Tectonophysics, 38: 41–52.
472. *Hickey L. J.* (1981). Land Plant Evidence Compatible with Gradual, Not Catastrophic Change at the End of the Cretaceous, Nature.
473. *Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman J. M.* (1976). Mesozoic Sea-Floor Spreading in the North Pacific, in: The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin, pp. 205–226, ed. G. H. Sutton, M. H. Manghnani and R. Moberly, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
474. *Hill M. N.* (1963). Single-ship Seismic Refraction Shooting, in: The Sea, vol. 3, pp. 39–46, ed. M. N. Hill, New York: Wiley-Interscience.
475. *Hogan L. G., and others* (1978). Biostratigraphic and Tectonic Implications of ^{40}Ar-^{39}Ar Dates of Ash Layers from the Northeast Gulf of Alaska, Geol. Soc. Am. Bull., 89: 1259–64.
476. *Holcombe T. L.* (1977). Ocean bottom features – Terminology and Nomenclature, Geojournal 6: 25–48.
477. *Holeman J. N.* (1968). The Sediment Yeild of Major Rivers of the World, Water Resources Res. 4: 737.
478. *Hollister C. D., Flood R., McCave I. N.* (1978). Plastering and Decorating in the North Atlantic, Oceanus 21: 5–13.
479. *Hollister C. D., Heezen B. C.* (1972). Geological Effects of Ocean Bottom Currents, in: Studies in Physical Oceanography, vol. 2, pp. 37–66, ed. A. L. Gordon, New York: Gordon и: Breach.
480. *Holmes A.* (1929). Radioactivity and Earth Movements, Trans. Geol. Soc. Glasgow, 18: 559–606.
481. *Honjo S.* (1975). Dissolution of Suspended Coccoliths in the Deep-Sea Water Column and Sedimentation of Coccolith Ooze, in: Special Pub. No. 13, pp. 114–128, ed.

W. V. Sliter, A. W. H. Bé, and W. H. Berger, Lawrence, Kansas: Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
482. *Honjo S.* (1976). Coccoliths: Production, Transportation and Sedimentation, Mar. Micropaleo. 1: 65–79.
483. *Honjo S.* (1977). Biogeography and Provincialism of Living Coccolithophorids in the Pacific Ocean, in: Oceanic Micropaleontology, vol. 2, pp. 951–972, ed. A. T. S. Ramsay, New York: Academic Press.
484. *Honjo S., Okada H.* (1974). Community Structure of Coccolithophores in the Photic Layer of the Mid-Pacific, Micropaleo. 20: 209–230.
485. *Horn D. R., ed.* (1972). Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor, Washington, D. C.: National Science Foundation.
486. *Horn D. R., Ewing J. I., Ewing M.* (1972). Graded-bed Sequences Emplaced by Turbidity Currents North of 20°N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean, Sedimentology, 18: 247–275.
487. *Horn D. R., Ewing M., Delach M. N., Horn B. M.* (1971b). Turbidites of the Northeast Pacific, Sedimentology, 16: 55–69.
488. *Horn D. R., Ewing M., Horn B. M., Delach M. N.* (1971). Turbidites of the Hatteras and Sohm Abyssal Plains, Western North Atlantic, Mar. Geol. 11: 287–323.
489. *Hornibrook N. de B.* (1971). New Zealand Tertiary Climate, New Zealand Geol. Survey Report 47, pp. 1–19.
490. *Hornibrook N. de B., Edwards A. R.* (1971). Integrated Planktonic Foraminiferal and Calcareous Nannoplankton Datum Levels in the New Zealand Cenozoic, in: Proceedings of the Second Planktonic Conference, pp. 649–57, Rome: Ediozni Technoscienza.
491. *Houtz R., Ewing J.* (1976). Upper Crustal Structure as a Function of Plate Age, J. Geophys. Res., 81: 2490–98.
492. *Houtz R., Ewing J., Le Pichon X.* (1968). Velocities of Deep-Sea Sediments from Sonobuoy Data, J. Geopyhs. Res., 73: 2615–41.
493. *Hoyt J. H.* (1967). Barrier Island Formation, Geol. Soc. Am. Bull. 78: 1125–36.
494. *Hsü K. J.* (1977). Tectonic Evolution of the Mediterranean Basins, in: The Ocean Basins and Margins, vol. 4A, ed. A. E. M. Nairn, W. H. Kanes, and F. G. Stehli, New York: Plenum.
495. *Hsü K. J., Jenkyns H. C., ed.* (1974). Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea, Special Publication of International Association of Sediment, Oxford: Blackwell Scilence Publishers.
496. *Hsü K. J., and others* (1977). History of the Mediterranean Salinity Crisis, Nature 267: 399–403.
497. *Hsü K. J., Ryan W. B. F.* (1973). Deep-Sea Drilling in the Hellenic Trench, Geol. Soc. Greece Bull., 10: 80–81.
498. *Huang T. C., Watkins N. D.* (1977). Contrasts between the Brunhes and Matuyama Sedimentary Records of Bottom Water Activity in the South Pacific, Mar, Geol., 23: 113–132.
499. *Huang T. C., Watkins N. D., Shaw D. M.* (1975). Atmospherically Transported Volcanic Glass in Deep-Sea Sediments: Volcanism in Sub-Antarctic Latitudes of the South Pacific during Late Pliocene and Pleistocene Time, Geol. Soc. Am. Bull., 86: 1305–15.
500. *Huang T. C., Watkins N. D., Wilson L.* (1979). Deep-Sea Tephra from the Azores during the Past 300 000 Years: Eruptive Cloud Height and Ash Volume Estimates: Summary, Part 1, Geol. Soc. Am. Bull. 90: 131–33.
501. *Humphris C. C., Jr.* (1979). Salt Movement on Continental Slope, Northern Gulf of Mexico, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63: 782–98.
502. *Hurd D. C., Theyer F.* (1975). Changes in the Physical and Chemical Properties of Biogenic Silica from the Central Equatorial Pacific, Advances in Chemistry Series 147: 211–230.
503. *Hutson W. H.* (1976). The Ecology and Paleoecology of Indian Ocean Planktonic Foraminifera (Unpublished doctoral dissertation, Brown University).
504. *Hutson W. H.* (1978). Application of transfer functions to Indian Ocean Planktonic Foraminifera, Quat. Res. 9: 87–112.
505. *Hyndman R. D., Drury M. J.* (1976). The Physical Properties of Oceanic Basement Rocks from Deep-Drilling on the Mid-Atlantic Ridge, J. Geophys. Res., 81: 4042–52.
506. *Imbrie J., Kipp N. G.* (1971). A New Micropaleontological Method for Quantitative Paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean Core, in: The Late Cenozoic Glacial Ages, pp. 71–181, ed. K. K. Turekian, New Haven, Connecticut: Yale University Press.
507. *Imbrie J., Van Donk J., Kipp N. G.* (1973). Paleoclimatic Investigation of a Late Pleistocene Caribbean Deep-Sea Core: Comparison of Isotopic and Faunal Methods, Quat. Res. 3: 10–38.
508. *Ingle J. C., Jr.* (1976). Foraminiferal Biofacies Variation and the Miocene-Pliocene Boundary in Southern California, Am. Paleont. Bull., 52: 217–394.
509. *Ingle J. C., Jr.* (1973). Neogene Foraminifera from the Northeastern Pacific Ocean, Leg 18, Deep Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 18, pp. 517–567, ed.

L. D. Kulm, R. von Huene, and others, Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
510. *Ingle J. C., Jr.* (1975). Summary of Late Paleogene-Neogen Insular Stratigraphy, Paleobathymetry, and Correlations, Philippine Sea and Sea of Japan region, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 31, pp. 837–55, ed. D. E. Karig, J. C. Ingle, Jr., and others, Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
511. *Ingle J. C., Jr.* (1977). Summary of Late Neogene Planktic Foraminiferal Biofacies, Biostratigraphy, and Paleoceanography of the Marginal North Pacific Ocean, Proc. First Intern. Congress Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, pp. 177–182, Tokyo; Kaiyo Shuppan Company.
512. *Ingle J. C., Jr., Garrison R. E.* (1977). Origin, Distribution and Diagenesis of Neogene Diatomites Around the North Pacific Rim, Proc. Fisrt Intern. Congress of Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, pp. 348–350, Tokyo; Kaiyo Shuppan Company.
513. *Inman D. L.* (1971). Nearshore processes, in: Encyclopedia of Science and Technology, vol. 9, pp. 26–33, New York: McGraw-Hill.
514. *Inman D. L., Chamberlain T. K.* (1959). Tracing Beach Sand Movement with Irradiated Quartz, J. Geophys. Res., 64: 41–47.
515. *Inman D. L., Frautschy J. D.* (1966). Littoral Processes and the Development of Shorelies, Coastal Engineering, pp. 511–36, Santa Barbara Specialty Conference, California.
516. *Inman D. L., Nordstrom C. E.* (1971). On the Tectonic and Morphologic Classification of Coasts, J. Geol., 79: 1–21.
517. *Irving E.* (1956). Paleomagnetic and Paleoclimatological Aspects of Polar Wandering, Pure Appl. Geophys., 33: 23–41.
518. *Isacks B. L., Molnar P.* (1971). Distribution of Stresses in the Descending Lithosphere from a Global Survey of Focal-Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes, Rev. Geophys. Space Phys., 9: 103–74.
519. *Isacks B. L., Oliver J., Sykes L. R.* (1968). Seismology and the New Global Tectonics, J. Geophys. Res., 73: 5855–5900.
520. *Ito K.* (1970). The Fine Structure of the Basalt-Ecologite Transition, in: Fiftieth Anniversary Symposia, ed. B. A. Morgan, Mineralogical Society of America Special Paper 3.
521. *Ito K.* (1973). Analytic Approach to Estimating Source Rock of Basaltic Magmas: Major Elements, J. Geophys. Res. 78; 412–31.
522. *Ito K., Kennedy G. C.* (1967). Melting and Phase Relations in a Natural Peridotite to 40 Kilobars, Am. J. Sci., 265: 519–538.
523. *Jackson E. D., Shaw H. R., Bargar K. E.* (1975). Calculated Geochronology and Stress Field Orientations along the Hawaiian Chain, Earth and Planet. Sci. Letts., 26: 145–55.
524. *Jansa L. F., Gardner J., Dean W. E.* (1978). Mesozoic Sequences of the Central North Atlantic, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41, pp. 991–1031, ed. Y. Lancelot, E. Seibold, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
525. *Jendrzejewski J. P., Zarillo G. A.* (1972). Late Pleistocene Paleotemperature Oscillations Defined by Silicoflagellate Changes in a Sub-Antarctic Deep-Sea Core, Deep Sea Res. 196: 327–29.
526. *Jenkins D. G.* (1967). Planktonic Foraminiferal Zones and New Taxa from the Lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand, N. Z. J. Geol. and Geophys., 10: 1064–78.
527. *Jenkins D. G.* (1974). Initiation of the Protocircun-Antarctic Current, Nature, 252: 371.
528. *Jenkyns H. C.* (1980). Tethys: Past and Present, Proc. Geol. Assoc., 91: 108–18.
529. *Jerlov N. G.* (1953). Particle distribution in the ocean, Rep. Swed. Deep-Sea Exped., 3: 73–97.
530. *Jerlov N. G.* (1959). Maxima in the Vertical Distribution of Particles in the Sea, Deep Sea Res. 15: 173–84.
531. *Johnson B. D., Powell C. M. A., Veevers J. J.* (1976). Spreading History of the Eastern Indian Ocean, and Greater India's Northward Flight from Antarctica and Australia, Geol. Soc. Am. Bull., 87: 1560–66.
532. *Johnson D. A.* (1972). Ocean-Floor Erosion in the Equatorial Pacific, Geol. Soc. Am. Bull., 83: 3121–44.
533. *Johnson D. A., Johnson T. C.* (1970). Sediment Redistribution by Bottom Currents in the Central Pacific, Deep Sea Res., 17: 157–70.
534. *Johnson D. W.* (1919). Shore Processes and Shoreline Development, New York: John Wiley.
535. *Johnson H. D.* (1978). Shallow Siliciclastic Seas, in: Sedimentary Environment and Facies, pp. 207–258, ed. H. G. Reading, New York: Elsevier.
536. *Johnson T. C.* (1974). The Dissolution of Siliceous Microfossils in Surface Sediments of the Eastern Tropical Pacific, Deep Sea Res., 21: 851–64.
537. *Jones J. I.* (1967). Significance of Distribution of Planktonic Foraminifera in the Equatorial Atlantic Undercurrent, Micropaleo. 13: 489–501.
538. *Jousé A. P., Kozlova O. G., Muhina V. V.* (1971). Distribution of Diatoms in the Surface Layer of Sediments from the

Pacific Ocean, in: The Micropaleontology of the Ocenas, pp. 263–269, ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.

539. *Kanaya T.* (1959). Miocene Diatom Assemblages from the Onnagaua Formation and Their Distribution on the Correlative Formations in Northeast Japan, Tohoku Univ, Sci. Rep., 2nd ser. Geology 30: 130.
540. *Kanaya T., Koizumi I.* (1966). Interpretation of Diatom Thanatocoenoses from the North Pacific Applied to a Study of Core V20–130 (Studies of a Deep-Sea core V20–130 Part 4), Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd. ser. Geology, 37: 89–130.
541. *Kaneps A. G.* (1975). Cenozoic Planktonic Foraminifera from Antarctic Deep-Sea Sediments, Leg 28, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28, pp. 573–584, ed. D. E. Hayes, L. A. Frakes and others, Washington, D. C.: U. S. Govt. Printing Office.
542. *Kaneps A. G.* (1979). Gulf Stream: Velocity Fluctuations during the Late Cenozoic, Science, 204: 297–301.
543. *Karig D. E.* (1970). Ridges and Basins of the Tonga–Kermadec Island Arc System, J. Geophys. Res., 75: 239.
544. *Karig D. E.* (1971). Origin and Development of Marginal Basins in the Western Pacific, J. Geophys. Res., 76: 2542–61.
545. *Karig D. E.* (1973). Comparison of Island Arc-Marginal Basin Complexes in the North-west and South-west Pacific, in: The Western Pacifio, Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry, pp. 355–64, ed. P. J. Coleman, New York: Crane, Russak and Co.
546. *Karig D. E.* (1974). Evolution of Arc Systems in the Western Pacific, And. Rev. Earth Planet. Sci. 2: 51–75.
547. *Karig D. E.* (1975). Basin genesis in the Philippine Sea, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 31, pp. 857–879, ed. D. E. Karig, J. C. Ingle, Jr., and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
548. *Karig D. E., Anderson R. N., Bibee L. D.* (1978). Characteristics of Back-Arc Spreading in the Mariana Trough, J. Geophys. Res., 83: 1213–26.
549. *Karig D. E., Moore G. F.* (1975). Tectonic Complexities in the Bonin Arc System, Tectonophysics 27: 97–118.
550. *Karig D. E., Sharman F. G. III* (1975). Subduction and Accretion in the Trenches, Geol. Soc. Am. Bull., 86: 377–89.
551. *Kauffman E. C.* (1967). Cretaceous Thyasira from the Western Interior of North America, in: Smithson. Misc. Coll. 152: 1–159.
552. *Kauffman E. G.* (1979). Cretaceous, in: Treatise on Invertebrate Paleontology, pp. A418–A487, ed. R. A. Robinson, C. Teichert, Lawrence, Kansas: University of Kansas Press, Geological Society of America.
553. *Keany J.* (1973). New Radiolarian Paleoclimatic Index in the Plio-Pleistocene of the Southern Ocean, Nature 246: 139–41.
554. *Keany J., Kennett J. P.* (1972). Pliocene-Early Pleistocene Paleoclimatic History Recorded in Antarctic-Subantarctic Deep-Sea Cores, Deep Sea Res., 19, 529–48.
555. *Keen M. J.*, (1968). An Introduction to Marine Geology, New York: Pergamon Press.
556. *Keigwin L. D., Jr.* (1976). Late Cenozoic Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Paleoceanography of Deep Sea Drilling Project Sites from the East Equatorial and Central North Pacific Ocean, Earth and Planet. Sci. Letts. 45: 361–82.
557. *Keigwin L. D., Jr.* (1978). Pliocene Closing of the Isthmus of Panama, Based on Biostratigraphic Evidence from Nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea Cores, Geology, 6: 630–34.
558. *Keigwin L. D., Jr.* (1979). Late Cenozoic Stable Isotope Stratigraphy and Paleoceanography of Deep Sea Drilling Project Sites from the East Equatorial and Central North Pacific Ocean, Earth and Planet. Sci. Letts. 45: 361–82.
559. *Keigwin L. D., Jr.* (1980). Palaeoceanographic Change in the Pacific at the Eocene-Oligocene Boundary. Nature 287: 722–25.
560. *Keigwin L. D., Jr., Bender M. L, Kennett J. P.* (1979). Thermal Structure of the Deep Pacific Ocean in the Early Pliocene, Science 205: 1386–88.
561. *Keigwin L. D., Jr., Shackleton N. J.* (1980). Uppermost Miocene Carbon Isotope Stratigraphy of a Piston Core in the Equatorial Pacific, Nature 284: 613–614.
562. *Keigwin L. D., Jr., Thunell R.* (1979). Middle Pliocene Climatic Change in the Western Mediterranean from Faunal and Oxygen Isotopic Trends, Nature 282: 294–96.
563. *Kellogg T. B.* (1976). Late Quaternary Climatic Changes: Evidence from Deep-Sea Cores of Norwegian and Greenland Seas, in: The Geol. Soc. Am., Mem. 145, pp. 77–110, ed. R. M. Cline and J. D. Hays.
564. *Kemp E. M.* (1975). Palynology of Leg 28 Drill Sites, Deep Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28, pp. 599–623, ed. D. E. Hayes, L. A. Frakes, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
565. *Kemp E. M.* (1978). Tertiary Climatic Evolution and Vegetation History in the Southeast Indian Ocean Region, Paleo. Paleo. Paleo., 24: 169–208.

566. *Kemp E. M., Barrett P. J.* (1975). Antarctic Glaciation and Early Tertiary Vegetation, Nature 258: 507–508.
567. *Kemp E. M., Frakes L. A., Hayes D. E.* (1975). Paleoclimatic Significance of Diachronous Biogenic Facies, Leg 28, Deep Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28, pp. 909–917, eds. D. E. Hayes, L. A. Frakes, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
568. *Kemp E. M., Harris W. K.* (1975). The Vegetation of Tertiary Islands on the Ninetyeast Ridge, Nature, 258: 303–307.
569. *Kennett J. P.* (1967). Recognition and Correlation of the Kapitean Stage (Upper Miocene, New Zealand), N. Z. J. Geol. and Geophys. 10: 1051–63.
570. *Kennett J. P.* (1968). *Globorotalia truncatulinoides* as a paleoceanographic index, *Science, 159: 1461–63.*
571. *Kennett J. P.* (1970). Pleistocene Paleoclimates and Foraminiferal Biostratigraphy in Subantarctic Deep-Sea Cores, Deep Sea Res., 17: 125–40.
572. *Kennett J. P.* (1973). Middle and Late Cenozoic Planctonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Southwest Pacific – Deep Sea Drilling Project, Leg 28, *in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling* Project, vol. 21, pp. 575–637, ed. R. E. Burns, J. E. Andrews, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
573. *Kennett J. P.* (1977). Cenozoic Evolution of Antarctic Glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and Their Impact on Global Paleoceanography, J. Geophys. Res. 82: 3843–59.
574. *Kennett J. P.* (1978). The Development of Plaktonic Biogeography in the Southern Ocean during the Cenozoic, Mar. Micropaleo, 3: 301–345.
575. *Kennett J. P.* (1980). Paleoceanographic and Biogeographic Evolution of the Southern Ocean during the Cenozoic, and Cenozoic Microfossil Datums, Paleo. Paleo. Paleo. 31: 123–152.
576. *Kennett J. P.* (1981). Marine Tephrochronology, in: The Sea, vol. 7, ed. C. Emiliani, New York: John Wiley.
577. *Kennett J. P., and others* (1972). Australian-Antarctic Continental Drift, Paleocirculation Changes and Oligocene Deep-Sea Erosion, Nature Phys. Sci., 239: 51–55.
578. *Kennett J. P., Houtz R. E., and others* (1975). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, Washington, D. C.: U.S. Government Printing Office.
579. *Kennett J. P., Houtz R. E., and others* (1975). Cenozoic paleoceanography in the Southwest Pacific Ocean, Antarctic Glaciation and the Development of the Circum-Antarctic Current, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, p. 1195, ed. P. J. Kennett, R. E. Houtz, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
580. *Kennett J. P., Huddlestun P.* (1972). Abrupt Climatic Change at 90 000 yr. b. p.: Faunal Evidence from Gulf of Mexico Cores, Quat. Res., 2: 384–395.
581. *Kennett J. P., McBirney A. R., Thunell R. C.* (1977). Episodes of Cenozoic Volcanism in the Circum-Pacific Region, J. Volcanol. Geothermal Res., 2: 145–163.
582. *Kennett J. P., Penrose N. L.* (1978). Fossil Holocene Seaweed and Attached Calcareous Polychaetes in an Anoxic Basin, Gulf of Mexico, Nature 276: 172–173.
583. *Kennett J. P., Shackleton N. J.* (1975). Laurentide Ice Sheet Meltwater Recorded in Gulf of Mexico Deep Sea Cores, Science, 188: 147–150.
584. *Kennett J. P., Shackleton N. J.* (1976). Oxygen Isotopic Evidence for the Development of the Psychrosphere 38 Myr. ago, Nature 260: 513–15.
585. *Kennett J. P., and others* (1979). Late Cenozoic Oxygen and Carbon Isotopic History and Volcanic Ash Stratigraphy: Deep Sea Drilling Project Site 284, South Pacific, Am. J. of Sci. 279: 52–69.
586. *Kennett J. P., Thunell R. C.* (1975). Global Increase in Quaternary Explosive Volcanism, Science, 187: 497–503.
587. *Kennett J. P., Thunell R. C.* (1977a). Comments on Cenozoic Explosive Volcanism Related to East and Southeast Asian Arcs, in: Maurice Ewing Series 1, pp. 348–352, ed. M. Talwani and W. C. Pitman III. Washington, D. C.: American Geophysical Union.
588. *Kennett J. P., Thunell R. C.* (1977b). On Explosive Cenozoic Volcanism and Climatic Implications, Science 196: 1231–34.
589. *Kennett J. P., Vella P.* (1975). Late Cenozoic Planktonic Foraminifera and Paleoceanography at Deep Sea Drilling Project Site 284 in the Cool Subtropical South Pacific, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, p. 769, ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
590. *Kennett J. P., Watkins N. D.* (1974). Late Miocene-Early Pliocene Paleomagnetic Stratigraphy, Paleoclimatology, and Biostratigraphy in New Zealand, Geol. Soc. Am. Bull. 85: 1385–98.
591. *Kennett J. P., Watkins N. D.* (1975). Deep-Sea Erosion and Manganese Nodule Development in Southeast Indian Ocean, Science 188: 1011–13.
592. *Kennett J. P., Watkins N. D.* (1976). Regional Deep-Sea Dynamic Processes Recorded by Late Cenozoic Sediments of

Southeastern Indian Ocean, Geol. Soc. Am. Bull. 87: 321–39.
593. *Kennett J. P., Watkins N. D., Vella P.* (1971). Paleomagnetic Chronology of Pliocene-Early Pleistocene Climates and the Plio-Pleistocene Boundary in New Zealand, Science 171: 276–79.
594. *Kent D. V., Honnorey B. M., Opdyke N. D., Fox P. J.* (1978). Magnetic Properties of Dredged Oceanic Gabbros and the Source of Marine Magnetic Anomalies, Geophys. J. Roy. Astro. Soc. 55: 513–37.
595. *Kerr R. A.* (1980). Asteroid Theory of Extinctions Strengthened, Science 210: 514–17.
596. *Kidd R. B., Davies T. A.* (1978). Indian Ocean Sediment Distribution since the Late Jurassic, Mar. Geol. 26: 49–70.
597. *Kilham P.* (1971). A Hypothesis Concerning Silica and the Fresh Water Planktonic Diatoms, Limnol. and Oceanog. 16: 10–18.
598. *Kipp N. G.* (1976). New Transfer Function for Estimating Past Sea-Surface Conditions From Seabed Distribution of Planktonic Foraminiferal Assemblages in the North Atlantic, in: Geol. Soc. Am. Memoir 145, pp. 3–41, ed. R. M. Cline and J. D. Hays, New York: Geological Society of America.
599. *Kirkpatrick R. J.*, The Leg 46 Scientific Party (1978). Leg 46 Cruise Synthesis: the Petrology, Structure and Geologic History at Site 396, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 46, pp. 417–423, ed. L. Dmitriev, J. Heirtzler and others, Washington, D. C.: U.S. Government Printing Office.
600. *Klitgord K. D., Behrendt J. C.* (1979). Basin structure of the U. S. Atlantic margin, in: Geological and Geophysical Investigation of Continental Margin, pp. 85–112, American Association of Petroleum Geologists Memoir 29.
601. *Klootwijk C. T., Peirce J. W.* (1979). India's and Australia's Pole Path since the late Mesozoic and the India-Asia Collosion, Nature 282: 605–607.
602. *Knopoff L* (1969). The Upper Mantle of the Earth, Science 163: 1277–87.
603. *Koizumi I.* (1968). Tertiary Diatom Flora of Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan, Tohoku Univ. Sci. Rept., 2nd. ser. Geology, 40: 171–240.
604. *Kolb C. R., Van Lopik J. R.* (1966). Depositional Environments of the Mississippi River Deltaic Plain – Southeastern Louisiana, in: Deltas in Their Geologic Framework, pp. 17–62, ed. J. L. Shirley, J. A. Ragsdale, Houston, Texas: Houston Geological Soc.
605. *Kolla V., Bé A. W. H., Biscaye P. E.* (1976). Calcium Carbonate Distribution in the Surface Sediments of the Indian Ocean, J. Geophys. Res. 81: 2605–16.
606. *Komar P. D.* (1976). Beach Processes and Sedimentation, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall Inc.
607. *Kraft J. C.* (1978). Coastal stratigraphic sequences, in: Coastal Sedimentary Environments, pp. 361–384, ed. R. A. Davis, Jr. New York: Springer-Verlag.
608. *Krishnaswami S.* (1976). Authigenic Transition Elements in Pacific Pelagic Clays, Geoch. et. Cosmochimica Acta, 40: 425–34.
609. *Kristoffersen Y.* (1977). Labrador Sea: A Geophysical Study (Unpublished doctoral dissertation Columbia University, New York).
610. *Krumbein W. C.* (1936). Application of Logarithmic Moments to Size-Frequency Distributions of Sediments, J. Sedi. Petrol. 6: 35–47.
611. *Kuenen Ph. H.* (1937). Experiments in Connection with Daly's Hypothesis on the Formation of Submarine Canyons, Leidsche Geol. Meded. 8: 327–35.
612. *Kuenen Ph. H.* (1958). No Geology Without Marine Geology, Geol. Rundschau 47: 1–10.
613. *Kuenen Ph. H., Migliorini C. I.* (1950). Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding, J. Geol. 58: 91–127.
614. *Kullenberg B.* (1947). The Piston Core Sampler, Svenska Hydrog-Biol. Komm. Skr. 3: 46.
615. *Kulm L. D., Fowler G. A.* (1974). Oregon Continental Margin Structure and Stratigraphy: A Test of the Imbricate Thrust Model, in: Geology of Continental Margins, pp. 261–283, ed. C. A. Burk, and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.
616. *Kulm L. D., Schweller N. J., Masias A.* (1977). A Preliminary Analysis of the Subduction Processes along the Andean Continental Margin, 6° to 45°S, in: Maurice Ewing Series 1, pp. 285–301, ed. M. Talwani and W. C. Pitman, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
617. *Kumar N.* (1979). Origin of Paired Aseismic Rises: Ceará and Sierra Leone Rises in the Equatorial and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic, Mar. Geol. 30: 174–91.
618. *Kuno H.* (1966). Lateral Variation of Basalt Magma Type Across Continental Margins and Island Arcs, Bull. Volcanologique 29: 223–33.
619. *Kurtz D. D., Anderson J. B.* (1979). Recognition and Sedimentologic Description of Recent Debris Flow Deposits from the Ross and Weddell Seas, Antarctica, J. Sed. Petrol. 49: 1159–70.
620. *Kushiro I.* (1968). Compositions of Magmas Formed by Partial Zone Melting of the Earth's Upper Mantle, J. Geophys. Res., 73: 619–34.

621. *La Brecque J. L., Kent D. V., Cande S. C.* (1977). Revised Magnetic Polarity Time Scale for the Cretaceous and Cenozoic, Geology, 5: 330–35.
622. *La Brecque J. L., Rabinowitz P. D.* (1977). Magnetic Anomalies Bordering the Continental Margin of Argentina, Map Ser. Cat. 826, American Association Petroleum Geologists.
623. *Laine E. P., Hollister C. D.* (1891). Geological Effects of the Gulf Stream System on the Northern Bermuda Rise, Mar. Geol. 39: 277–310.
624. *Lancelot Y.* (1973). Chert and Silica Diagenesis in Sediments from the Central Pacific, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 17, pp. 377–405, ed. E. L. Winterer, J. I. Ewing, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
625. *Lancelot Y., Seibold E.* (1978). The Evolution of the Central Northeastern Atlantic – Summary of Results of Deep Sea Drilling Project Leg 14, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41, pp. 1215–45, ed. Y. Lancelot, E. Seibold, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
626. *Lancelot Y., Hathaway J. C., Hollister C. D.* (1972). Lithology of Sediments from the Western North Atlantic, Deep Sea Drilling Project, Leg 11, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11, pp. 901–949, ed. C. D. Hollister, J. I. Ewing, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
627. *Lancelot Y., Larson R. L.* (1975). Sedimentary and Tectonic Evolution of the Northwestern Pacific, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32, pp. 925–939, ed. R. L. Larson, R. Moberly, and others, Washington, D. C. U. S. Government Printing Office.
628. *Langseth M. C., Jr., Von Herzen R. P.* (1970). Heat Flow through the Floor of the World Oceans, in: The Sea, Vol. 4, pp. 299–345, ed. A. E. Maxwell, New York: Wiley-Interscience.
629. *Larson R. L., Chase C. G.* (1970). Relative Velocities of the Pacific, North American and Cocos Plates in the Middle America Region, Earth and Planet. Sci. Letts., 7: 425–428.
630. *Larson R. L., Chase C. G.* (1972). Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 3627–44.
631. *Larson R. L., Ladd J. W.* (1973). Evidence for the Opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous, Nature 246: 227–266.
632. *Larson R. L., Menard H. W., Smith S. M.* (1968). Gulf of California: A Result of Sea-Floor Spreading and Transform Faulting, Science 161: 781–784.
633. *Larson R. L., Pitman W. C.* III (1972). Worldwide Correlation of Mesozoic Magnetic Anomalies, and Its Implications, Geol. Soc. Am. Bull., 83: 3645–61.
634. *Larson R. L., Pitman W. C.*, III (1975). Worldwide Correlation of Mesozoic Magnetic Anomalies: Reply, Geol. Soc. Am. Bull. 86: 270–72.
635. *Laughton A. S.* (1975). Tectonic Evolution of the Northeast Atlantic Ocean, A Review, Norges Geol. Unders. 316: 169–93.
636. *Laughton A. S., Roberts D. G.* (1978). Morphology of the Continental Margin, in: Phil. Trans. Roy. Soc. London, 290: 75–85.
637. *Laughton A. S., Whitmarsh R. B., Jones M. T.* (1970). The Evolution of the Gulf of Aden, in: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A., 267: 227–266.
638. *Lawver L. A., Williams D.* (1979). Heat Flow in the Central Gulf of California, J. Geophys, Res. 84: 5465–5478.
639. *Le Claire L.* (1974). Late Cretaceous and Cenozoic Pelagic Deposits – Paleoenvironment and Paleo-Oceanography of the Central Western Indian Ocean, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25, pp. 481–512, ed. E. S. W. Simpson. R. Schlich, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
640. *Lee J. J.*, and others (1966). Tracer Experiments in Feeding Littoral Foraminifera, J. Protozool. 13: 659–70.
641. *Leinen M.* (1976). Biogenic Silica Sedimentation in the Central Equatorial Pacific During the Cenozoic (Unpublished master's thesis, Oregon State University).
642. *Leinen M., Heath G. R.* (1981). Sedimentary Indications of Atmospheric Activity in the Northern Hemisphere during the Cenozoic, Paleo. Paleo. Paleo.
643. *Leinen M., Stakes D.* (1979). Metal Accumulation Rates in the Central Equatorial Pacific during Cenozoic Time, Geol. Soc. Am. Bull. 90: 357–75.
644. *Le Masurier W. G.* (1972). Volcanic Record of Cenozoic Glacial History of Marie Byrd I, in: Antarctic Geology and Geophysics, ed. R. J. Adie, Oslo: Universitetsforlaget.
645. *Le Pichon X.* (1968). Sea Floor Spreading and Continental Drift, Tectonophysics 7: 3661–97.
646. *Le Pichon X., Hayes D. E.* (1971). Marginal Offsets, Fracture Zones and the Early Opening of the South Atlantic, J. Geophys. Res. 76: 6283–93.
647. *Lewin J. C.* (1961). Dissolution of Silica from Diatom Walls, Geochim. et Cosmochim. 21: 182–98.
648. *Lewis K. B.* (1971). Slumping on a continental slope inclined at 1–4°, Sedimentology 16: 97–100.
649. *Lewis K. B.* (1980). Quaternary Sedimenation on the Hikurangi Oblique-Subduction and Transform Margin, New

Zealand, in: Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones, pp. 171–189, ed. P. F. Ballance and H. G. Reading, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, vol. 4.
650. *Leyden R., Asmus H., Zembruscki S., Bryan G.* (1976). South Atlantic Diapiric Structures, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 60: 196–212.
651. *Leyden R., Ewing M., Simpson E. S. W.* (1971). Geophysical Reconnaissance of the African Shelf: Capetown to East London, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 55: 651–57.
652. *Liddicoat J. C., Opdyke N. D., Smith G. I.* (1980). Palaeomagnetic Polarity in a 930-m Core from Searles Valley, California, Nature 286: 22–25.
653. *Lidz L* (1966). Deep-Sea Pleistocene Biostratigraphy, Science 154: 1448–52.
654. *Lillie A. T., Brothers R. N.* (1970). The Geology of New Caledonia, N. Z. J. Geol. and Geophys. 13: 145–83.
655. *Lipps J. H.* (1970a). Ecology and Evolution of Silicoflagellates, Proc. North Am. Paleont. Convent. Part G., pp. 965–993.
656. *Lipps J. H.* (1970b). Plankton Evolution, Evolution 24: 1–22.
657. *Lipps J. H., Mitchell E.* (1976). Trophic Model for the Adaptive Radiations and Extinctions of Pelagic Marine Mammals, Paleobiology, 2: 147–55.
658. *Lisitzin A. P.* (1971). Distribution of Carbonate Microfissils in Suspension and in Bottom Sediments, in: The Micropaleontology of the Oceans, pp. 173–196, ed. M. B. Funnell and W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.
659. *Lisitzin A. P.* (1972). Sedimentation in the World Oceans, SEPM Spec. Publ., 17: 1–218.
660. *Lisitzin A. P., Belvayev Y. I., Bogdanov Y. A., Bogoyavlenskiy A. N.* (1967). Distribution Relationships and Forms of Silicon Suspended in Waters of the World Ocean, Int. Geol. Rev. 9: 604–23.
661. *Lister C. R. B.* (1972). On the Thermal Balance of a Midocean Ridge, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 39: 535–75.
662. *Livšič J. J.* (1974). Paleogene Deposits and the Platform Structure of Svalbard, Norsk. Polarinst. Skr. 159: 51.
663. *Loeblich A. R., Jr., Tappan H.* (1964). Sarcodina, Chiefly Thecamoebians and Foraminiferida, in: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, vols. 1–2, ed. R. L. Moore, New York: Geological Society of America.
664. *Loeblich A. R., Jr., Tappan H.* (1966). Annotated Bibliography of the Calcareous Nannoplankton, Phycologia 5: 81–126.
665. *Loebilch A. R., Jr., Tappan H.* (1974). Recent Advances in the Classification of the Foraminifera, in: Foraminifera, vol. 1, pp. 1–53, eds. R. H. Hedley and C. G. Adams, London and New York: Academic Press.
666. *Lohmann G. P.* (1978). Abyssal Benthonic Foraminifera as Hydrographic Indicators in the Western South Atlantic Ocean, J. Foram. Res., 8: 6–34.
667. *Lohmann H.* (1902). Die Coccolithophoridae, eine Monographie der Coccolith en bildenden Flagellaten, Zuglish ein Beitrag Zur Kenntrnis des Mittelmeerauftriets, Archi. Protistenkunde 1: 89–165.
668. *Lonsdale P., Malfait B.* (1974). Abyssal Dunes of Foraminiferal Sand on Carnegie Ridge, Geol. Soc. Am. Bull., 85: 1697–1712.
669. *Lonsdale P., Normark W. R., Newman W. A.* (1972). Sedimentation and Erosion on Horizon Guyot, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 289–316.
670. *Lonsdale P., Speiss F. N.* (1977). Abyssal Bedforms Explored with a Deeply Towed Instrument Package, Mar. Geol. 23: 57–75.
671. *Loutit T. S., Kennett J. P.* (1979). Application of Carbon Isotope Stratigraphy to Late Miocene Shallow Marine Sediments, New Zealand, Science 204: 1196–99.
672. *Lowrie W.* (1974). Oceanic Basalt Magnetic Properties and the Vine and Matthews Hypothesis, J. Geophys. 40: 513–36.
673. *Lowrie W.* (1979). Geomagnetic Reversals and Ocean Crust Magnetization, in: Maurice Ewing Series 2, pp. 135–150, ed. M. Talwani, C. G. Harrison, D. E. Hayes, Washington, D.C.: Washington. D.C.: American Geophysical Union.
674. *Lozano J. A., Hays J. D.* (1976). Relationship of Radiolarian Assemblages to Sediment Types and Physical Oceanography in the Atlantic and Western Indian Ocean Sectors of the Antarctic Ocean, in: Geol. Soc. of Am. Memoir 145, pp. 303–336, ed. R. M. Cline and J. D. Hays.
675. *Ludwig W. T., Nate J. E., Drake C. L.* (1970). Seismic Refraction, in: The Sea, vol. 4, pp. 53–84, ed. A. E. Maxwell, New York: Wiley-Interscience.
676. *Luyendyk B. P.* (1970). Origin and History of Abyssal Hills in the Northeast Pacific Ocean, Geol. Soc. Am. Bull., 81: 2237–60.
677. *Luyendyk B. P.* (1977). Deep Sea Drilling on the Ninetyeast Ridge: Synthesis and a Tectonic Model, in: Indian Ocean Geology and Biostratigraphy, pp. 165–188, ed. J. R. Heirtzler, and others, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
678. *Luyendyk B. P., Forsyth D., Phillips J. D.* (1972). Experimental Approach to the Paleocirculation of the Oceanic Surface Waters, Geol. Soc. Am. Bull., 83: 2649–64.
679. *Luz B., Shackleton N. J.* (1975). $CaCO_3$ Solution in the Tropical East Pacific during the Past 130 000 Years, in: Spec. Rubl. No. 13, pp. 142–50, ed. W. V. Sliter,

A. W. H. Bé, and W. H. Berger, Lawrence, Kansas: Cusham Foundation for Foraminiferal Research.
680. *MacDonald K. C.* (1973). Near-bottom Thermocline in the Samoan Passage, West Equatorial Pacific, Nature 243: 461–62.
681. *MacDonald K. C., Becker K., Speiss F. N., Ballard R. D.* (1980). Hydrothermal Heat Flux of the Black Smoker, Vents on the East Pacific Rise, Earth and Planet. Sci. Letts., 48: 1–7.
682. *MacDougall J. D.* (1971). Fission Track Dating of Volcanic Glass Shards in Marine Sediments, Earth and Planet. Sci. Letts., 10: 403–406.
683. *MacIlvaine J. C., Ross D. A.* (1979). Sedimentary Processes on the Continental Slope of New England, J. Sediment. Petrol. 49: 563–574.
684. *MacIntyre I. G., Pilkey O. H., Stuckenrath R.* (1978). Relict Oysters in the United States Atlantic Continental Shelf: A Reconsideration of Their Usefulness in Understanding Late Quaternary Sea-Level History, Geol. Soc. Am. Bull., 89: 277–82.
685. *MacIntyre A., Ruddiman W. F., Jantzen R.* (1972). Southward Penetrations of the North Atlantic Polar Front: Faunal and Floral Evidence of Largescale Surface Water Mass Movements over the Last 225 000 Years, Deep Sea Res., 19: 61–77.
686. *Malmgren B. A., Kennett J. P.* (1981). Phyletic Gradualism in a Late Cenozoic Planktonic Foraminiferal Lineage: Deep Sea Drilling Project Site 284, Southwest Pacific, Paleobiology.
687. *Mandra Y. T., Mandra H.* (1972). Paleoecology and Taxonomy of Silicoflagellates from an Upper Miocene Diatomite near San Felipe, Baja California, Mexico, Occ. Pap. Calif. Acad. Sci. 99: 1–35.
688. *Margolis S. V.* (1975). Paleoglacial History of Antarctica Inferred from Analysis of Leg 29 Sediments by Scanning-Electron Microscopy, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, pp. 1039–48, ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz and others, Washington, D. C.: U.S. Government Printing Office.
689. *Margolis S. V., Herman Y.* (1980). Northern Hemisphere Sea-Ice and Glacial Development in the Late Cenozoic, Nature 286: 145–149.
690. *Margolis S. V., Kennett J. P.* (1971). Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctic deep-sea cores, Am. J. Sci., 271: 36.
691. *Marsh B. D.* (1979). Island-Arc Volcanism, Am. Sci. 67: 161–172.
692. *Marshall P.* (1912). The Structural Boundary of the Pacific Basin, Rept. Australasian Assoc. Advan, Sci., 13: 90–99.
693. *Marszalek D. S.* (1969). Observations on India diaphana, a Marine Foraminifer, J. Protozool. 16: 599–611.
694. *Marszalek D. S., Wright R. C., Hay W. W.* (1969). Function of the Test in Foraminifera, Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc. 19: 341–352.
695. *Martini E., Worsley T.* (1970). Standard Neogene Calcareous Nannoplankton Zonation, Nature 225: 289–90.
696. *Mason R. G., Raff A. D.* (1961). A Magnetic Survey Off the West Coast of North America 32°N to 42°N, Geol. Soc. Am. Bull. 72: 1259–65.
697. *Matthews R. K.* (1974). Dynamic Stratigraphy, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, Inc.
698. *Matthews R. K., Poore R. Z.* (1980). Tertiary $\delta^{18}O$ Record and Glacioeustatic Sea-Level Fluctuations, Geology, 8: 501–504.
699. *Mattson P. H.*, Pessagno E. A. (1971). Caribbean Eocene Volcanism and the Extent of Horizon A, Science 174: 138–39.
700. *Maxwell A. E. and others* (1970). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 3, Washington, D. C.: U.S. Government Printing Office.
701. *Mayewski P. A.* (1975). Glacial Geology and Late Cenozoic History of Trans-Antarctic Mountains, Antarctica, Institute of Polar Studies, Report 56, Columbus, Ohio: Ohio State University.
702. *McBirney A. R.* (1971). Thoughts on Some Current Concepts of Orogeny and Volcanism, Comm. Earth Sci., Geophys. 2: 69–76.
703. *McBirney A. R., Gass I. G.* (1967). Relations of Oceanic Volcanic Rocks of Mid-Oceanic Rises and Heatflow, Earth. and Planet. Sci. Letts. 2: 265–76.
704. *McBirney A. R., and others* (1974). Episodic Volcanism in the Central Oregon Cascade Region, Geology 2: 585–89.
705. *McBirney A. R., Williams H.* (1969). Geology and Petrology of the Galapagos Islands, Geol. Soc. Am. Memoir 118.
706. *McCave I. N.* (1978). Sediments in the Abyssal Boundary Layer, Oceanus 21: 27–33.
707. *McCave I. N., Lonsdale P. F., Hollister D. C., Gardner W. D.* (1980). Sediment Transport over the Hatton and Gardar Contourite Drifts, J. Sediment. Petrol., 50: 1049–62.
708. *McCoy F. W., Rabinowitz P. D.* (1979). The Evolution of the South Atlantic, Oceanus, 22: 48–51.
709. *McCoy F. W., Zimmerman H. B.* (1977). A History of Sediment Lithofacies in the South Atlantic Ocean, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 39, pp. 1047–79, ed. P. R. Supko, K. Perch-Nielsen, and others, Washington, D. C.: U.S. Govt. Printing Office.
710. *McDougall I.* (1977). The Present Status of the Geomagnetic Polarity Time Scale, in: The Earth: Its Origin, Structure and

Evolution (A Volume in honor of J. C. Jaeger and A. L. Hales), ed. M. W. McElhinny, New York: Academic Press.
711. *McDougall I.* (1979). Age of Shield-building Volcanism of Kaui and Linear Migration of Volcanism in the Hawaiian Island Chain, Earth and Planet. Sci. Letts. 46: 31–42.
712. *McDougall I., Duncan R. A.* (1980). Linear Volcanic Chains – Recording Plate Motions? Tectonophysics 63: 275–95.
713. *McDougall I., Wensink H.* (1966). Paleomagnetism and Geochronology of the Pliocene-Pleistocene Lauas in Iceland, Earth and Planet. Sci. Letts., 1: 232–236.
714. *McGowran B.* (1978). Stratigraphic Record of Early Tertiary Oceanic and Continental Events in the Indian Ocean Region, Mar. Geol. 26: 1–39.
715. *McIntyre A.* (1967). Coccoliths as Paleoclimatic Indicators of Pleistocene Glaciation, Science 158: 1314–17.
716. *McIntyre A., Bé A. W. H.* (1967). Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean-I, Placoliths and Cyrtoliths, Deep Sea Res. 14: 561–97.
717. *McIntyre A., Bé A. W. H., Roche M. B.* (1970). Modern Pacific Coccolithophorida: A Paleontological Thermometer, N.Y. Acad. Sci. Trans. 32: 720–31.
718. *McIntyre A. and others* (1976). Glacial North Atlantic 18000 Years Ago, A CLIMAP Reconstruction, in: Geol. Soc. Am. Memoir 145, pp. 43–76, ed. R. M. Cline and J. D. Hays.
719. *McIntyre A., McIntyre R.* (1971). Coccolith Concentrations and Differential Solution in Oceanic Sediments, in: The Micropaleontology of the Oceans, pp. 253–261, ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.
720. *McIntyre D. J., Wilson G. J.* (1966). Preliminary Pylanology of Some Antarctic Tertiary Erratics, N. Z. J. Bot. 4: 315.
721. *McKenna M. C.* (1980). Eocene Paleolatitudes, Climate and Mammals of Ellesmere Island, Paleo. Paleo. Paleo. 30: 349–62.
722. *McKenzie D. P.* (1969). Speculations on the Consequences and Causes of Plate Motions, Geophys. J. R. Astr. Soc. 18: 1–32.
723. *McKenzie D. P.* (1972). Plate Tectonics and Sea Floor Spreading, Am. Sci. 60: 425–35.
724. *McKenzie D. P., Sclater J. G.* (1968). Heat Flow Inside the Island Arcs of the Northwestern Pacific, J. Geophys. Res. 73: 3173–79.
725. *McKenzie D. P., Sclater J. G.* (1971). The Evolution of the Indian Ocean Since the Late Cretaceous, Geophys. J. R. Astr. Soc. 25: 437–528.
726. *McKenzie D. P., Sclater J. G.* (1973). The Evolution of the Indian Ocean, Sci. Am. 228: 62–72.
727. *McMaster R. L., La Chance T. P., Ashraf A.* (1970). Continental Shelf Geomorphic Features Off Portuguese Guinea, Guinea, and Sierra Leone (West Africa), Mar. Geol., 9: 203–13.
728. *Melguen M.* (1978). Facies Evolution, Carbonate Dissolution Cycles in Sediments from the Eastern South Atlantic (Deep Sea Drilling Project Leg 40) since the Early Cretaceous, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 40, pp. 981–1024, ed. H. M. Bolli, W. B. F. Ryan, and others. Washington, D. C.: U.S. Government Printing Office.
729. *Menard H. W.* (1952). Deep Ripple Marks in the Sea, J. Sediment. Petrol. 22: 3–9.
730. *Menard H. W.* (1953). Shear Zones of the Northeastern Pacific Ocean and Anomalous Structural Trends of Western North America (abstract), Geol. Soc. Am. Bull. 64: 1512.
731. *Menard H. W.* (1954). Topogrphy of the Northeastern Pacific Sea-Floor (abstract), Geol. Soc. Am. Bull., 65: 1284.
732. *Menard H. W.* (1955). Deep-sea Channels, Topography, and Sedimentation, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 39: 236–255.
733. *Menard H. W.* (1967). Sea Floor Spreading Topography, and the Second Layer, Science, 157: 923–24.
734. *Menard H. W.* (1969). The Deep-Ocean Floor, Scientific American 221: 126–45.
735. *Menard H. W.* (1976). Time, Chance, and the Origin of Manganese Nodules, Am. Sci. 64: 519–29.
736. *Menard H. W., Atwater T.* (1968). Changes in Direction of Sea Floor Spreading, Nature 219: 463.
737. *Menard H. W., Chase T. E.* (1970). Fracture zones, in: The Sea, pp. 421–443, ed. A. E. Maxwell, New York: John Wiley.
738. *Menard H. W., Dietz R. S.* (1952). Mendocino Submarine Escarpment, J. Geol., 60: 266–78.
739. *Menard H. W., Mammerickx J.* (1967). Abyssal Hills, Magnetic Anomalies and the East Pacific Rise, Earth and Planet. Sci. Letts., 2: 465–72.
740. *Menard H. W., Smith S. M.* (1966). Hypsometry of Ocean Basin Provinces, J. Geophys. Res., 71: 4305–25.
741. *Mercer J. H.* (1978). West Antarctic Ice Sheet and CO_2 Greenhouse Effect: A Threat of Disaster, Nature 271: 321–325.
742. *Middleton G. V., Hampton M. A.* (1976). Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows, in: Marine Sediment Transport and Environmental Management, pp. 197–218, ed. D. J. Stanley, and D. J. P. Swift, New York: John Wiley.
743. *Milankovitch M.* (1938). Astronomische Mittel Zur Erforschung der Erdgeschichtli-

chen Klimate, Handbuch der Geophysik. 9: 593–698.
744. *Milankovitch M.* (1941), Kanron der Erdbestrahlung und Seine Andwendung auf das Eiszeeiten Problem, Serb. Akad. Beogr. Spec. Publ., 132, translated by the Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1969.
745. *Milliman J. D.* (1974). Marine Carbonates Pt. 1. New York: Springer-Verlag.
746. *Milliman J. D., Emery K. O.* (1968). Sea Levels during the Past 35 000 Years, Science 162: 1121–23.
747. *Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A.* (1972). Sediments of the Continental Margin off the Eastern United States, Maine to Florida, Geol. Soc. Am. Bull., 82: 1315–34.
748. *Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E.* (1974). Numerical Modelling of Instantaneous Plate Tectonics, Geophys. J. R. Astr. Soc. 36: 541–67.
749. *Mitchell A. H. G., Reading H. G.* (1978). Sedimentation and Tectonics, in: Sedimentary Environments and Facies, pp. 439–476, ed. H. G. Reading, New York: Elsevier.
750. *Mitchum R. M., Jr.* (1976). Seismic Stratigraphic Investigation of West Florida Slope, Gulf of Mexico, in: Framework, Facies and Oil-trapping Characteristics of the Upper Cont. Margin, pp. 193–224, ed. A. H. Bouma, G. T. Moore and J. M. Coleman, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geol. 7.
751. *Mitchum R. M., Jr., P. R. Vail and Thompson S. III* (1977). The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis, in: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, pp. 53–62, ed. C. E. Payton, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.
752. *Moberly R.* (1972). Origin of Lithosphere Behind Island Arcs with Reference to the Western Pacific, in: Studies in Earth and Space Sciences, pp. 35–56, ed. R. Shagam, Geological Society of America Memoir 132.
753. *Molnar P., Atwater T.* (1973). Relative Motion of Hot Spots in the Mantle, Nature 246: 288–91.
754. *Molnar P., Atwater T.* (1978). Interarc Spreading and Cordilleran Tectonics as Alternates Related to the Age of Subducted Oceanic Lithosphere, Earth and Planet. Sci. Letts. 41: 330–40.
755. *Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., Smith S. M.* (1975). Magnetic Anomalies Bathymetry and the Tectonic Evolution of the South Pacific Since the Late Cretaceous, Geophys. J. R. Astr. Soc., 40: 383–420.
756. *Moore D.* (1966). Deltaic Sedimentation, Earth Sci. Rev., *1*: 82–104.
757. *Moore G. T., Starke G. W., Bonham L. C., Woodbury H. O.* (1978). Mississippi Fan, Gulf of Mexico – Physiography, Stratigraphy, and Sedimentation Patterns, in: Framework Facies and Oil-Trapping Characteristics of The Upper Continental Margin, pp. 155–191, ed. A. H. Bouma, G. T. Moore, and J. C. Coleman, AAPG Studies in Geology 7.
758. *Moore J. G., Fleming H. S., Phillips J. D.* (1974). Preliminary Model for Extrusion and Rifting at the Axis of the Mid-Atlantic Ridge, 36°48′ North, Geology, 2: 437–40.
759. *Moore T. C., Jr.* (1972). Deep Sea Drilling Project: Successes, Failures, Proposals, Geotimes, 17: 27–31.
760. *Moore T. C., Jr.* (1973). Late Pleistocene-Holocene Oceanographic Changes in the Northeastern Pacific, Quat. Res. 3: 99–109.
761. *Moore T. C., Jr., Heath G. R.* (1978). Sea Floor Sampling Techniques, Chem. Oceanog. 7: 75–126.
762. *Moore T. C., van Andel Tj. H., Sancetta C., Pisias N.* (1978). Cenozoic Hiatuses in Pelagic Sediments, Micropaleo. 24: 113–38.
763. *Moore W. S., Vogt P. G.* (1976). Hydrothermal Manganese Crusts from Two Sites near the Galapagos Spreading Axis, Earth and Planet. Sci. Letts., 29: 329–56.
764. *Morel P., Irving E.* (1978). Tentative Paleocontinental Maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic, J. Geol. 86: 535–61.
765. *Morgan W. J.* (1968). Rises, Trenches, Great Faults and Crustal Blocks, J. Geophys. Res. 73: 1959–82.
766. *Morgan W. J.* (1972). Plate Motions and Deep Mantle Convection, in: Geological Society of America Memoir 132, pp. 7–22, ed. R. Shagam and others.
767. *Morner N. A.* (1976). Eustacy and Geoid Changes, *J. of Geol. 84*: 123–51.
768. *Morner N. A.* (1980). The Northwest European Sea-Level Laboratory and Regional Holocene Eustasy, Paleo. Paleo. Paleo., 29: 281–300.
769. *Morse J. W.* (1974). Dissolution Kinetics of Calcium Carbonate in Seawater V. Effects of Natural Inhibitors and the Position of the Chemical Lysocline, Am. J. Sci., 274: 638–47.
770. *Morse J. W., Berner R. A.* (1972). Dissolution Kinetics of Calcium Carbonate in Seawater: 11. A Kinetic Origin for the Lysocline, Am. J. Sci. 272: 840–51.
771. *Mosby H.* (1934). The Waters of the Atlantic Antarctic Ocean, Sci. Res. Norwegian Antarctic Exped. 1927–28, 11: 1–117.
772. *Murray H. W.* (1939). Submarine Scarp off Cape Mendocino, California, Bull. Calif. Field Eng. 13: 27–33.
773. *Murray J.* (1897). On the Distribution of the Pelagic Foraminifera at the Surface and on the Floor of the Ocean, Nat. Sci. *11*: 17–27.
774. *Murray J., Renard A. F.* (1891). Report on Deep-Sea Deposits Based on the Specimens

Collected during the Voyage of H. M. S.-Challenger in the Years 1872–1876, in Challenger Reports, London: Government Printer.
775. *Murray J. W.* (1973). Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids, New York: Crane, Russak and Co., Inc.
776. *Nairn A. E. M., Stehli F. G.* (1973). The Ocean Basins and Margins, The South Atlantic, New York: Plenum.
777. *Natland J. H.* (1978). Composition, Provenance and Diagenesis of Cretaceous Clastic Sediments Drilled on the Atlantic Continental Rise off Southern Africa, Deep Sea Drilling Project Site 361 – Implications for the Early Circulation of the South Atlantic, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 40, pp. 1025–62, ed. H. M. Bolli, W. B. F. Ryan, and others. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
778. *Natland M. L.* (1957). Paleoecology of West Coast Tertiary Sediments, in: Treatise Mar. Ecol. Paleoecol., vol. 2, pp. 543–572, Geological Society of America Memoir 67.
779. *Nelson B. W., ed.* (1972). Environmental Framework at Coastal Estuaries, Geological Society of America Memoir 133.
780. *Nelson C. H.* (1976). Late Pleistocene and Holocene Depositional Trends, Processes, and History of Astoria Deep-Sea Fan, Northeast Pacific, Mar. Geol. 20: 129–73.
781. *Nelson C. H., Kulm L. D.* (1973). Submarine Fana and Deep-Sea Channels, Part II, in: Turbidites and Deep-Water Sedimentations, pp. 39–70, SEPM Pacific Series, Short Course notes, Anaheim, California.
782. *Nelson C. H., Kulm L. D., Carlson P. R., Duncan J. R.* (1968). Mazama Ash in the Northeastern Pacific, Science 161: 47–49.
783. *Neumayr M.* (1883). Klimatische Zonen Während der Jura-and Kreidezeit, Denkschr. Mathnaturn. kl. 47: 277–310.
784. *Newell N. D.* (1962). Paleontologic Gaps and Geochronology, J. Palont. 36: 592–610.
785. *Nigrini C.* (1967). Radiolaria in Pelagic Sediments from the Indian and Atlantic Oceans, Bull. of Scripps Inst. of Oceanog. 11: 1–125.
786. *Nigrini C.* (1970). Radiolarian Assemblages in the North Pacific and Their Application to a Study of Quaternary Sediments in Core V20–130, Geol. Soc. Am. Memoir 126: 139–83.
787. *Nilsen T. H., Kerr D. R.* (1978). Paleoclimatic and Paleogeographic Iimplications of a Lower Tertiary Laterite (Latosol) on the Iceland-Faeroe Ridge, North Atlantic Region, Geol. Magazine 115: 153–236.
788. *Ninkovitch D., Donn W. L.* (1975). Explosive Cenozoic Volcanism and Climatic Interpretations, Science 194: 899–906.
789. *Ninkovitch D., Schackleton N. J.* (1975). Distribution, Stratigraphy Position and Age of Ash Layer L, in the Panama Basin Region, Earth and Planet. Sci. Letts. 27: 20–34.
790. *Normark W. R.* (1970). Growth Patterns of Deep-Sea Fans, Am. Assoc. Pterol. Geol. Bull. 54: 2170–95.
791. *Norton I. O., Molnar P.* (1977). Implications of a Revised Fit between Australia and Antarctica for the Evolution of the Eastern Indian Ocean, Nature 267: 338–40.
792. *Norton I. O., Sclater J. G.* (1979). A Model for the Evolution of the Indian Ocean and the Breakup of Gondwanaland, J. Geophys, Res. 84: 6803–6830.
793. *Off T.* (1963). Rhythmic Linear Sand Bodies Caused by Tidal Currents, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 47: 324–41.
794. *O'Hara M. J.* (1965). Primary Magmas and the Origin of Basalts, Scottish J. Geol. 1: 19–40.
795. *O'Hara M. J.* (1968). The Bearing of Phase Equilibria Studies in Synthetic and Natural Systems in the Origin and Evolution of Basic and Ultrabasic Rocks, Earth Sci. Rev. 4: 69–133.
796. *O'Hara M. J.* (1973). Non-primary Magmas and Dubious Mantle Plume Beneath Iceland, Nature 243: 507–508.
797. *Olausson E.* (1961). Studies of Deep-Sea Cores, Göteborg, Swedish Deep-Sea Expedition, 1947–1948, Repnt. 8, pp. 353–391.
798. *Olausson E.* (1965). Evidence of Climate Changes in North Atlantic Deep-Sea Cores, in: Progress in Oceanography, pp. 221–54, ed. M. Sears, New York: Pergamon Press.
799. *Oldale R. N., O'Hara C. J.* (1980). New Radiocarbon Dates from the Inner Continental Shelf Off Southeastern Massachusetts and a Local Sea-Level-Rise Curve for the Past 12 000 yr, Geology 8: 102–106.
800. *Oldham R. D.* (1906). The Constitution of the Interior of the Earth, as Revealed by Earthquakes, Q. Jl. Geol. Soc. London 62: 456–75.
801. *Opdyke N. D.* (1972). Paleomagnetism of Deep-Sea Cores, Reviews of Geophys. and Space Physics 10: 213–49.
802. *Opdyke N. D., Burckle L. H., Todd A.* (1974). The Extension of the Magnetic Time Scale in Sediments of the Central Pacific Ocean, Eath and Planet. Sci. Letts. 22: 300–306.
803. *Oxburgh E. R.* (1972). Plate Tectonics, in: Understanding the Earth, pp. 263–85, ed. I. G. Gass, P. J. Smith, and R. C. L. Wilson, Sussex: Artemis Press.
804. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.* (1968). Problem of High Heat Flow and Volcanism Associated with Zones of Descending Mantle Convective Flow, Nature 218: 1041–43.

805. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.* (1970). Thermal Structure of Island Arcs, Geol. Soc. Am. Bull. 81: 1665–88.
806. *Paasche E.* (1968). The Effect of Temperature, Light Intensity and Photoperiod on Coccolith Formation, Limnol. Oceanog. 13: 178–81.
807. *Paasche E.* (1973). Silicon and the Ecology of Marine Plankton Diatoms II. Silicate Uptake Kinetics in Five Diatom Species, Mar. Biol. 19: 262–69.
808. *Packham G. H., Falvey D. A.* (1971). An Hypothesis for the Formation of Marginal Seas in the Western Pacific, Tectonophysics 11: 79.
809. *Packham G. H., Terrill A.* (1975). Submarine Geology of the South Fiji Basin, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 30, pp. 617–645, ed. J. E. Andrews, G. Packham, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printig Office.
810. *Pak H., Zaneveld J. R. V., Beardsley G. F., Jr.* (1971). Mie Scattering by Suspended Clay Particles, J. of Geophys. Res. 76: 5065–69.
811. *Parker F. L.* (1960). Living Planktonic Foraminifera from the Equatorial and Southeast Pacific, Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser., Geology, 4: 71–82.
812. *Parker F. L.* (1965). Irregular Distribution of Planktonic Foraminifera and Stratigraphic Correlation, Progress in Oceanog. 3: 267–72.
813. *Parker F. L.* (1971). Distribution of Planktonic Foraminifera in Recent Deep-Sea Sediments, in: The Micropaleontology of the Oceans, pp. 289–308, ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.
814. *Parker F. L., Berger W. H.* (1971). Faunal and Solution Patterns of Foraminifera in Surface Sediments of the South Pacific, Deep Sea Res. 18: 73–107.
815. *Parkin D. W., Delany A. C., Delany A. C.* (1967). A Search for Airborne Cosmic Dust on Barbados, Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 1311–20.
816. *Parmenter C., Folger D. W.* (1974). Eolian Biogenic Detritus in Deep Sea Sediments, A Possible Index of Equatorial Ice Age Aridity, Science 185: 695–98.
817. *Parsons B., Sclater J. G.* (1977). An Analysis of the Variation of Ocean Floor Bathymetry and Heat Flow with Age, J. Geophys. Res., 82: 803–27.
818. *Pautot G., Renard V., Daniel J., Dupont J.* (1973). Morphology Limits, Origin and Age of Salt Layer along South Atlantic African Margin, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 57: 1658–71.
819. *Payton C. E., ed.* (1977). Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Memoir 26.
820. *Peirce J. W.* (1978). The Origin of the Ninetyeast Ridge and the Northward Motion of India, Based on Deep Sea Drilling Project Paleolatitudes (Unpublished doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge).
821. *Percival S. F., Fischer A. G.* (1977). Changes in Calcareous Nannoplankton in the Cretaceous-Tertiary Biotic Crisis at Zumaya, Spain, Evolution Theory 2: 1–35.
822. *Peterson J. J., Fox P. J., Schreiber E.* (1974). Newfoundland Ophiolites and The Geology of the Oceanic Layer, Nature, 274: 194–196.
823. *Peterson M. N. A.* (1966). Calcite: Rates of Dissolution in a Vertical Profile in the Central Pacific, Science 154: 1542–44.
824. *Peterson M. N. A., Edgar N. T., and others* (1970). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 2, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
825. *Петрушевская М. Г.* Радиолярии в планктоне и в донных осадках. – В кн.: Геохимия кремнезема. – М.: Наука, 1966, с. 219–245.
826. *Петрушевская М. Г.* Радиолярии отрядов Spumellaria и Nassellaria Антарктической области. – В кн.: Результаты биологических исследований Советской антарктической экспедиции (1955–1958). – Л.: Наука, вып. 3, с. 5–186 [Исследования фауны морей, т. 4 (12)].
827. *Petrushevskaya M. G.* (1971). Spumellarian and Nassellarina Radiolaria in the Plankton and Bottom Sediments of the Central Pacific, in: The Micropaleontology of the Oceans, pp. 309–18, ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel, London: Cambridge University Press.
828. *Petrushevskaya M. G.* (1975). Cenozoic Radiolarians of the Antarctic, Leg 29, Deep-Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, pp. 541–76, eds. J. P. Kennett, R. E. Houtz, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
829. *Philippi E.* (1910). Die Grundproben der Deutschen Südpolar-Expedition, 1901–1903, Berlin, G. Reimer, Bd. II, Heft 6, Geog. Geol.: 411–616.
830. *Philippi G. T.* (1965). On the Depth, Time and Mechanism of Petroleum Generation, Geochimica et Cosmochimica Acta 20: 1021–49.
831. *Phillips J. D., Forsyth D.* (1972). Plate Tectonics, Paleomagnetism, and the Opening of the Atlantic, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 1579–1600.
832. *Phleger F. B.* (1938). Foraminifera of Submarine Cores from the Continental Slope, Geol. Soc. Am. Bull. 50: 1395–1422.
833. *Phleger F. B.* (1969). Some General Features of Coastal Lagoons, in: Mem. Simp. Intern. Lagunas Costeras, pp. 5–26, ed.

A. A. Castanaris and F. B. Phleger, Mexico City: UNAM-UNESCO.

834. *Phleger F. B., Parker F. L., Peirson J. F.* (1953). North Atlantic Foraminifera, in: Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947–1948, 7: 122.

835. *Pilbeam D. R.* (1972). Evolutionary Changes in Hominoid Dentition Through Geological Time, in: Calibration of Hominoid Evolution, pp. 369–80, ed. W. W. Bishop and J. A. Miller, Edinburgh: Scottish Academic Press.

836. *Pimm A. C., McGowran B., Gartner S.* (1974). Early Sinking History of the Ninetyeast Ridge, Northwestern Indian Ocean, Geol. Soc. Am. Bull. 85: 1219–24.

837. *Piper D. J. W., Brisco C. D.* (1975). Deep-Water Continental Margin Sedimentation, Deep Sea Drilling Project Leg 28, Antarctica, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28, pp. 727–55, ed. D. E. Hayes, L. A. Frakes, and others. Washington, D. C.: U. S. Govenment Printing Office.

838. *Pipkin B. W., Gorsline D. S., Casey R. E., Hammond D. E.* (1977). Laboratory Exercises in Oceanography, San Francisco: W. H. Freeman and Company.

839. *Pisias N. G.* (1978). Paleoceanography of the Santa Barbara Basin and the California Current During the Last 8000 Years (Unpublished Doctoral Dissertation, University of Rhode Island).

840. *Pitman W. C. III* (1978). Relationship between Eustacy and Stratigraphic Sequences of Passive Margins, Geol. Soc. Am. Bull. 89: 1389–1403.

841. *Pitman W. C. III* (1979). The Effect of Eustatic Sea Level Changes on Stratigraphic Sequences at Atlantic Margins, in: Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 29, pp. 453–60.

842. *Pitman W. C. III, Herron E. M., Heirtzler J. R.* (1968). Magnetic Anomalies in the Pacific and Sea-Floor Spreading, J. Geophys. Res. 73: 2069–85.

843. *Pitman W. C. III, Larson R. L., Herron E. M.* (1974). The Age of the Ocean Basins, Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MC-6.

844. *Pitman W. C. III, Talwani M.* (1972). Seafloor spreading in the North Atlantic, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 619–646.

845. *Poelchau H. S.* (1974). Holocene Silicoflagellates of the North Pacific, their Distribution and Use for Paleotemperature Determination, University of California, San Diego.

846. *Poore R. Z.* (1981). Temporal and Spatial Distribution of Ice-Rafted Mineral Grains in Pliocene Sediments of the North Atlantic: Implications for Late Cenozoic Climatic History, in: Deep Sea Drilling Project – A Decade of Progress, ed. R. G. Douglas and E. Winterer, SEPM Special Publication.

847. *Poore R. Z., Berggren W. A.* (1975). Late Cenozoic Planktonik Foraminiferal Biostratigraphy and Paleoclimatology of the Northeastern Atlantic, Deep Sea Drilling Project Site 116, J. Foram. Res. 5: 270–93.

848. *Popovsky A.* (1908). Die Radiolarien der Antarktis (mit Ausnahme der Tripyleen), Deutsche Sudpolar-Exped. 1901–1903, 10 (Zool. vol. 2): 183–305.

849. *Postma H.* (1967). Sediment Transport and Sedimentation in the Estuarine Environment, in: Estuaries, Publ. 83, pp. 158–79, ed. G. H. Lauff, Washington, D. C.: American Association for the Advancement of Science.

850. *Pratt R. M.* (1967). The Seaward Extension of Submarine Canyons off the Northeast Coast of the United States, Deep Sea Res. 14: 409–20.

851. *Pratt R. M.* (1968). Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States – Physiography and Sediments of the Deep-Sea Basin, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 529-B: 44.

852. *Pratt R. M., Dill R. F.* (1974). Deep Eustatic Terrace Levels: Further Speculations, Geology 2: 155–159.

853. *Pritchard D. W.* (1967). What is an Estuary: Physical Viewpoint, in: Estuaries, Publ. 83, pp. 3–5, ed. G. D. Lauff, Washington, D. C.: American Association for the Advancement of Science.

854. *Pytkowicz R. M.* (1970). On the Carbonate Compensation Depth in the Pacific Ocean, Geochimica et Cosmochimica Acta 34: 836–39.

855. *Rabinowitz P. D.* (1974). The Boundary Between Oceanic and Continental Crust in the Western North Atlantic, in: The Geology of Continental Margins, pp. 67–84, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.

856. *Rabinowitz P. D., La Brecque J. L.* (1976). The Isostatic Gravity Anomaly: Key to the Evolution of the Ocean-Continent Boundary at Passive Continental Margins, Earth and Planet. Sci. Letts. 35: 145–50.

857. *Rabinowitz P. D., La Brecque J. L.* (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins, J. of Geophys. Res. 84: 5973–6001.

858. *Radczewski O. E.* (1937). Die Mineralfazies der Sediments des Kapverden Beckens, Wiss. Ergebn. Atlant. Exped. Meteor 3: 262–77.

859. *Raitt R. W.* (1956). Seismic Refraction Studies of the Pacific Ocean Basin, Part I: Crustal Thickness of the Central Equatorial Pacific, Geol. Soc. Am. Bull. 67: 1623–40.

860. *Raitt R. W.* (1963). The Crustal Rocks, in: The Sea, vol. 3, pp. 85–102, ed. M. N. Hill, New York: Wiley-Interscience.

861. *Ramsay A. T. S.* (1971). Occurrence of Biogenous Siliceous Sediments in the Atlantic Ocean, Nature 233: 115–17.
862. *Ramsay A. T. S.* (1974). The Distribution of Calcium Carbonate in Deep Sea Sediments, in: Studies in Paleo-oceanography, pp. 57–76, ed. W. W. Hay, SEPM Special Publication 20.
863. *Ramsay A. T. S.* (1977). Sedimentological Clues to Paleo-oceanography, in: Oceanic Micropaleontology, vol. 2, pp. 1371–1453, ed. A. T. S. Ramsay, New York: Academic Press.
864. *Raudkivi A. J.* (1967). Loose Boundary Hydraulics, New York: Pergamon Press.
865. *Rea D. K., Scheidegger K. F.* (1979). Eastern Pacific Spreading Rate Fluctuation and Its Relation to Pacific Area Volcanic Episodes, J. Volcan. Geotherm. Res., 5: 135–48.
866. *Reinson G. E.* (1979). Facies Models 6, Barrier Island Systems, Geoscience Canada 6: 57–74.
867. *Rex R. W., Goldberg E. D.* (1958). Quartz Contents of Pelagic Sediments of the Pacific Ocean, Tellus 10: 153–59.
868. *Rex R. W., Goldberg E. D.* (1963). Insolubles, in: The Sea, Vol. 1, pp. 295–304, ed. M. N. Hill, New York: Wiley-Interscience.
869. *Rhodes J. M., Dungan M. A.* (1979). The Evolution of Ocean-Floor Basaltic Magmas, in: Maurice Ewing Series 2, pp. 262–72, ed. M. Talwani, C. G. Harrison, and D. E. Hayes, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
870. *Riedel W. R.* (1959). Siliceous Organic Remains in Pelagic Sediments, in: Silica in Sediments, SEPM Spec. Publ. 7.
871. *Riedel W. R., Sanfilippo A.* (1971). Cenozoic Radiolaria from the Western Tropical Pacific, Leg 7, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 7, pp. 1529–1672, ed. E. L. Winterer, W. R. Riedel, and others. Washington, D. C.: Government Priting Office.
872. *Ringwood A. E.* (1969). Composition and Evolution of the Upper Mantle, in: The Earth's Crust and Upper Mantle, ed. P. J. Hart, Geophysical Monograph 13, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
873. *Ringwood A. E.* (1977). Petrogenesis in Island Arc Systems, in: Maurice Ewing Series 1, pp. 311–24, ed. M. Talwani and W. C. Pitman III, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
874. *Ringwood A. E., Green D. H.* (1966). Petrological Nature of the Stable Continental Crust, in: Earth Beneath the Continents, Publ. 1467, pp. 611–619, ed. J. S. Steinhart and T. J. Smith, Washington, D. C.: National Academy of Sciences, Natural Resources Council.
875. *Roberts D. G.* (1975). Marine Geology of the Rockall Plateau and Trough, Phil. Trans. R. Soc. London A278: 447–509.
876. *Robertson J. H.* (1975). Glacial to Interglacial Oceanographic Changes in Northwest Pacific, Including a Continuous Record of the Last 400 000 years (Unpublished doctoral dissertation, Columbia University, New York).
877. *Rona P. A.* (1973a). Relations between Rates of Sediment Accumulation on Continental Shelves, Seafloor Spreading, and Eustacy Inferred from the Central North Atlantic, Geol. Soc. Am. Bull. 84: 2851–72.
878. *Rona P. A.* (1973b). Worldwide Unconformities in Marine Sediments Related to Eustatic Changes of Sea Level, Nature Phys. Sci. 244: 25.
879. *Ross D. A., Schlee J.* (1973). Shallow Structure and Geologic Development of the Southern Red Sea, Geol. Soc. Am. Bull. 84: 3827–48.
880. *Ruddiman W. F.* (1971). Pleistocene Sedimentation in the Equatorial Atlantic: Stratigraphy and Faunal Paleoclimatology, Geol. Soc. Am. Bull. 82: 283–302.
881. *Ruddiman W. F.* (1977a). Late Quaternary Deposition of Ice-rafted Sand in the Subpolar North Atlantic (lat. 40° to 65° N), Geol. Soc. Am. Bull. 88: 1813–27.
882. *Ruddiman W. F.* (1977b). Investigations of Quaternary Climate Based on Planktonic Foraminifera, in: Oceanic Micropaleontology, vol. 1, pp. 100–162, ed. A. T. S. Ramasay, New York: Academic Press.
883. *Ruddiman W. F., McIntyre A.* (1977). Late Quaternary Surface Ocean Kinematics and Climatic Change in the High-Latitude North Atlantic, J. Geophys. Res., 82: 3877–87.
884. *Ruddiman W. F., McIntyre A., Niebler-Hunt V., Durazzi J. T.* (1980). Oceanic Evidence for the Mechanism of Rapid Northern Hemisphere Glaciation, Quat. Res. 13: 33–64.
885. *Rupke N. A.* (1978). Deep Clastic Seas, in: Sedimentary Environments and Facies, pp. 372–415, ed. H. G. Reading, New York: Elsevier.
886. *Russell D. A.* (1979). The Enigma of the Extinction of Dinosaurs, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 7: 163–82.
887. *Russell K. L.* (1968). Oceanic Ridges and Eustatic Changes in Sea Level, Nature 218: 861–62.
888. *Ryan W. B. F.* (1973). Geodynamic Implications of the Messinian Crisis of Salinity, in: Messinian events in the Mediterranean, pp. 26–38, ed. C. W. Drooger, North-Holland, Amsterdam: Koninklijke Nederlands Akademie van Wetenschappen.
889. *Ryan W. B. F.* (1972). Stratigraphy of Late Quaternary Sediments in the Eastern

Mediterranean, in: The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory, pp. 149–169, ed. D. J. Stanley, Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross.

890 *Ryan W. B. F., Cita M. B.* (1978). The Nature and Distribution of Messinian Erosional Surfaces – Indicators of a Several-Kilometer-Deep Mediterranean in the Miocene, Mar. Geol. 27: 193–230.

891. *Ryan W. B. F., Cita M. B.* (1977). Ignorance Concerning Episodes of Oceanwide Stagnation, Mar. Geol. 23: 197–215.

892. *Ryan W. B. F., and others* (1974). A Paleomagnetic Assignment of Neogene Stage Boundaries and the Development of Isochronous Datum Planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in Order to Investigate the Response of World Ocean to Mediterranean "Salinity Crisis", Riv. Ital. Paleont. 80: 631–88.

893. *Ryan W. B. F., Hsü K. J., and others* (1973). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13, pt. 1 and 2, p. 1447, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.

894. *Sachs H. M.* (1973). Late Pleistocene History of the North Pacific: Evidence from a Quantitative Study of Radiolaria in Core V21–173, Quat. Res. 3: 89–98.

895. *Sachs H. M., Webb T. III, Clark D. R.* (1977). Paleoecological Transfer Functions, Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 5: 159–78.

896. *Saito T.* (1976a). Geologic Significance of Colling Direction in the Planktonic Foraminifera, Pulleniatina, Geology 4: 305–309.

897. *Saito T.* (1976b). Late Cenozoic Planktonic Foraminiferal Datum Levels: the Present State of Knowledge toward Accomplishing Pan-Pacific Stratigraphic Correlation, in: Proc. First Inter. Cong. on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, pp. 61–80, Tokyo: Kaiyo Shuppan Company.

898. *Saito T., van Donk J.* (1974). Oxygen and Carbon Isotope Measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary Foraminifera, Micropaleo. 20: 152–77.

899. *Salisbury M. H., and others* (1979). The Physical State of the Upper Levels of Cretaceous Oceanic Crust from the Results of Logging, Laboratory Studies and the Oblique Seismic Experiment at Deep Sea Drilling Project Sites 417 and 418, in: Maurice Ewing Series 2, pp. 113–34, ed. M. Talwani, C. G. Harrison and D. E. Hayes, Washington, D. C.: American Geophysical Union.

900. *Salvatorini G., Cita M. B.* (1979). Miocene Foraminifera Stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Site 397 (Cape Bojador, North Atlantic), in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 47, pt. 1, pp. 317–373, eds. U. von Rad W. B. F. Ryan, and others. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.

901. *Sancetta C.* (1979a). Paleogene Pacific Microfossils and Paleoceanography, Mar. Micropaleo. 4: 363–98.

902. *Sancetta C.* (1979b). Use of Semiquantitative Microfossil Data for Paleoceanography, Geology 7: 88–92.

903. *Sanfilippo A., Burckle L. H., Martini E., Riedel W. R.* (1973). Radiolarians, Diatoms, Silicoflagellates and Calcareous Nannofossils in the Mediterranean Neogene, Micropaleo. 19: 209–34.

904. *Sarnthein M., Walger E.* (1974). Der Äolische Sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantikküste, Geol. Rdsch. 63: 1065–87.

905. *Savin S. M.* (1977). The History of the Earth's Surface Temperature during the Last 100 Million Years, in: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., vol. 5, pp. 319–355, ed. F. A. Donath, F. G. Stehli, and G. A. Wetherill.

906. *Savin S. M., Douglas R. G., Stehli G. F.* (1975). Tertiary Marine Paleotemperatures, Geol. Soc. Am. Bull. 86: 1499–1510.

907. *Scheidegger K. F., Kulm L. D.* (1975). Late Cenozoic Volcanism in the Aleutian Arc: Information from Ash Layers in the Northeastern Gulf of Alaska, Geol. Soc. Am. Bull. 86: 1407–11.

908. *Schilling J. G.* (1973). Iceland Mantle Plume: Geochemical Evidence along the Reykjanes Ridge, Nature 242: 565–71.

909. *Schilling J. G., Unni C. K., Bender M. L.* (1978). Origin of Chlorine and Bromine in the Oceans, Nature 273: 631–36.

910. *Schindewolf O. H.* (1954). Über die Möglichen Ursachen der Grossen Erdges Chechtlichen Fraunenschnitte, N. Jb. Geol. Paläont. Monatsch, pp. 457–65.

911. *Schlanger S. O., 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, vol. 1, pp. 117–148, ed. K. J. Hsu and H. C. Jenkyns, Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment. Oxford: Blackwell.

912. *Schlanger S. O. and others* (1973). Fossil Preservation and Diagenesis of Pelagic Carbonates from the Magellan Rise, Central North Pacific Ocean, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, pp. 467–527, ed. E. L. Winterer, J. I. Ewing, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.

913. *Schlanger S. O., Jenkyns H. C.* (1976). Cretceous Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences, Geol. Mijnb. 55: 179–84.

914. *Schlee J. S.* (1977). Stratigraphy and Tertiary Development of the Continental Margin East of Florida, U. S. Geol. Survey Prof. Pap., 581-F.

915. *Schlee J. S., and others* (1979). The

Continental Margins, Oceanus 22: 40–62.
916. *Schlee S.* (1973). The Edge of an Unfamiliar World-A History of Oceanography, New York: Dutton and Co.
917. *Schlich R.* (1975). Structure et Age de l'Ocean Indian Occidental, Mem. Horsserie Soc. Geol. de France, no. 6.
918. *Schnitker D.* (1974). West Atlantic Abyssal Circulation during the Past 120 000 Years, Nature 248: 385–87.
919. *Schnitker D.* (1980). Quaternary Deep-Sea Benthic Foraminifers and Bottom Water Masses, Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 8: 343–70.
920. *Scholl D. W., Buffington E. C., Hopkins D. M.* (1968). Geologic History of the Continental Margin of North America in the Bering Sea, Mar. Geol. 6: 297–330.
921. *Scholl D. W., Creager J. S.* (1973). Geologic Synthesis of Leg 19 (Deep Sea Drilling Project) Results; Far North Pacific, and Aleutian Ridge, and Bering Sea, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 19, pp. 897–913, ed. J. S. Creager, D. W. Scholl, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
922. *Scholl D. W., Marlow M. S., Cooper A. K.* (1977). Sediment Subduction and Offscraping at Pacific Margins, in: Maurice Ewing Series 1, pp. 199–210, ed. M. Talwani and W. C. Pitman III. Washington, D. C.: American Geophysical Union.
923. *Schopf T. J. M.* (1980). Paleoceanography, Cambridge, Mass.: Harvard University Press.
924. *Schott W.* (1935). Die Foraminiferen in dem Aquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans, Wiss. Ergeb., Deut. Atlantischen Exped. Vermuss. Forschungsschiff Meteror, 1925–1926, 111: 43–134.
925. *Schrader H. J.* (1971). Fecal Pellets: Role in Sedimentation of Pelagic Diatoms, Science 174: 55–57.
926. *Schrader H. J.* (1973). Cenozoic Diatoms from the Northeast Pacific, Leg 18, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 18, pp. 673–698, ed. L. D. Kulm, R. von Huene, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
927. *Schrader H. J. and others* (1976). Cenozoic biostratigraphy, Physical Stratigraphy and Paleoceanography in the Norwegian-Greenland Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 18 Paleontological Synthesis, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol 38, pp. 1197–1211, ed. M. Talwani, G. Udintsev, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
928. *Schrader H. and others* (1980). Laminated Diatomaceous Sediments from the Guaymas Basin Slope (Central Gulf of California): 250 000 Year Climate Record, Science 207: 1207–1209.
929. *Schubel J. R., Pritchard D. W.* (1972). The Estuarine Environment, pt. 1, Jour. Geol. Education, vol. 20, pp. 60–68, March 1972, Washington, D. C.: Council on Education in the Geological Sciences.
930. *Sclater J. G., Abbott D., Thiede J.* (1977a). Paleobathymetry and Sediments of the Indian Ocean, in: Indian Ocean Geology and Biostratigraphy, ed. J. R. Heirtzler and others, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
931. *Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L.* (1971). The Elevation of Ridges and the Evolution of the Central Eastern Pacific, J. Geophys. Res. 76: 7883–7915.
932. *Sclater J. G., Detrick R.* (1973). Elevation of Midocean Ridges and the Basement Age of JOIDES Deep Sea Drilling Sites, Geol. Soc. Am. Bull. 84: 1547–54.
933. *Sclater J. G., Fischer R. L.* (1974). Evolution of the East Central Indian Ocean, with Emphasis on the Tectonic Setting of the Ninetyeast Ridge, Geol. Soc. Am. Bull. 85: 683–702.
934. *Sclater J. G., Francheteau J.* (1970). The Implications of Terrestrial Heat Flow Observations for Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper Mantle of the Earth, Geophys. J. R. Astr. Soc. 20: 509–42.
935. *Sclater J. G., Hawkins J. W., Mammerickx J.* (1972). Crustal Extension between the Tonga and Lau Ridges: Petrologic and Geophysical Evidence, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 505–18.
936. *Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C.* (1977). The Paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present, J. of Geol. 85: 509–52.
937. *Sclater J. G., McKenzie D. P.* (1973). The Paleobathymetry of the South Atlantic, Geol. Soc. Am. Bull. 84: 3203–16.
938. *Sclater J. G., Tapscott C.* (1979). The History of the Atlantic, Scientific American 240: 156–74.
939. *Scotese C. R. and others* (1979). Paleozoic Base Maps, J. Geol. 87: 217–68.
940. *Scott M. R. and others* (1974). Rapidly Accumulating Manganese Deposit from the Median Valley of the Mid-Atlantic Ridge, Geophys. Res. Letts. 1: 355–58.
941. *Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G.* (1974). Trench Slope Model, in: The Geology of Continental Margins, pp. 249–60, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.
942. *Seely D. R., Dickinson W. R.* (1977). Structure and Stratigraphy of Forearc Regions, in: Geology of Continental Margins, American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series, 5, C1–C23.
943. *Seibold E., Hinz K.* (1974). Continental Slope Construction and Destruction, West Africa, in: The Geology of Continental

Margins, pp. 179–96, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.
944. *Selley R. C.* (1970). Ancient Sedimentary Environments, London: Chapman and Hall, Ltd.
945. *Sellwood B. W.* (1978). Shallow-Water Carbonate Environments, in: Sedimentary Environment and Facies, pp. 259–313, ed. H. G. Reading, New York: Elsevier.
946. *Shackleton N. J.* (1967). Oxygen Isotope Analyses and Paleotemperatures Reassessed, Nature 215: 15–17.
947. *Shackleton N. J.* (1974). Attainment of Isotopic Equilibrium between Ocean Water and the Benthonic Foraminifera Genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the Ocean during the Last Glacial, C. N. R. S. Colloque Internationaux 219, Paris.
948. *Shackleton N. J.* (1977). The Oxygen Isotope Stratigraphic Record of the Late Pleistocene, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. 280: 169–82.
949. *Shackleton N. J., Cita M. B.* (1979). Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphy of Benthic Foraminifera at Site 397: Detailed History of Climatic Change during the Late Neogene, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 47, pp. 435–45, ed. U. von Rad, W. B. F. Ryan and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
950. *Shackleton N. J., Kennett J. P.* (1975a). Paleotemperature History of the Cenozoic and the Initiation of Antarctic Glaciation: Oxygen and Carbon Isotope Analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, pp. 743–755, ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
951. *Shackleton N. J., Kennett J. P.* (1975b). Late Cenozoic Oxygen and Carbon Isotopic Changes at Deep Sea Drilling Project Site 284: Implications for Glacial History of the Northern Hemisphere and Antarctica, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, pp. 801–807, ed. J. P. Kennett, R. E. Houtz and others, Washington, D. C.: W. S. Government Printing Office.
952. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.* (1973). Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28–238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 Year and 10^6 Year Scale, Quat. Res. 3: 39–55.
953. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.* (1976). Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28–239, Late Pliocene to Latest Pleistocene, in: Geol. Soc. Am. Memoir 145, pp. 449–64, ed. R. M. Cline and J. D. Hays.
954. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.* (1977). Oxygen Isotope and Paleomagnetic Evidence for Early Northern Hemisphere Glaciation, Nature 270: 216–19.
955. *Shaw A. B.* (1964). Time in Stratigraphy, New York: McGraw-Hill.
956. *Shaw D. M., Watkins N. D., Huang T. C.* (1974). Atmospherically Transported Volcanic Glass in Deep-Sea Sediments: Theoretical Considerations, J. Geophys. Res., 79: 3087–94.
957. *Shaw H. R.* (1973). Mantle Convection and Volcanic Periodicity in the Pacific: Evidence from Hawaii, Geol. Soc. Am. Bull. 84: 1505–26.
958. *Shaw H. R., Jackson E. D.* (1973). Linear Island Chains in the Pacific: Result of Thermal Plumes or Gravitational Anchors? J. Geopyhs. Res. 78: 8634–52.
959. *Shepard F. P.* (1948). Submarine Geology (1st ed), New York: Harper and Row.
960. *Shepard F. P.* (1961). Deep-Sea Sands, Internat. Geol. Congr., 21 st, Norden, 1960, Repts., 23: 26–42.
961. *Shepard F. P.* (1963). Sumbarine Geology (2nd ed), New York: Harper and Row.
962. *Shepard F. P.* (1973). Submarine Geology (3 rd. ed), New York: Harper and Row.
963. *Shepard F. P., Dill R. F.* (1966). Submarine Canyons and Others Sea Valleys, Chicago: Rand McNally and Co.
964. *Shepard F. P., Dill R. F., Von Rad U.* (1969). Physiography and Sedimentary Processes of La Jolla Submarine Fan and Fan Valley, California, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 53: 390–420.
965. *Shepard F. P., Emery K. O.* (1973). Congo Submarine Canyon and Fan Valley, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 57: 1679–91.
966. *Shepard F. P., Inman D. L.* (1951). Nearshore Circulation, in: Conf. on Coastal Engineering, 1st, Proc., pp. 50–59, ed. J. W. Johnson, Berkeley, California: Council of Wave Resources.
967. *Shepard F. P., McLoughlin P. A., Marshall N. F., Sullivan G. G.* (1977). Current-Meter Recordings of Low-Speed Turbidity Currents, Geology 5: 297–301.
968. *Sheridan R. E., Enos P.* (1979). Stratigraphic Evolution of the Blake Plateau after a Decade of Scientific Drilling, in: Maurice Ewing Series 3, pp. 109–122, ed. M. Talwani, W. Hay and W. B. F. Ryan, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
969. *Shor G. G., Jr.* (1963). Refraction and Reflection Techniques and Procedure, in: The Sea, vol. 3, pp. 20–38, ed. M. N. Hill, New York: Wiley-Interscience.
970. *Siesser W. G.* (1978). Age of Phosphorites on the South African Continental Margins, Mar. Geol. 26: M17–M28.
971. *Siesser W. G.* (1980). Late Miocene Origin of the Benguela Upwelling System Off Northern Namibia, Science 208: 283–85.
972. *Silva A., Hollister C. D.* (1973). Geotechnical Properties of Ocean Sediments

Recovered with Giant Piston Core, 1, in Gulf of Mine, J. Geophys. Res. 78: 3597–3616.
973. *Simpson J. F.* (1966). Evolutionary Pulsations and Geomagnetic Polarity, Geol. Soc. Am. Bull. 77: 227–34.
974. *Sleep N. H., Biehler S.* (1970). Topography and Tectonics at the Intersections of Fracture with Central Rifts, J. Geophys. Res. 75: 2748–52.
975. *Sleep N. H., Toksoz M. N.* (1971). Evolution of the Marginal Basins, Nature 233: 548.
976. *Sloss L. L.* (1963). Sequences in the Cratonic Interior of North America, Geol. Soc. Am. Bull., 74: 93–114.
977. *Smayda T. J.* (1958). Biogeographical Studies of Marine Phytoplankton, Oikos 9: 158–91.
978. *Smayda T. J.* (1970). The Suspension and Sinking of Phytoplankton in the Sea, Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 8: 353–414.
979. *Smit J., Hertogen J.* (1980). An Extraterrestrial Event at the Cretaceous-Tertiary Boundary, Nature 285: 198–200.
980. *Smith L. A.* (1977). Messinian Event, Geotimes 22: 20–23.
981. *Smith A. G., Briden J. C.* (1977). Mesozoic and Cenozoic Paleocontinental Mars, New York: Cambridge University Press.
982. *Smith A. G., Briden J. C., Drewry G. E.* (1973). Phanerozoic World Maps, in: Organisms and Continents through time, pp. 1–42, ed. N. F. Hughes, Paleontological Association Special Papers in Paleontology 12.
983. *Smith P. B., Emiliani C.* (1966). Oxygen-Isotope Analysis of Recent Tropical Pacific Benthic Foraminifera, Science 160: 1335–36.
984. *Snider-Pellegrini A.* (1958). La Création et ses Mystères Dévoiles, Paris: Frank and Dentu.
985. *Sorem R. K., Foster A. R.* (1972). Internal Structure of Manganese Nodules and Implications in Beneficiation, in: Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor, pp. 167–82, ed. D. R. Horn, Washington, D. C.: National Science Foundation.
986. *Southard J. B., Young R. A., Hollister C. D.* (1971). Experimental Erosion of Fine Abyssal Sediment, J. Geophys. Res. 76: 5903–5909.
987. *Sproll W. P., Dietz R. S.* (1969). Morphological Continental Drift Fit of Australia and Antarctica, Nature 222: 345–48.
988. *Srinivasan M. S., Kennett J. P.* (1974). Secondary Clacification of the Planktonic Foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* as a Climatic Index, Science 186: 630–32.
989. *Srinivasan M. S., Kennett J. P.* (1976). Evolution and Phenotypic Variation in the Late Cenozoic *Neogloboquadrina dutertrei* Plexus, in: Progress in Micropaleontology, pp. 329–55, ed. Y. Takayanagi and T. Saito, Micropaleontology Press Special Publication 2. New York: American Museum of Natural History.
990. *Srinivasan M. S., Kennett J. P.* (1981). A Review of Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy: Applications in the Equatorial and South Pacific, Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Publ.
991. *Stadum C. J., Burckle L. H.* (1973). A Silicoflagellate Ooze from the East Falkland Plateau, Micropaleontology, 19: 104–109.
992. *Stakes D., Leinen M.* (1976). Metal Accumulation Rates in the Central Equatorial Pacific during the Cenozoic, Trans. Am. Geophys. Union 57: 269.
993. *Steen-Mcintyre V.* (1977). A Manual of Tephrochronology, Idaho Springs, Colorado.
994. *Stehli F. G., Douglas R. G., Kafescioglu I. A.* (1972). Models for the Evolution of Planktonic Foraminifera, in: Models in Paleobiology, pp. 116–29, ed. T. J. M. Schopf, San Francisco: Freeman, Cooper, and Co.
995. *Stetson H. C.* (1939). Summary of Sedimentary Conditions on the Continental Shelf Off the East Coast of the United States, in: Recent Marine Sediments, pp. 230–44, ed. P. D. Trask, American Association of Petroleum Geologists.
996. *Stewart R. J.* (1976). Turbidites of the Aleutian Abyssal Plain: Mineralogy, Provenance, and Constraints for Cenozoic Motion of the Pacific Plate, Geol. Soc. Am. Bull. 87: 793–808.
997. *Stille H.* (1924). Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin: Borntraeger.
998. *Stoddart D. R.* (1969). Ecology and Morphology of Recent Coral Reefs, Cambridge Phil. Soc. Biol. Rev. 44: 433–98.
999. *Stoffa P. L. and others* (1980). Mantle Reflections beneath the Crustal Zone of the East Pacific Rise from Multi-Channel Seismic Data, Mar. Geol. 35: 83–97.
1000. *Stoffa P., Talwani M.* (1978). Exploring the Crust beneath the Oceans, in: Lamont-Doherty Geol. Observ. Yearbook, New York: Columbia University.
1001. *Stommel H.* (1948). The Westward Intensification of Wind Driven Ocean Currents, Trans. Amer. Geophys. Union 29: 202–206.
1002. *Stommel H.* (1958). The Abyssal Circulation, Deep Sea Res. 5: 80–81.
1003. *Stommel H., Arons A. B.* (1960). On the Abyssal Circulation of the World Ocean – II. An Idealized Model of Circulation Pattern and Amplitude in Oceanic Basins, Deep Sea Res. 6: 217–33.
1004. *Stonehouse B.* (1969). Environmental Temperatures of Tertiary Penguins, Science 163: 673–75.
1005. *Streeter S. S.* (1973). Bottom Waters and

Benthonic Foraminifera in the North Atlantic–Glacial-Interglacial Contrasts, Quat. Res. 3: 131–41.
1006. *Stuiver M., Quay P. D.* (1980). Changes in Atmospheric Carbon-14 Attributed to a Variable Sun, Science 207: 11–19.
1007. *Suess E.* (1885). Das Antlitz der Erde, 1. Prague: F. Tempsky.
1008. *Suess E.* (1904-1909). The Face of the Earth (5 vol.). Oxford: Clarendon Press.
1009. *Suess H. E.* (1980). The Radiocarbon Record in Tree-Rings of the Last 8000 Years, Radiocarbon J. 22: 200–209.
1010. *Suggate R. P.* (1963). The Alpine Fault, Trans. Roy. Soc. N. Z. Geol., 2: 105–129.
1011. *Sugimura A., Uyeda S.* (1973). Island Arcs: Japan and Its Environments, Amsterdam: Elsevier.
1012. *Sugimura A., Matsuda Tb, Chinzei K., Nakamura K.* (1963). Quantitative Distribution of Late Cenozoic Volcanic Materials in Japan, Bull. Volcanol. 26: 125–40.
1013. *Sun S. S., Tatsumoto M., Schilling J. G.* (1975). Mantle Plume Mixing along the Reykjanes Ridge Axis: Lead Isotopic Evidence, Science 190: 143–47.
1014. *Supko P. R., Perch-Nielsen K.* (1977). General Synthesis of Central and South Atlantic Drilling Results, Leg 39, Deep Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 39, pp. 1099–1131, ed. P. K. Supko, K. Perch-Nielsen, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1015. *Sverdrup H. U., Johnson N. W., Fleming R. H.* (1942). The Oceans, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, Inc.
1016. *Swallow J. C.* (1971). The Aries Current Measurement in the Western North Atlantic, Phil. Trans. Series A, 270: 451–60.
1017. *Swift D. J. P.* (1969). Outer Shelf Sedimentation: Processes and Products, in: The New Concepts of Continental Margin Sedimentation, Lecture No. 5, American Geological Institute, Short Course Lecture Notes, DS 5, 26.
1018. *Swift D. J. P.* (1970). Quaternary Shelves and the Return to Grade, Mar. Geol. 8: 5–30.
1019. *Swift D. J. P.* (1974). Continental Shelf Sedimentation, in: Geology of Continental Margins, pp. 117–135, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.
1020. *Swift D. J. P.* (1975). Barrier-island Genesis: Evidence from the Central Atlantic Shelf, Eastern U. S. A., Sediment. Geol. 14: 1–43.
1021. *Sykes L. R.* (1963). Seismicity of the South Pacific Ocean, J. Geophys. Res. 68: 5999.
1022. *Sykes L. R.* (1966). The seismicity and Deep Structure of Island Arcs, J. Geophys. Res. 71: 2781–3006.
1023. *Sykes L. R.* (1967). Mechanism of Earthquakes and Nature of Faulting on the Midocean Ridges, J. Geophys. Res. 72: 2131–53.
1024. *Talwani M.* (1964). A Review of Marine Geophysics, Mar. Geol. 2: 29–80.
1025. *Talwani M., Eldholm O.* (1973). The Boundary between Continental and Oceanic Basement at the Margin of Rifted Continents, Nature 241: 325–30.
1026. *Talwani M., Eldholm O.* (1974). Margins of the Norwegian-Greenland Sea, in: The Geology of Continental Margins, pp. 361–74, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, New York: Springer-Verlag.
1027. *Talwani M., Eldholm O.* (1977). Evolution of the Norwegian-Greenland Sea, Geol. Soc. Am. Bull. 88: 969–99.
1028. *Talwani M., Harrison C. G., Hayes D. E., ed.* (1979). Deep Drilling Results in the Atlantic: Ocean Crust, Maurice Ewing Series 2, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1029. *Tappan H.* (1968). Primary Production, Isotopes, Extinctions and the Atmosphere, Paleo. Paleo. Paleo. 4: 187–210.
1030. *Tappan H.* (1980). The Paleobiology of Plant Protists, San Francisco: W. H. Freeman and Company, Publishers.
1031. *Tappan H., Loeblich A. R., Jr.* (1973). Evolution of the oceanic plankton, Earth Sci. Rev. 9: 207–40.
1032. *Tarling D. H., Mitchell J. G.* (1976). Revised Cenozoic Polarity Time Scale, Geology 4: 133–36.
1033. *Tarney J., and others* (1979). Nature of Mantle Heterogeneity in the North Atlantic: Evidence from Leg 49 Basalts, in: Maurice Ewing Series, 2, pp. 285–301, ed. M. Talwani, C. G. Harrison, and D. E. Hayes, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1034. *Taylor F. B.* (1910). Bearing of the Tertiary Mountain Belts on the Origin of the Earth's Plan, Geol. Soc. Am. Bull. 21: 179–226.
1035. *Taylor P. T., Zietz I., Dennis L. S.* (1968). Geological Implications of Aeromagnetic Data for the Eastern Continental Margin of the United States, Geophysics 33: 755–80.
1036. *Thiede J.* (1979a). History of the North Atlantic Ocean: Evolution of an Asymmetric Zonal Paleoenvironment in a Latitudinal Ocean Basin, in: Maurice Ewing Series, 3, pp. 275–296, ed. M. Talwani, W. Hay, and W. B. F. Ryan, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1037. *Thiede J.* (1979b). Paleogeography and Paleobathymetry of the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean, Geojournal 3.3: 263–72.
1038. *Thiede J.* (1980). Palaeo-oceanography, Margin Stratigraphy and Palaeophysiography of the Tertiary North Atlantic and Norwegian–Greenland Seas, Phil. Trans. R. Soc. Land. A., 294: 177–185.
1039. *Thiede J., Van Andel Tj. H.* (1977). The

Paleoenvironment of Anaerobic Sediments on the Late Mesozoic South Atlantic Ocean, Earth and Planet. Sci. Letts. 33: 301–309.
1040. *Thierstein H. R., Berger W. H.* (1978). Injection Events in Ocean History, Nature 276: 461–466.
1041. *Thorarinsson S.* (1944). Tefrokronologiska studies Po Island, Geografiska Ann. 26: 1–217.
1042. *Thunell R. C.* (1979). Pliocene-Pleistocene Paleotemperatures and Paleosalinity History of the Mediterranean Sea, Results from Deep Sea Drilling Project Sites 125 and 132, Mar. Micropaleo. 4: 173.
1043. *Thunell R. C., Williams D. F., Kennett J. P.* (1977). Late Quaternary Paleoclimatology, Stratigraphy and Sapropel History in Eastern Mediterranean Deep-Sea Sediments, Mar. Micropaleo. 2: 371–88.
1044. *Tissot B.* (1979). Effects on Profilic Petroleum Source Rocks and Major Coal Deposits Caused by Sea-Level Changes, Nature 277: 463–65.
1045. *Toksoz M. N., Bird P.* (1977). Formation and Evolution of Marginal Basins and Continental Plateaus, in: Maurice Ewing Series, 1, pp. 379–93, eds. M. Talwani and W. C. Pitman III. Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1046. *Tolderlund D. S., Bé A. W. H.* (1971). Seasonal Distributions of Planktonic Foraminifera in the Western North Atlantic, Micropaleo. 17: 297–329.
1047. *Tucholke B. E., Ewing J. I.* (1974). Bathymetry and Sediment Geometry of the Great Antilles Outer Ridge and Vicinity, Geol. Soc. Am. Bull. 85: 1789–1802.
1048. *Tucholke B. E., Hollister C. D., Weaver F. M., Vennum W. R.* (1976). Continental Rise and Abyssal Plain Sedimentation in the Southeast Pacific Basin, Leg 35, Deep Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 35, pp. 359–400, ed. C. D. Hollister, C. Craddock, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1049. *Tucholke B. E., Mountain G. S.* (1979). Seismic Stratigraphy, Lithostratigraphy and Paleosedimentation Patterns in the North American Basin, in: Maurice Ewing Series, 3, pp. 58–86, ed. M. Talwani, W. Hay, and W. B. F. Ryan, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1050. *Tucholke B., Vogt P., and others* (1979). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 43, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1951. *Turcotte D. L., Ahern J. L., Bird T. M.* (1980). The State of Stress at Continental Margins, Tectonophysics, 42: 1–28.
1052. *Turekian K. K.* (1964). The Geochemistry of the Atlantic Ocean Basin, Trans. N. Y. Acad. Sci. Ser. II, 26: 312–30.
1053. *Turekian K. K.* (1965). Some Aspects of the Geochemistry of Marine Sediments, in: Chemical Oceanography, vol. 2, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, New York: Academic Press.
1054. *Uchupi E.* (1967). The Continental Margin South of Cape Hatteras, North Carolina: Shallow Structure, Southeastern Geol. 8: 155–177.
1055. *Uchupi E.* (1968). Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States – Physiology, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 529C.
1056. *Uchupi E.* (1970). Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States – Shallow Structure, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 5291.
1057. *Uchupi E., Emery K. O., Bowin C. O., Phillips J. D.* (1976). Continental Margin off Western Africa: Senegal to Portugal, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 60: 809–78.
1058. *Udden J. A.* (1914). Mechanical Composition of Clastic Sediments, Geol. Soc. Am. Bull. 25: 655–744.
1059. *Umbgrove J. H. F.* (1947). The Pulse of the Earth, The Hague: Martinus Nijhoff.
1060. *Unni C. K., Schilling J. G.* (1978). Cl and Br Degassing by Volcanism along the Reykjanes Ridge and Iceland, Nature 272: 19–23.
1061. *Urey H. C.* (1947). The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances, J. of the Chem. Soc. London (April), pp. 562–581.
1062. *Urey H. C., Lowenstam H. A., Epstein S., McKinney C. R.* (1951). Measurements of Paleotemperatures and Temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and Southeastern U. S., Geol. Soc. Am. Bull. 62: 399–416.
1063. *Усачев П. И.* Микрофлора полярных льдов. – Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 3, 1949, с. 216–259.
1064. *Uyeda S.* (1978). The New View of the Earth, Moving Continents and Moving Oceans, San Francisco: W. H. Freeman and Company, Publishers.
1065. *Uyeda S., Kanamori H.* (1979). Back-Arc Opening and the Mode of Subduction, J. Geophys. Res. 84: 1049–61.
1066. *Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E.* (1961). Horizontal Displacements in the Floor of the Northeastern Pacific Ocean, Geol. Soc. Am. Bull. 72: 1251–58.
1067. *Vail P. R., Hardenbol J.* (1979). Sea-Level Changes during the Tertiary, Oceanus, 22: 71–79.
1068. *Vail P. R., Mitchum R. M., Jr., Thompson S. III* (1977). Global Cycles of Relative Changes of Sea Level, in: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, pp. 83–97, ed. C. E. Payton, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.
1069. *Valentine J. W.* (1972). Global Tectonics and the Fossil Record, J. Geol. 80: 167–84.

1070. *Valentine J. W.* (1973). Evolutionary Paleoecology of the Marine Biosphere, Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, Inc.
1071. *Valentine J. W., Moores E. M.* (1970). Plate Tectonics Regulation of Faunal Diversity and Sea Level: A Model, Nature (London) 228: 657–59.
1072. *van Andel Tj. H.* (1975). Mesozoic/Cenozoic Calcite Compensation Depth and the Global Distribution of Calcareous Sediments, Earth and Planet. Sci. Letts. 26: 187–95.
1073. *van Andel Tj. H.* (1981). Sediment Nomenclature and Sediment Classification during Phases I–III of the Deep Sea Drilling Project, in: Deep Sea Drilling Project Initial Reports Methodology Volume, ed. G. R. Heath.
1074. *van Andel Tj. H., Ballard R. D.* (1979). The Galapagos Rift at 86° W, 2, Volcanism Structure, and Evolution of the Rift Valley, J. Geophys. Res. 84: 5390–5406.
1075. *van Andel Tj. H., Heath G. R., Moore T. C., Jr.* (1975). Cenozoic Tectonics, Sedimentation, and Paleoceanography of the Central Equatorial Pacific, Geol. Soc. Am. Memoir, 143.
1076. *van Andel Tj. H., Heath G. R., Moore T. C., Jr.* (1976). Cenozoic History of the Central Equatorial Pacific: A Synthesis Based on Deep Sea Drilling Project Data, in: The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin, Geophysical Monograph 19, pp. 281–96, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1077. *van Andel Tj. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W.* (1977). Depositional History of the South Atlantic Ocean during the Last 125 Million Years, J. Geol. 85: 651–98.
1078. *van Andel Tj. H., Veevers J. J.* (1967). Morphology and Sediments of the Timor Sea, Bur. Min. Resources, Geol. and Geophys. Bull. 83: 173.
1079. *van Couvering J. A. and others* (1976). The Terminal Miocene Event, Mar. Micropaleo. 1: 263–86.
1080. *van der Lingen G. J., ed.* (1977). Diagenesis of Deep-Sea Biogenic Sediments, Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.
1081. *van Gorsel J. T., Troelstra S. R.* (1981). Late Neogene Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Climostratigraphy of the Solo River Section (Java, Indonesia), Mar. Micropaleo. 6: 183–209.
1082. *van Hinte J. E.* (1976). A Cretaceous Time Scale, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 60: 498–516.
1083. *van Valkenburg S. D., Norris R. E.* (1970). The Growth and Morphology of the Silicoflagellate *Dictyocha fibula* Ehrenberg, in Culture, J. Phycol. 6: 48–54.
1084. *Veeh H. H., Veevers J. J.* (1970). Sea Level at −175 m Off the Great Barrier Reef 13 600 to 17 000 Years Ago, Nature 226: 536–37.
1085. *Veevers J. J.* (1969). Paleogeography of the Timor Sea region, Paleo. Paleo. Paleo. 6: 125–40.
1086. *Veevers J. J.* (1972). Regional Site Surveys, Sites 259, 262, 263, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, pp. 561–66, ed. J. J. Veevers, J. R. Heirtzler, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1087. *Veevers J. J., Jones J. G., Talent J. A.* (1971). Indo-Australian Stratigraphy and the Configuration and Dispersal of Gondwanaland, Nature 229: 383–88.
1088. *Vella P.* (1965). Sedimentary Cycles, Correlation, and Stratigraphic Classification, Trans. R. Soc. N. Z. Geol. 3: 1–9.
1089. *Vening Meinesz F. A.* (1952). The Origin of Continents and Oceans, Geol. Mijnbouw 31: 373–84.
1090. *Venrick E. L.* (1971). Recurrent Groups of Diatom Species in the North Pacific, Ecology, 52: 614–25.
1091. *Vergnaud-Grazzini C., Pierre C., Letolle R.* (1978). Paleoenvironment of the North-East Atlantic during the Cenozoic: Oxygen and Carbon Isotope Analysis at Deep Sea Drilling Project Sites 398, 400a, and 401, Oceanogogica Acta, 1: 381–90.
1092. *Vincent E.* (1975). Neogene Planktonic Foraminifera from the Central North Pacific, Leg 32, Deep Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32, pp. 765–791, eds. R. L. Larson, R. Moberly and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1093. *Vincent E., Killingley J. S., Berger W. H.* (1980). The Magnetic Epoch-6 Carbon Shift, a Change in the Ocean's $^{13}C/^{12}C$ Ratio 6,2 Million Years Ago, Mar. Micropaleo. 5: 185–203.
1094. *Vine F. J.* (1966). Spreading of the Ocean Floor; New Evidence, Science 154: 1405–15.
1095. *Vine F. J.* (1968). Magnetic Anomalies Associated with Mid-Ocean Ridges, in: The History of the Earht's Crust, pp. 73–89, ed. R. A. Phinney, Princeton, N. J.: Princeton University Press.
1096. *Vine F. J., Matthews D. H.* (1963). Magnetic Anomalies over Oceanic Ridges, Nature 199: 947–49.
1097. *Vine F. J., Wilson J. T.* (1965). Magnetic Anomalies over a Young Oceanic Ridge off Vancouver Island, Science 150: 485–489.
1098. *Vogt P. R.* (1972a). The Faeroe-Iceland-Greenland Aseismic Ridge and the Western Boundary Undercurrent, Nature 239: 79–86.
1099. *Vogt P. R.* (1972b). Evidence for Global Synchronism in Mantle Plume Convection, and Possible Significance for Geology, Nature 240: 338–42.

1100. *Vogt P. R.* (1973). Subduction and Aseismic Ridges, Nature 241: 189–91.
1101. *Vogt P. R.* (1975). Changes in Geomagnetic Reversal Frequency at Times of Tectonic Change: Evidence for Coupling between Core and Upper Mantle Processes, Earth and Planet. Sci. Letts. 25: 313–21.
1102. *Vogt P. R.* (1979). Global Magmatic Episodes: New Evidence and Implications for the Steady-State Midoceanic Ridge, Geology 7: 93–98.
1103. *von Huene R., Kulm L. D.* (1973). Tectonic Survey of Leg 18, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 18, pp. 961–976, ed. L. D. Kulm, R. Von Huene and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1104. *von Huene R., Langseth M., Nasu N., Okada H.* (1980). Summary, Japan Trench Transect, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 57, pp. 473–88, ed. R. von Huene, N. Nasu, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1105. *von Rad U., Rosch H.* (1974). Petrography and Diagenesis of Deep-Sea Cherts from the Central Atlantic, in: Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea, vol. 1, pp. 327–47, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns, Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment.
1106. *Walcott R. I.* (1972). Gravity, Flexure and the Growth of Sedimentary Basins at a Continental Edge, Geol. Soc. Am. Bull. 83: 1845.
1107. *Walcott R. I.* (1978). Present Tectonics and Late Cenozoic Evolution of New Zealand, Geopahys. J. R. Astr. Soc. 52: 137–64.
1108. *Walker G. P. L.* (1975). Excess Spreading Axes and Spreading Rate in Iceland, Nature 255: 448–71.
1109. *Warnke D. A., Hansen M. E.* (1977). Sediments of Glacial Origin in the Area of Operations of Deep Sea Drilling Project Leg 38 (Norwegian-Greenland Seas): Preliminary Results from Sites 336 and 344, Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 67: 371–92.
1110. *Warren B. A.* (1970). General Circulation of the South Pacific, in: Scientific Exploration of the South Pacific, pp. 33–49, 3ed. W. S . Wooster, Washington, D. C.: National Academy of Sciences.
1111. *Warren B. A.* (1971). Antarctic Deep Water Contribution to the World Ocean, in: Research in the Antarctic, publ. 93, pp. 630–43, ed. L. O. Quam, Washington, D. C.: American Association for the Advancement of Science.
1112. *Watkins N. D.* (1972). A Review of the Development of the Geomagnetic Polarity Time Scale and a Discussion of Prospects for its Finer Definition, Geol. Soc. Am. Bull 83: 551–74.
1113. *Watkins N. D., Baksi A. K.* (1974). Magnetostratigraphy and Oroclinal Folding of the Columbia River, Steens, and Owyhee Basalts in Oregon, Washington, and Idaho, Am. J. Sci. 274: 148–89.
1114. *Watkins N. D., Huang T. C.* (1977). Tephras in Abyssal Sediments East of the North Island, New Zealand: Chronology, Paleowind Velocity, and Paleoexplosivity, N. Z. J. Geol. Geophys. 20: 179–98.
1115. *Watkins N. D., Kennett J. P.* (1972). Regional Sedimentary Disconformities and Upper Cenozoic Changes in Bottom Water Velocities between Australia and Antarctica, Ant. Res. Ser. 19: 273–93, American Geophys. Union.
1116. *Watts A. B.* (1975). Marine Gravity, Rev. of Geophys. and Space Physics 13: 531–36.
1117. *Watts A. B., Weissel J. K., Larson R. L.* (1977). Sea-Floor Spreading in Marginal Basins of the Western Pacific, Tectonophysics, 37: 167–81.
1118. *Wegener A.* (1912). Die entstehung der kontinente, Geologische Rundschau, 3: 276–292
1119. *Wegener A.* (1915). Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Sammlung Vieweg, 23, Branunschweig.
1120. *Wegener A.* (1924). The Origin of Continents and Oceans, London: Dover.
1121. *Weissel J. K.* (1977). Evolution of the Lau Basin by the Growth of Small Plates, in: Maurice Ewing Series 1, pp. 429–436, ed. M. Talwani, and W. C. Pitman III, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1122. *Weissel J. K., Hayes D. E.* (1972). Magnetic Anomalies in the Southeast Indian Ocean, in: Antarctic Oceanography II: The Australian – New Zealand Sector, Antarctic Reseacrh Series, vol. 19, pp. 165–96, ed. D. E. Hayes, pp. 165–96, Washington, D. C.: American Geophysical Union.
1123. *Weissel J. K., Hayes D. E.* (1974). The Australian-Antarctic Discordance: New Results and Implications, J. Geophys. Res. 69: 2579–78.
1124. *Wellman H. W.* (1970). Recent Fault Movements in New Zealand, in: Proceedings of the Royal Society, New Zealand International Symposium on Recent Crustal Movements and Assoc. Seismicity, p. 36, Wellington, New Zealand.
1125. *Wellman H. W.* (1971). Reference Lines, Fault Classification, Transform Systems, and Ocean-Floor Spreading, Tectonophysics, 12: 199–210.
1126. *Wells J. W.* (1957). Coral Reefs, in: Geol. Soc. Am. Memoir 67, ed. J.. Hedgbeth, pp. 609–631.
1127. *Wentworth C. K.* (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments, J. Geol. 30: 377–392.
1128. *Wertenbaker W.* (1974). The Floor of the Sea, Boston: Little, Brown & Company.
1129. *Weser O. E.* (1973). Sediment Classification, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling

Project, Leg. 18, pp. 9–13, ed. L. D. Kulm, R. von Huene, and others, Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
1130. *Whitaker J. D. Mc. D.* (1974). Ancient Submarine Canyons and Fan Valleys, in: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, pp. 106–125, ed. R. H. Dott, Jr. and R. H. Shaver, SEPM Special Publication 19.
1131. *White W. M., Schilling J. G., Hart S. R.* (1965). Evidence for the Azores Mantle Plume from Strontium Isotope Geochemistry of the Central North Atlantic, Nature 263: 659–63.
1132. *Whitmore F. C., Emery K. O., Cooke H. B. S., Swift D. J.* (1967). Elephant Teeth from the Atlantic Continental Shelf, Science 156: 1477–81.
1133. *Williams H., McBirney A.* (1979). Volcanology, San Francisco: Freeman, Cooper, and Co.
1134. *Williams D. L., Von Herzen R. P., Sclater J. G., Anderson R. N.* (1974). The Galapagos Spreading Center: Lithospheric Cooling and Hydrothermal Circulation, Geophys. J. R. Astr. Soc. 38: 587–608.
1135. *Wilson J. L.* (1974). Characteristics of Carbonate Platform Margins, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 58: 810–24.
1136. *Wilson J. T.* (1963). Hypothesis of Earth's Behavior, Nature 198: 925–29.
1137. *Wilson J. T.* (1963). Continental Drift, Scientific American 208: 86–100.
1138. *Wilson J. T.* (1965). A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift, Nature 207: 343–47.
1139. *Wilson J. T.* (1968). Static or Mobile Earth: The Current Scientific Revolution, Am. Philos. Soc. Proc. 112: 309–20.
1140. *Wilson J. T.* (1973). Mantle Plumes and Plate Motions, Tectonophysics, 19: 149–64.
1141. *Windom H. L.* (1976). Lithogenous Material in Marine Sediments, in: Chemical Oceanography, (2nd ed), vol. 5, pp. 103–35, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, New York: Academic Press.
1142. *Winterer E. L.* (1973). Sedimentary Facies and Plate Tectonics of Equatorial Pacific, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 57: 265–82.
1143. *Wise S. W., Jr., Weaver F. M.* (1974). Chertification of oceanic sediments, in: Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea, pp. 301–326, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns, Special Publication International Association Sedimentology 1.
1144. *Wolfe J. A.* (1971). Tertiary Climatic Fluctuations and Methods of Analysis of Tertiary Floras, Paleo. Paleo. Paleo. 9: 27–57.
1145. *Wolfe J. A.* (1978). A Paleobotanical Interpretation of Tertiary Climates in the Northern Hemisphere, Am. Sci. 66: 694–703.
1146. *Wolfe J. A., Hopkins D. M.* (1967). Climatic Changes Recorded by Tertiary Land Floras in Northwestern North America, in Tertiary Correlations and Climatic Changes in the Pacific, pp. 67–76, ed. K. Hatai, Pacific Science Congress 11th, Tokyo, Sendai, Japan: Sasaki Printing Co.
1147. *Woodruff F., Douglas R. G.* (1981). Response of Deep Sea Benthic Foraminifera to Miocene Paleoclimatic Events, Deep Sea Drilling Project Site 289, Cenop Symposium, Marine Micropal.
1148. *Wornardt W. W., Jr.* (1969). Diatoms, Past, Present, Future, in: Proc. of the firts Inter. Conf. on Planktonic Microfossils, pp. 69–714, ed. P. Bronnimann and H. H. Renz, Leiden: Brill.
1149. *Worsley T. R.* (1974). The Cretaceous-Tertiary Boundary Event in the Ocean, in: Studies in Paleooceanography, pp. 94–125, ed. W. W. Hay, SEPM Spec. Publ. 2.
1150. *Worsley T. R., Davies T. A.* (1979). Sea Level Fluctuations and Deep-Sea Sedimentation Rates, Science 203: 455–456.
1151. *Wright L. D.* (1978). River Deltas, In: Coastal Sedimentary Environments, pp. 5–68, ed. R. A. Davis, Jr., New York: Springer-Verlag.
1152. *Wust G., Brogmus W., Noodt E. N.* (1954). Die Zonale Verteilung von Salzgehalt, Neiderschlag, Verdungstung, Temperatur und Dichte an der Oberflache der Ozeane, Kieler Meeresforsch 10: 137–61.
1153. *Wyllie P. J.* (1971). The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences, New York: John Wiley and Sons, Inc.
1154. *Yoder H. S.* (1976). Generation of Basaltic Magma, Washington, - D. C.: National Academy of Sciences.
1155. *Yoder H. S., Jr., Tilley C. E.* (1962). Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems, J. Petro. 3: 342–532.
1156. *Young R. A., Hollister C. D.* (1974). Quaternary Sedimentation in a Late Precambrian Shelf Sea, Victoria Island, Canadian Arctic Archipelago, J. Sediment. Petrol. 47: 943–54.
1157. *Zaneveld J. R. V., Roach D. M., Pak H.* (1974). The Determination of the Index of Refraction Distribution of Oceanic Particulates, J. Geophys. Res. 79: 4091–95.
1158. *Ziegler A. M. and others* (1977). Silurian Continental Distributions, Paleogeography, Climatology, and Biogeography, Tectonophysics 40: 13–51.
1159. *Ziegler A. M. and others* (1979). Paleozoic Paleogeography, Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 7: 473–502.
1160. *Ziegler P. A.* (1975). Geologic Evolution of North Sea and Its Tectonic Framework, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 59: 1073–97.
1161. *Ziegler P. A.* (1977). Geology and Hydrocarbon Provinces of the North Sea, Geojournal 1: 7–31.
1162. *Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ст. I – Ранне-среднепалеозойские реконструкции.– Геотектоника, 1977, № 2, с. 59–72.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиогенные минеральные компоненты океанских осадков 220
Абиссальные антидюны 116
Абразия берегов, ежегодная 218
Абсолютные массы 214
Австрало-Антрактическая котловина 278
Агульяс, разлом 266
Акантарии 173
Аккумулятивные формы рельефа 132, 135
Аксоподии 173
Аксоспор структура 183
Аксоспоры 182
Альбедо 241, 286
Ангольская котловина 263, 270
Антрактическое циркумполярное течение 304, 313, 316
Апвеллинг 64, 109, 152, 162, 182, 183, 209, 217, 250, 271
Аппарат *Гольджи* 167
Аргентинская котловина 265, 270
Асимметрии коэффициент 117, 119
Аутигенные минералы 98

Балтика, палеоконтинент 289
Банки 122
Барит 110
Бассейн Орка 95
Батометры 129
Безаналоговые ситуации 239
Бентический пограничный слой 112
Бескислородные условия 266
Бёрнессит 104
Биогенные кремнистые осадки 64, 268–269, 270, 277, 318, 319, 334
Биогенных компонентов номенклатура 11
Биологической продуктивности поле 215
Биотурбация 212
Биоты провинциализм 298, 315
Бонинско-Марианско-Японская вулканическая дуга 249
Бразильская котловина 263, 270

Видовое разнообразие осадкообразующих групп, максимальное (меловое) 297
Вима, канал 271
Витальный эффект 226
Вода чистая 129
Воды придонные 208
Возраст абсолютный 196–197
– океанской коры 194
Волны ила 116, 133
Волочение 15
Временные серии 197, 240–243
– срезы 197, 218
Время пребывания частиц в стратосферных струйных течениях 40
Вулканизм внутриплитный 45
– островодужный 45
– срединно-океанский 45
Вулканический пепел 37, 39
Вулканическое стекло 44
–– базальтовое 39
Вымирания на границе мела и кайнозоя 299
–––––– гипотезы 300
– палеомагнитные данные 299
Вынос обломочного материала ледниками, ежегодный 218
Высококарбонатные эпизоды 281

Гаптонема 164
Гастроподы 163–164
Гаттерас, абиссальная равнина 138
Гемипелагические осадки 63
Гетероподы 163–164
Гиббсит 39
Гиероглифы 21
Гипотека 182
Глинистых минералов происхождение 35
Глины глубоководные 34
– кирпично-красные 128
– коричневые 34, 109
– красные 5, 34
Глубоководные проходы 112, 193
Глубоководный буксируемый аппарат 117
Гондвана, палеоконтинент 193, 289
«Горная мука» 52
Гравитационное уплотнение 213
Градиенты в океане, вертикальные 202–205
– водных масс 197–198
Гранулометрический анализ осадков 117

Даунвеллинг 217
Диагенез осадков 213
Диагенетический потенциал 80
Диатомеи 86, 164, 180
– пеннантные 180
– центрические 180
Диатомей морфология 183, 186
– перенос 119
– споры 183
– таксономия 183
– экология 184–185
Диатомовые илы 217
Дивергентные континентальные окраины 31
Динофлагеллаты 164
Дискоастеры 172
Диссипация энергии приливов 123

Железо-марганцевые конкреции 98, 102
–– геохимия 104
–– гипотезы формирования 107
–– мостовые 106, 128, 278
–– распространение во времени 108

Знаки ряби 113, 133
Знаки ряби гигантские 116, 121
– намыва 113
Зооксантеллы 174
Известняки кораллово-водорослевые 62
Изотопно-кислородные профили 203
Изотопно-кислородный метод реконструкции среды 225–227
Ил, определение 11
– разновидности 5, 62
Илистые волны 116, 133
Иллит 34–35, 37, 38, 88
Илы базальные железистые 99
– биогенные 5
– глобигериновые 67
– диатомовые 217
– известковые 62, 64, 66
– кремнистые 80, 82
– нанофоссилиевые 5
– птероподовые 5, 67, 217
– радиоляриевые 80
– фораминиферовые 5
Ирмингера котловина 138

Казахстан, палеоконтинент 289
Каледонская котловина 249
Калифорнийский бордерленд 95, 250
Камнепады подводные 15
Каньоны подводные 22
Каньонов подводных средний уклон 23
–– средняя длина 23
Каолинит 34–35, 37, 38
Капская котловина 265, 266, 270
Карбонатонакопление 252–253, 256, 270
– в олигоцене 248–250
Карбонатонакопления компенсационная глубина 66, 74, 214, 221–222, 246, 248, 253, 259, 262, 266, 270, 272, 278–281, 309
– критическая глубина 69, 74
Каролинская котловина 249
Кислород в современных водах Антарктики 93
Кислорода растворенного содержание в воде 120
Кислородного минимума слой 92
Китай, палеоконтинент 289
Климат и географическое распределение суши 285–289
Климатический контроль 255

Климатов эволюция в кайнозое 305
Климаты мезозойские 193
Кокколитов продукция ежегодная 71
– осаждение 170–171
Кокколитовые осадки 71
Кокколитовый ил 67
Кокколитофориды 164–168
Кокколиты 166–167
Коккосфера 164
Коллосферида 175, 180
Конвергентные границы плит 45
– *окраины* 32
Конвергенция антрактическая 51, 180, 318
Контуриты 31, 136
Конусы абиссальные 27, 29
– выноса глубоководные 275, 278
Кориолиса силы 30, 222
Корреляции стратиграфические 195
Корреляция между конкрециями и бентосными организмами 106
–– типом осадка и обогащением *металлами* 102
Красные глины 295
Кремневые губки 80
Кремнезема биогенного морской цикл 84
– вынос в океан реками 81
– низкотемпературные реакции высвобождения 85
– продукция в Антарктике 319
– процесс трансформации в океанах 85
Кремней образование 87
– происхождение 88
– *стадии диагенеза* 87
Кремненакопление 258
– биогенное 268–269, 270, 277, 318, 334
–в неогене 249–250
Кремни, определение 11
Кремнистых осадков главный пояс 84
Кризисы в развитии живых организмов 298
Криосфера 191, 208
Крозе котловина 278
Круговороты 304
– *антициклонические* 151
– субтропические 184
– циклонические 313

Лавины подводные 15
Лавразия, палеоконтинент 193, 289
Латеритные коры выветривания 39
Ледники шельфовые 54
Ледниковая мука 132
Ледниковый щит, Антарктический 316, 321, 325
–– Восточно-Антарктический 321–322, 333
–– Западно-Антарктический 325
–– Лаврентийский 332
Ледниковые щиты Северного полушария 329
– эпизоды 336
Ледовая шапка Антарктиды 193
Ледовые отложения 217
Ледовый разнос 213, 262, 314, 317, 324, 330
Лизоклин 74, 249
Лизоклина типы 77
Линии течений 133
Льда ежегодный сток 51
Льдов морских первые поля 311
Льды паковые 57
Lago Mare 327

Магнитной восприимчивости анизотропия 120
Магнитостратиграфия 59
Маргинальные каналы 125
Маскаренская котловина 278
Маскаренское плато 274
Межбассейновое фракционирование 64
Мел, определение 11
Мела образование 79
Мессинский кризис солености 327
Металлоносные осадки Восточно-*Тихоокеанского поднятия* 101
–– Красного моря 101
Металлоносных осадков типы 99
Микрометеориты 58
Микропланктон карбонатный 140
– кремневый 140
Микротектиты 58
Микрофауны комплексы 198–201
Микрофлоры комплексы 198–201
Микрофоссилий таксономия 195
Миланковича теория 336
Мозамбикская котловина 272
Монтмориллонит 34–35
«Морские бабочки» 164
«Мостовые» железо-марганцевых конкреций 106, 128, 278

Нанопланктон известковый 79
–– скорость эволюции 172
Нанофоссилиевый ил 67
Насселярии 176, 177, 180
Нефелоидные слои 128
Нефелометр оптический 129
Низкокарбонатные эпизоды 281

Обвалы 13–14
Обратная прокладка 194
Окраинные бассейны 209, 250
Оледенение антарктическое 304
Оледенения плиоцен-плейстоценовые 250
Олиготаксное состояние океана 287, 293
Оползни 13–14
Орбитальные вариации 240
Оросферида 175, 180
Ортотилль 53
Осадки анаэробные 92
– аутигенные 44
– бескислородные 92
–– глубина отложения 97
– быстро раскрывающихся хребтов 101
– вулканогенные 43–51
– гемипелагические 32
– *континентального склона* 95
– медленно раскрывающихся хребтов 10
– металлоносные 99–101
– пелагические 216
– терригенные 12
– эпикластические 44
Осадков картирование 117
– классификации 7
– обломочных номенклатура 11
– типы 6–7
Осадконакопления особенности 192
Осадкообразующие компоненты 9
– планктонные организмы 295–298
Осадочные валы 135
Остракод время существования 161
Остракод классификация 161
– линька 160
Остракоды 160–162

Палеобатиметрия 195
Палеомагнитная стратиграфия 196
– эпохи Брюнес–Матуяма 61
Палеомагнитное событие Харамильо 61, 336
Палеомагнитные характеристики колонок осадков 120
Палеоокеанология, определение 190
Палеопродуктивность вод 43
Пелеореконструкции 184
Панамский порог 259
Пангея, суперконтинент 193, 289
Панталасса, суперокеан 193, 245, 247, 289
Папа 32
Паратилль 53–54
Пемза 44
Пепел 37, 39, 44
Пепловые прослои 50
Пеплопадов типы 48
Пеплопады глобальные 45, 48
Первичные продуценты 166
Переходные функции, палеоокеанологические 236–237
Перенос осадков 128
Перерывов картирование 118
Перерывы в осадконакоплении 125, 282–284
Периоды колебаний параметров земной орбиты 336
Песок 8
Песчаные волны 121, 133–134
– дюны 133–134
Питающая провинция 12
Политаксное состояние океана 287, 293
Полицистины 173, 229
Полярный фронт 150
Поток осадков гравитационный 13–15
– пастообразный 18
Потоки мутьевые 13
– разжиженных осадков 16–17
– турбидные 13, 17, 18, 32
Похолодания в раннем кайнозое 173
Промоины 124

Противотечение Кромвелла 222
Проходы 205–207
Птероподы 163, 164, 217

Радиолярии 173–174, 177–180
Размер частиц и скорость течения 118
Раковина кортикальная 175
– медуллярная 175
Распространение бентосных фораминифер 156–159
– диатомей 185
– железо-марганцевых конкреций 10
– известковых илов 69
– кремнистых илов 82
Распространение остракод 161–162
–силикофлагеллат 187
– фораминифер 120, 142–145
Растворение диатомей 186
– известковых микрофоссилий 77
– карбоната кальция в водной толще 127
– кокколитов 170–171
– опалового кремнезема в водной толще 127
– радиолярий 180
Рвы 125
Рентгеновская радиография 119
Ритмическая седиментация 255

Сагиттальное кольцо 177
Сальтация 15
Сапропели 92
– Средиземного моря 96
Сапропеля модель отложения 96
Саркодовые простейшие 173
Северо-Американская котловина 253
Сейсмический горизонт 89
Сибирь, палеоконтинент 289
Силикофлагеллаты 80, 186–189
Силт 8
Симбионты 174
Скольжение пластин 15
Скорость аккумуляции осадков 135, 214
– волочения частиц, критическая 122
Скорость воспроизводства кокколитофорид 170
– денудации Гималаев 30
– накопления глин 34
–– карбоната кальция 66
–– кремней 84
–– ледово-морских осадков 54, 57
–– фораминиферового ила 71
– осадконакопления 71, 108, 117, 212
– осаждения карбоната кальция организмами 66
– погружения кокколитов 171
–– фораминифер 142, 146
– поступления карбоната кальция в осадки 71
– придонных течений 111, 123
– приливных течений 123
– размывающих струй 124
– растворения кальцита 91
– турбидного потока 18
– формирования железо-марганцевых конкреций 104
– эрозии 127
Смектит 88
«Снеговая линия» 66
Событие заключительное эоценовое 309–310
– палеомагнитное 61, 333, 336
Событий анализ 242–243
События бескислородные океанские 292
– на границе эоцена и олигоцена 248
Современные осадки Черного моря 94
Соленость глубинных вод 120
Солнечной активности вариации 240
Спектральный анализ 243
Споры грибов 42
Спумеллярии 175, 177
Стагнация 93, 95
– Северной Атлантики 93
– Черного моря 93
Сток пресный в Аталантический океан 251
– растворенный подземный, ежегодный 218
–– рек, ежегодный 218
– твердый, ежегодный 51, 218
Стратиграфия литосферных плит 220–225
– палеомагнитная 196
Стратификация 145
Стратотип Андалузский 326
– Ле-Кастелла 332
Сульфиды массивные Галапагосского хребта 101
Суперокеан 193, 245, 247, 289, 291

Текстуры градационные 31
– тонкослойчатые 31
Тектиты 58
Термоклин 63, 109
– сезонный 129
Тетис, море 193, 249, 251, 255, 258–259, 273, 290, 303, 307
Тетиса закрытие 317
Тефра 44, 45
Течение Антарктическое циркумполярное 304, 313, 316
Течение циркумглобальное широтное 302
Течения контурные 30
Тодорокит 104
Торакс 176
Трассеры 137
Треножник 177
Тропический океан, циркумглобальный 190
Турбидитные фации 20
Турбидиты 18, 20, 250
Турбидных потоков частота 32

Униформизм 227
Уортон, котловина 276, 278

Фаунистические комплексы 237
–– и глубина водных масс 120
Фауны глобальные типы 162
Фекальные пеллеты 72, 90, 110
Фены 25
– турбидитные 27–28
Фи-единицы 7
Фиджийская котловина 249
Фитолиты опаловые 41
Флор третичных наземных изменение 312
Флора Антарктиды 314–315
Флоридско-Багамская платформа 255
Фолклендское плато 263, 267, 270, 291
Фораминифер бентосных основные провинции 159
Фораминифер биогеография современная 146–153
– биполярность комплексов 152
– вторичная кальцификация 145
– глубинные биотопы 159
– диморфизм 155
– индекс растворения 78
– классификация 154–156
– плавучесть 142–145
– погружение 145–146
– продуктивность 145–146
– фаунистические группы 150, 155
– широтная зональность 150
– эволюционная стабильность 153
Фораминиферы 71, 78, 120, 142–159
– бентосные 120, 152–153, 159
– планктонные 71, 142–146
– самые древние 153
– современные 142
Фосфоритовые конкреции 108
Фотографии дна 113

Хлорит 34–37, 38
Холмы континентального подножия 116

Цеолиты 44, 109–110
Цефалис 176
Циклы *Боума* 21
Циркуляции поверхностной асимметрия 151
Циркуляция абиссальная 112
– антиэстуариевая 65
– глубоководная 258–259
– придонная 64, 201–202
– циркумантарктическая 194, 302
– эстуариевая 65

Черные глины 293
– сланцы 254–256
–– раннего Атлантического океана 96

Шкала *Крамбейна* 7

Щебнистые осыпи 15

Эвапориты 252–253, 263
– гипотезы образования 328
Экофенотипы 233
Экспансия позднемеловая известковых нанофоссилий 297
Эктоплазма 173
Эллипс рассеивания 58
Эндоплазма 173
Эоловая пыль 38, 39, 41, 213
Эоловой пыли поток, ежегодный 218
Эпитека 182
Эрозионные формы рельефа 123
Эха характеристика 116

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Агульяс, банка 109, 263, 326
Аденский залив 99, 263
Адриатическое море 96
Азорские острова 41, 47
Аляска, залив 32, 248–250
Аляска, полуостров 26, 32, 50, *250*, *312*
Амазонка, река 29, 35, 270
Андалузия, область 328
Анды, горы 38
Антарктика 82, 83, 119, 150, 152, 163, 177, 181, 184, 185, 208, 215, 239, 244, 248–250, 270, 278, 280, 314, 317–320, 333
Антарктический полуостров 249
Апалачикола, река 35
Аппалачи, горы 190
Аравийский полуостров 184
Аравийское море 69, 275
Аравия 40, 289
Арктика 52, 56, 57, 150, 152, *163*, *164*, *184*, *185*, *258*, *280*, 300, 309, 316, 333
Астория, каньон 25, 29
Асуан 328
Атлантический океан 27, *29*, 31, 32, 36, 37, 40–43, 52, 64, 65, 67, 69–71, 74, 77, 78, 82, 92, 96, 104, 107, 110, 112, 113, 117, 120, 125, 128, 130–133, 138, 146, 152, 162, 165, 184, 193, 195, 205, 206, 219, 244, 245, 249, 251, 255, 256, 259, 260, 262, 266, 268, 270, 272, 279, 281, 284, 290, 291, 304, 306, 313, 317, 318, 322–324, 327, 328, 331, 334, 335
Афогнак, остров 50

Багамские банки 137, 139
Багамские острова 129
Балком, каньон 23
Балтимор, каньон 24
Барбадос, остров 41
Баффина море 309
Бенгальский залив 30, 69, 277
Беринга, каньон 26
Берингов пролив 247
Берингово море 23, 26, 82
Бермудская возвышенность 67, 138, 252
Бермудские острова 33
Бетский пролив 328
Блейк, плато 138, 326
Блейк-Багама, хребет 30, 137–*139*
Большая Ньюфаундлендская банка 14
Большие Антильские острова 259
Большой Антильский хребет 30, 137, 139
Босфорский пролив 94, 96
Брахмапутра, река 29, 30
Бурика, полуостров 235

Вашингтон, каньон 24
Восточная Сибирь 289
Восточно-Индийский хребет 272, 274, 275
Восточно-Тихоокеанское поднятие 69, 84, 101, 102, 245
Вудс-Хол 90

Гавайские острова 102
Ганг, река 23, 29, 30, 275
Гардар, хребет 135
Гаттерас, каньон 25, 31, 33
Гаттерас, мыс 26, 129, 138, 254
Гвинейский залив 148
Гекла, вулкан 47
Гибралтарский пролив 112, 205, 206, 327
Гиллис, подводная гора 18
Гималаи, горы 29, 30, 275, 278, 303
Гренландия 51, 136, 138, 258, 260, 289, 323
Гренландское море 256–260
Гудзон, каньон 24, 25, 32, 33
Гудзон, река 23, 29

Джорджия, штат 59
Дрейка, пролив 112, 194, 205–207, 249, 272, 303, 304, 308, 312–314, 317

Жемчуг, каньон 26

Замбези, река 278
Западная Атлантика 31, 269, 270
Западно-Австралийский (Брокен) хребет 205, 272
Зеленого Мыса, острова 41, 253
Земля Виктории 313

Императорские горы 248, 250
Империал-Валли, долина 209, 210
Инд, река 23, 275
Индийский океан 6, 38, 39, 58, 59, 64, 69, 71, 82, 93, 95, 104, 107, *112*, *114*, *115*, *118*, *130*, *146*, *152*, 193, 195, 205, 206, 209, 211, 212, 219, 227, 233, 244, 245, 247, 255, 256, 267, 271–279, 284, 291, 292, 294, 298, 303, 304, 306–308, 311, 318, 335
Индонезийский архипелаг 194, 325, 326
Индонезийское море 205
Индостан, полуостров 69
Ирландия, остров 136
Исландия, остров 45, 57, 136, 137, *198*, *329*, 335
Исландский хребет 322–324
Исландское плато 136
Итака 40

Кабота, пролив 128, 129
Казахстан 287
Кайкос, хребет 137, 139
Калифорнийский залив 84, 97, 99, 157, 209, 212
Калифорния, штат 23, 24, 146, 210, 212, 232
Канадский Арктический архипелаг 309
Канарские острова 41, *102*, *253*
Карибское море 92, 98, 164, 236, 237, 259, 261, 294, 304
Карнеги, хребет 69, 134, 135
Катмай, вулкан 50
Кенай, полуостров 50
Кергелен, плато 128, 304
Китовый хребет 69, 76, 208, 262–266, 270
Кодьяк 50
Колумбия, река 23, 25
Конго, река 23, 29, 271
Коралловое море 32, 250
Красное море 99, 101, 263, 304, 335
Куинолт, река 235
Куба, остров 330
Кэмпбелл, плато 128, 326

Лабрадор, море 126, 138, 257, 259
Лабрадор, полуостров 26, 335
Лабрадор, пролив 307
Лау, хребет 250
Лорд-Хау, возвышенность 69 307
Луизиана, штат 92

Мадагаскар, остров 271, 272, 289
Мадагаскарский хребет 273
Маккуори, хребет 112
Маскаренское плато 274
Маунт-Мазама, вулкан 25
Маури, канал 136
Мексиканский залив 21, 22, 35, 50, *71*, *92*, *95*, *164*, *210*, *212*, 233, 252, 255, 261, 291, 310

Мид-Пасифик, горы 105
Милл, возвышенность 307, 308, 311–314
Миссисипи, река 15, 23, 29, 30, 36, 210
Мозамбикский хребет 273
Монтерей, каньон 28

Натуралиста, плато 205
Нигер, река 29
Нижняя Калифорния 142
Нил, река 96, 328
Новая Англия 137
Новая Гвинея 32, 69, 250
Новая Зеландия 32, 41, 50, 112, 247, 250, 275, 307, 313–315, 324–326
Новая Каледония 249
Новая Шотландия 128, 129, 255, 289
Новозеландское плато 69
Норвежское море 57, 136, 138, 238, 256–260, 323, 335
Норфолк, каньон 24
Нью-Брансуик, провинция 129
Ньюфаундленд, провинция 128, 289, 335

Оранжевая река 29
Осло 181
Охотское море 82, 239

Памлико, каньон 25
Панамский перешеек 194, 251, 262
Прибылова, каньон 26

Рейкьянес, хребет 136–138
Риу-Гранди, возвышенность 69, 75, 78, 259, 262–267, 270
Род-Айленд 181
Роколл, банка 136, 137
Роколл, плато 136, 137
Рона, река 23, 29, 328
Росса, ледник 325
Росса, море 51, 177, 311, 312, 314

Самоа, острова 205
Сан-Паулу, плато 270, 271
Санта-Барбара 95
Санта-Мария, вулкан 50
Сан-Франциско 188
Саргассово море 70, 71, 146
Сахара, пустыня 40, 43, 184, 259
Святого Лаврентия, река 29
Северная Атлантика 14, 38, 41, 47, 57, 65, 69, 71, 74, 77, 82, 87, 88, 93, 96, 116, 120, 126, 135–139, 151, 164, 171, 172, 199, 201, 208, 215, 221, 237, 238, 242, 244, 251–260, 262, 263, 266, 267, 271, 279–281, 291, 292, 294, 297, 306, 307, 309, 318, 322–324, 326, 329, 330, 332, 335
Северный Ледовитый океан 56, 57, 102, 211, 247, 257, 258, 260, 284, 306, 307, 323, 324, 330
Северо-Восточная Атлантика 198
Северо-Западная Атлантика 138, 207, 301
Сейшельские острова 271
Сибирь 289
Скандинавия 258, 323, 332
Скриппсовский каньон 24
Средиземное море 14, 92, 94–96, 162, 164, 166, 193, 206, 209, 210, 242, 259, 260, 303, 318, 323, 326–329
Срединно-Атлантический хребет 31, 40, 69, 75, 99, 121, 138, 254, 262, 263, 270, 271, 273
Субантарктика 162, 172, 185, 307, 309, 310, 315
Субарктика 152
Сьерра-Невада, горы 329

Тасмания, остров 248, 249, 311–313
Тасманов пролив 207
Тасманово море 41, 202, 205, 247, 284, 304, 313
Техас, штат 59
Тибет, нагорье 289
Тихий океан 6, 18, 31, 32, 38, 39, 42, 43, 45, 50, 52, 57, 58, 64, 65, 67, 69, 71–74, 77, 82, 86, 91, 93, 95, 103–108, 110, 112, 113, 120, 125, 126, 132, 134, 146, 147, 149, 151, 152, 168–171, 177, 184–186, 188, 193, 202, 204, 205, 209, 211, 215, 219–223, 225, 228, 229, 232, 235, 242, 244–251, 253, 255, 256, 259–262, 267, 272–274, 276, 278–282, 284, 289–292, 294, 305, 306, 308–314, 317–322, 325, 326, 330, 334
Тонга, острова 205
Тунисский пролив 96

Уилмингтон 24, 25
Уолфиш-Бей 271
Уэдделла, море 51, 54, 177, 208

Фареро-Исландский хребет 136, 317, 322, 323
Фени, хребет 135
Ферру, остров 102
Фиджи, острова 250
Фиджи, плато 250, 326
Филиппинское море 69, 249
Филиппины 59
Фильхнера, ледник 325
Флорида, полуостров 138, 289, 326
Флоридский пролив 112
Фолклендское плато 69, 187, 188, 263, 264, 267, 270, 271, 291, 324

Хуан-де-Фука, хребет 99

Центральная Атлантика 45, 73
Центральноамериканский перешеек 152, 330
Центральноиндийский хребет 272

Чагос-Лаккадивский хребет 274
Чатем, плато 326
Черное море 92–96
Чилийский хребет 69

Шотландия 136, 289
Шпицберген, острова 260, 289

Эгейское море 96
Элсмир, остров 309
Эол, остров 40
Эрик, хребет 135

Южная Атлантика 69, 74–76, 96, 97, 99, 111, 112, 159, 165, 179, 188, 195, 207, 208, 234, 244, 251, 256, 259, 260, 262–271, 273, 279, 280, 291, 292, 294, 297, 298, 308, 316, 317
Южный океан 57, 69, 88, 106, 107, 126, 128, 179, 184, 193, 198, 208, 229, 251, 263, 266, 271, 277, 278, 284, 285, 303, 304, 308, 312, 314–316, 319, 320, 325, 329, 334
Юинга, банка 263
Юкатанский пролив 330

Якатанга, мыс 235
Японское море 209, 326

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Адден (Udden) 7
Альварес (Alvarez) 300
Андерсон (Anderson) 53
Аристотель 44
Аррениус (Arrhenius) 280, 281
Артур (Arthur) 251, 288, 293

Баркер (Barker) 262
Батурин 109
Бе (Bé) 145, 163, 233
Безруков 64, 66
Бейкер (Baker) 42
Бенсон (Benson) 161, 162
Берггрен (Berggren) 196, 258, 326
Бергер (Berger) 5, 8, 64, 89, 146, 213, 226, 240, 272, 280, 281, 293, 311
Беркл (Burckle) 184, 209
Бёрнс (Burns) 247
Бискайе (Biscaye) 43, 129–131
Болтовский (Boltovskoy) 156, 159
Боума (Bouma) 21
Брей (Bray) 241
Брисон (Bryson) 241
Брокер (Broecker) 77, 217
Брэдшоу (Bradshaw) 147
Брюстер (Brewster) 319
Бурсма (Boersma) 313
Бьеркланд (Bjorklund) 179

Ван Андел (Van Andel) 9, 92, 127, 209, 222, 246, 262, 295, 317
Ван Кауверинг (Van Couvering) 196
Вевелл (Whewell) 190
Вейл (Vail) 219, 280
Вивер (Weaver) 88
Вимбуш (Wimbush) 125
Вольф (Wolfe) 309, 312
Вюст (Wust) 111

Гарднер (Gardner) 226
Гаррелс (Garrels) 89, 218
Гейценауэр (Geitzenauer) 172
Геккель (Haeckel) 174
Гемейнхардт (Gemeinhardt) 188
Гиббс (Gibbs) 35
Гибсон (Gibson) 88
Глясс (Glass) 58, 61, 212
Голл (Goll) 179
Гольдберг (Goldberg) 43
Грейнер (Greiner) 156
Гуделл (Goodell) 52, 53
Гудман (Goodman) 241
Гуйнассо (Guinasso) 213

Дадли (Dudley) 165
Дамон (Damon) 288
Дарвин Чарлз 40
Девис (Davies) 219, 220, 246, 272
Дели (Daly) 26
Дженкинс (Jenkins) 315
Джонсон (Johnson) 126
Дилл (Dill) 23
Донн (Donn) 286
Дорман (Dorman) 288
Дуглас (Douglas) 80

Ерлов (Jerlov) 128

Жузе 183, 185

Заневельд (Zaneveld) 132
Зейболд (Seibold) 251

Иванова 335
Имбри (Imbrie) 151, 237
Ингл (Ingle) 232, 246

Калверт (Calvert) 88
Канайя (Kanaya) 185
Кардер (Carder) 132
Кариг (Karig) 247
Кейгвин (Keigwin) 80, 204, 325, 330
Кемп (Kemp) 275, 314
Кеннетт (Kennett) 196, 202, 241, 309, 315, 321, 325, 326, 337
Керр (Kerr) 302
Кидд (Kidd) 272
Кини (Keany) 179
Киплинг (Kipling) 5
Кипп (Kipp) 151, 237
Койдзуми (Koizumi) 185
Колла (Kolla) 69
Корлисс (Corliss) 85
Крамбейн (Krumbein) 7
Кригер (Creager) 246
Кришнасвами (Krishnaswami) 105
Кронен (Cronan) 99
Крылов 37
Кульм (Kulm) 247
Куртц (Kurtz) 53
Кюнен (Kuenen) 26

Ла Брек (La Brecque) 262
Лансло (Lancelot) 88, 246, 247, 251
Ларсон (Larson) 246, 247
Леблик (Loeblich) 155
Лейнен (Leinen) 209, 320
Лисицын 5, 8, 48, 66, 71, 72
Лозано (Lozano) 179
Ломан (Lohmann) 90, 166, 172
Лонсдейл (Lonsdale) 134, 135
Лутит (Loutit) 326

Мак-Гоуран (McGowran) 89
Мак-Интайр (McIntyre) 165, 168, 172, 232, 241
Мак-Кензи (McKenzie) 89, 195, 218
Мак-Кой (McCoy) 262
Малфе (Malfait) 134, 135
Мандра (Mandra) 188
Марзалек (Marzalek) 141
Маттсон (Mattson) 88
Мелгуен (Melguen) 262
Менард (Menard) 27, 113
Меррей (Murray) 40, 66, 67, 110, 146, 199
Мерсер (Mercer) 325
Меттьюз (Matthews) 314
Миддлтон (Middleton) 13, 16
Миланкович (Milankovitch) 240, 243, 336
Миллиман (Milliman) 5
Моберли (Moberly) 87
Мольфино (Molfino) 165
Мур (Moore) 76, 127, 211, 215, 216, 282, 283
Мурдмаа 44

Натланд (Natland) 262
Нигрини (Nigrini) 174
Нинкович (Ninkovitch) 49
Нормарк (Normark) 27, 29
Нортон (Norton) 271

Олауссон (Olausson) 8, 96

Пак (Pak) 132
Пакхем (Packham) 247
Паркин (Parkin) 41
Пенроуз (Penrose) 62
Пер-Нильсон (Perch-Nielsen) 262
Пессаньо (Pessagno) 88
Петерсон (Peterson) 73, 91
Петрушевская 174, 179
Питман (Pitman) 201
Постма (Postma) 122
Пратт (Pratt) 25
Пур (Poore) 314

Рабинович (Rabinowitz) 262
Радчевский (Radczewski) 43
Райт (Wright) 156, 159
Расселл (Russell) 299
Рекс (Rex) 43
Ренар (Renard) 40, 66, 67, 110
Риан (Ryan) 92, 96, 251, 328
Ридель (Riedel) 173, 174
Рона (Rona) 220
Рош (Rosch) 88
Руддиман (Ruddiman) 57, 232, 241
Рупке (Rupke) 28

Савин (Savin) 204, 226, 321
Саидова 201
Саутем (Southam) 217
Серова 36
Склейтер (Sclater) 195, 262, 271, 272
Слип (Sleep) 100
Смит (Smith) 300
Сорби (Sorby) 166
Стин-Мак-Интайр (Steen-McIntyre) 46
Страхов 214, 218
Стритер (Streeter) 201
Супко (Supko) 262

Такахаси (Takahashi) 77
Танелл (Thunell) 241, 329, 337
Таппан (Tappan) 155, 166
Террилл (Terrill) 247
Терстейн (Thierstein) 293
Тиде (Thiede) 92, 251, 262, 295
Тораринссон (Thorarinsson) 44
Торндайк (Thorndike) 129
Тоу (Towe) 88
Тухоки (Tucholke) 251, 293

Уайз (Wise) 88
Уилкс (Wilkes) 144
Уинтерер (Winterere) 222, 280
Уорсли (Worsley) 219, 220, 246
Уэнтуорт (Wentworth) 7

Фаннелл (Funnell) 159
Филиппи (Philippi) 52
Фишер (Fisher) 246, 288, 293
Фледжер (Phleger) 231
Фогт (Vogt) 251, 293
Фон Гембель (Fon Gümbel) 213
Фон Рад (Fon Rad) 8, 88
Фон Хюне (Von Huene) 246
Фордис (Fordyce) 315

Хак (Haq) 172, 326
Хаксли (Huxley) 111, 166
Харгрейвс (Hargraves) 181
Харрис (Harris) 275
Хасле (Hasle) 181
Хатсон (Hutson) 240
Хей (Hay) 217
Хейс (Hays) 177, 179, 180, 184, 201, 222, 239, 281, 336
Хертоген (Hertogen) 300
Хехт (Hecht) 226
Хизен (Heezen) 19, 20, 30, 61, 113, 118, 122
Хики (Hickey) 302
Хит (Heath) 87, 88, 213, 311
Холлистер (Hollister) 31, 113, 118, 122, 258
Хонджо (Honjo) 90, 91, 170, 171
Хэмптон (Hampton) 13, 16

Циглер (Ziegler) 289
Циммерман (Zimmerman) 262

Чемли (Chamley) 39
Чита (Cita) 92, 251
Чифелли (Cifelli) 151

Шеклтон (Shackleton) 309, 313, 321, 325, 326
Шепард (Shepard) 11, 12, 23, 25, 26
Шинк (Schink) 213
Шлангер (Schlanger) 80
Шниткер (Schnitker) 201, 324
Шолл (Scholl) 246
Шотт (Schott) 199, 336
Шоу (Shaw) 46, 286
Шриниваван (Srinivasan) 196

Эдмонд (Edmond) 100
Эйттрейм (Eittreim) 129–131
Элиот (Eliot) 285
Эллис (Ellis) 76
Эмбли (Embley) 31
Эмери (Emery) 13
Эмилиани (Emiliani) 5, 145, 225, 226, 300
Эндрюс (Andrews) 247
Эренберг (Ehrenberg) 140, 166
Эриксон (Ericson) 128

Юинг (Ewing) 19, 27, 129
Юри (Urey) 226

Янг (Young) 31
Янса (Jansa) 252

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть III. Океанские осадки и микрофоссилии

13. Терригенные глубоководные осадки 5
14. Биогенные и аутигенные осадки 62
15. Геологическая роль придонных течений: движение и флуктуации потоков . . . 111
16. Океанские микрофоссилии 140

Часть IV. *История океана*

17. Принципы и методы палеоокеанологии 190
18. Палеоокеанология и история седиментации в океанских бассейнах 244
19. Глобальная палеоокеанологическая эволюция: критические события в истории океана 285
Литература 338
Предметный указатель 377
Указатель географических названий 380
Именной указатель 382

Монография

Джеймс П. Кеннетт

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

В 2-х томах

Т. 2

Старший научный редактор В. С. Краснова. Старший научный редактор М. Е. Яковенко. Научный редактор В. И. Чернышева. Младший научный редактор Т. С. Егорова. Художник Б. П. Кузнецов. Художественный редактор Л. М. Кузнецова. Технический редактор Л. П. Бирюкова. Корректор М. М. Колотилина.

ИБ № 5725

Сдано в набор 16.01.86. Подписано к печати 9.03.87. Формат $70 \times 100^{1}/_{16}$. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Гарнитура таймс. Объем 12 бум. л. Усл. печ. л. 31,20. Усл. кр.-отт. 62,40. Уч. изд. л. 34,63. Изд. № 5/4950. Тираж 2200 экз. Зак. 87. Цена 5 р. 60 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» 129820, ГСП, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., 2

Можайский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
г. Можайск, ул. Мира, 93.

4888