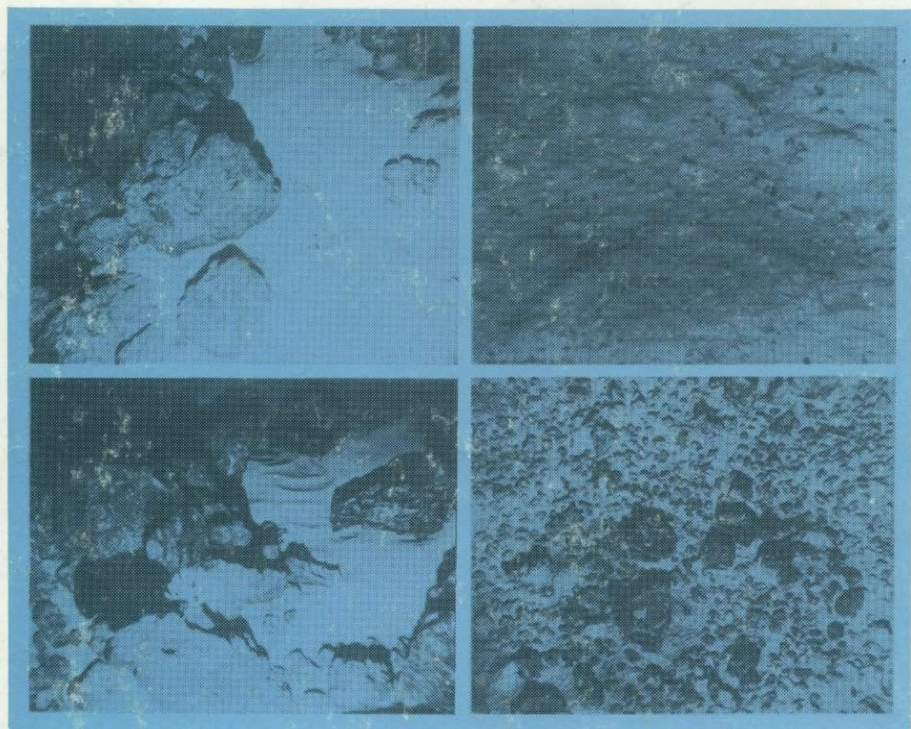


И.О.Мурдмаа

Фацции океанов



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

И.О.Мурдмаа

Фации океанов

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Г.Н. БАТУРИН



МОСКВА "НАУКА"

1987



4961

Мурдмаа И. О. **Фации океанов.** М.: Наука, 1987.

В монографии обобщены результаты проведенных автором многолетних исследований современных фаций Мирового океана, которые рассматриваются как модели для анализа океанских отложений геологического прошлого. Описаны приконтинентальные и пелагические фации океанов, специфические фациальные комплексы тектонически активных поясов. Выявлены связи осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых океана с определенными фациями.

Для специалистов в области геологии океанов и морей, литологов, широкого круга геологов.

Рецензенты: *Ю.А. Богданов, И.В. Хворова*

ВВЕДЕНИЕ

Данная работа задумана автором как обобщение накопившихся сведений и представлений об океанских фациях, прежде всего о современных фациях, которые объединяют в единую систему условия среды, процессы седиментогенеза и осадочные образования, накапливающиеся на дне океана в настоящий момент его геологической истории. Я исхожу из того, что изучение современных фациальных систем на основе прямых наблюдений и количественных измерений их параметров позволяет создать актуалистические фациальные модели, необходимые для палеоокеанологической интерпретации ископаемых фаций как на дне современного Мирового океана, так и в разрезах океанской коры геологического прошлого на континентах.

Непосредственные наблюдения над современной природой с самого зарождения учения о фациях в начале XIX в. служили основой палеогеографической интерпретации фациального разнообразия разновозрастных отложений даже в тех случаях, когда условиям осадкообразования прошлого из-за необратимой эволюции Земли не удавалось отыскать достаточно точных современных аналогов. Не удивительно поэтому, что почти все лучшее, написанное в классической геологической литературе о фациях (Н.А. Головкинский, А.П. Павлов, Д.В. Наливкин, Ю.А. Жемчужников, М.С. Швецов, Е.В. Шанцер, В.И. Попов, Г.Ф. Крашенинников, Н.Б. Вассоевич, Й. Валтер, У.Х. Твенхофел и др.), относится к континентальным или мелководным морским отложениям. Переходя к глубоководным, а тем более к океанским фациям, авторы, имея весьма неполный, часто просто ошибочный сравнительный материал о современных процессах седиментогенеза, описывали их схематично, без геологической конкретности или вообще исключали из рассмотрения, отрицая возможность существования настоящих глубоководных фаций в осадочных разрезах континентов.

К настоящему времени собраны обширные материалы по современным осадкам Мирового океана, процессам и условиям их накопления. Начиная с классических трудов экспедиции на "Челленджер" (Murray, Renard, 1891), исследований А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова (1938), Г. Шотта (Schott, 1935, 1942), Кьюнена (Kuenen, 1950a) и до современных исследований океанского седиментогенеза (работы П.Л. Безрукова, А.П. Лисицына, Ю.А. Богданова, Г.Н. Батурина, Н.С. Скорняковой, а также автора настоящей работы и многих

зарубежных исследователей) эти материалы осмысливались с применением фациально-генетического подхода. Например, в той или иной мере фациальными можно считать большинство из многочисленных карт современных осадков. Методы фациального анализа широко применяются в региональных работах по морской геологии при изучении кернов глубоководного бурения (работы П.П. Тимофеева и его соавторов, И. Лансло). Но работы, специально посвященные океанским фациям, редки, а обобщений по этому вопросу для всего Мирового океана практически нет, что тормозит развитие фациального анализа древних океанских осадков как в кернах глубоководного бурения, так и в разрезах на континентах. Учение о фациях только начинает проникать в океанскую геологию с ее специфическими объектами, скрытыми от наблюдателя многокилометровой водной толщей.

Цель данной книги не провозглашение каких-либо новых принципов фациального анализа, а именно распространение на Мировой океан основных идей учения о фациях, разработанных выдающимися геологами от А. Грессли, Й. Валтера и Н.А. Головкинского до Д.В. Наливкина, Ю.А. Жемчужникова, Н.М. Страхова и др. С этой целью я пытался переосмыслить под единым углом зрения фациального анализа обширные материалы по современным осадкам Мирового океана, собранные за последние десятилетия советскими и зарубежными морскими геологами, включая собственные наблюдения и исследования. Разработка теоретических основ океанского седиментогенеза, в том числе идей трех главных типов его зональности в работах П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына, поставила на повестку дня задачу синтеза закономерностей осадочного процесса в океане на основе выделения современных фаций и их комплексов, пространственно и генетически связанных с определенными сочетаниями разнообразных физико-географических, океанологических и геологических факторов. Пути решения такой многофакторной и многоуровневой задачи ведут через логику системного подхода, которую я и стремился применить при анализе океанских фаций. В конечном счете это должно привести к разработке актуалистических моделей океанских фациальных систем, которые послужили бы основой генетической и палеоокеанологической интерпретации их ископаемых аналогов.

Построение таких моделей требует прежде всего установления эмпирических и генетических связей между фациальными признаками океанских осадков и факторами обстановки осадкообразования. Этому вопросу посвящены главы II—IV данной книги. В главах V—IX дано описание основных фациальных комплексов (мега- и макрофаций) современного Мирового океана и приведены конкретные примеры составляющих их элементарных фаций. В главе X сделана попытка проанализировать характер и причины фациальной изменчивости современного океанского седиментогенеза, выяснить природу фациальных переходов в океане, выявить закономерности распространения осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых в фациальной системе океана.

Свою работу над проблемой океанских фаций я начал около 30 лет назад в Отделе геологии океана Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР по инициативе и под непосредственным руководством члена-корреспондента АН СССР П.Л. Безрукова. Участие в 16 морских экспедициях в Тихом, Индийском, Атлантическом и Южном океанах и в десятке морей дало возможность автору изучать широкий набор литолого-фациальных типов осадков — от мелководных шельфовых до абиссальных и ультраабиссальных, от прибрежных до пелагических — практически из всех широтных зон Мирового океана и из разнообразных его тектонических провинций. Личный опыт описания десятков тысяч проб донных осадков послужил хорошей основой для выработки представления об единой системе океанского седиментогенеза и о ее расчленении на фациальные элементы разного ранга (уровни организации).

С годами у автора сложилось представление о фациях как природных системах, объединяющих в себе две стороны — вещественную (осадочный материал, образующиеся из него геологические тела) и "надвещественную" (процессы седиментогенеза, управляющие ими факторы среды, их взаимоотношения). Такой подход к фациям, на мой взгляд, ближе всего соответствует смыслу, который вкладывали в это понятие классики учения об осадочном процессе на Земле, и целям фациального анализа. А главной целью фациального анализа, в том числе анализа океанских фаций, остается восстановление физико-географических условий прошлого, т.е. решение палеогеографических (применительно к океану — палеоокеанологических) задач.

Я глубоко благодарен моему учителю члену-корреспонденту АН СССР П.Л. Безрукову, замечательному человеку и выдающемуся морскому геологу, под руководством которого начиналась эта работа. Хочу выразить благодарность члену-корреспонденту АН СССР А.П. Лисицыну, Н.С. Скорняковой, В.Н. Свальнову, Н.В. Беляевой и другим коллегам из Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, с кем мы вместе собирали материалы по фациям Мирового океана в морских экспедициях, обрабатывали и осмысливали полученные данные. Искренне признателен вице-президенту АН СССР, академику А.Л. Яншину, академику В.В. Меннеру, профессорам И.В. Хворовой, Г.Ф. Крашенинникову, В.Т. Фролову, высказавшим ряд полезных советов и ценных критических замечаний. Благодарю К.К. Васильеву и О.Н. Чайкину за техническую помощь при подготовке рукописи, коллектив Аналитической лаборатории и сотрудников Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии за выполнение большого объема аналитических работ.

Глава I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ОКЕАНСКИХ ФАЦИЙ

Поскольку понимание таких терминов, как "фация", "фациальный анализ", "фациальный переход", "фациальный признак" и т.п., в геологической литературе не однозначно, необходимо уточнить их применение автором данной работы. Хочу подчеркнуть, что, приступая к изучению океанских фаций, я не хотел вводить каких-либо новых принципов или терминов, а стремился использовать то, что уже было разработано в классическом учении о фациях и прошло испытание временем. Относительно новыми (хотя и не вполне оригинальными) являются только понятия, связанные с применением к фациальному анализу системного подхода (фациальные системы и разные уровни их организации, в том числе понятие "седиментосфера").

Не вступая в затянувшуюся на столетие дискуссию о сущности и формулировках понятия "фация", автор применяет его как выражение единства условий (обстановки) осадкообразования и возникающего под их воздействием осадка со всеми его петрографическими, минералогическими, геохимическими и палеонтологическими признаками. Такая формулировка не противоречит смыслу, вкладываемому в это понятие классиками учения о фациях, а также большинством геологов наших дней. Уже Грессли (Gressly, 1838—1841), который ввел в геологию понятие фации, включил в него как облик (т.е. объективно наблюдаемые свойства осадка или осадочной породы), так и физико-географическую обстановку, отраженную в этом облике. То же самое можно сказать о воззрениях Й. Валтера, Н.А. Головкинского, Ренивье, (см.: Крашенинников, 1971). Д.В. Наливкин (1956, с. 7) указывает, что "фация — это не только осадочная порода, т.е. литологическое понятие, но одновременно определенная однородная часть суши или дна моря, т.е. географическое или палеогеографическое понятие". По Ю.А. Жемчужникову (1948), фация — это совокупность физико-географических условий образования осадка, выраженных в литогенетических типах, тесно связанных между собой. Н.М. Страхов (1948, с. 6) считает фацию "средой отложения породы со всеми ее особенностями", Н.В. Логвиненко и В.И. Марченко (1973, с. 351) — "обстановкой осадконакопления... овегцественной в осадке или породе", В.Е. Хаин (1964, с. 87) — "определенным типом осадочной породы, возникшей в определенных же физико-географических условиях". Г.Ф. Крашенинников (1971)

также объединяет в это понятие состав осадка и физико-географические условия его образования.

Во всех этих и многочисленных сходных определениях речь идет о диалектическом единстве двух противоположных сторон одного понятия — конкретного (вещественного) и абстрактного (генетического). Объединение в одно целое факторов среды и свойств осадка (или иначе — процесса осадкообразования и его продукта) особенно существенно при анализе современных фаций, в которых оба аспекта поддаются наблюдению и количественной оценке.

Фациальный анализ предполагает прежде всего изучение фациальных изменений одновозрастных отложений. Исследование фациальной изменчивости — основное содержание этого метода, отличающее его от других методов познания осадков и процессов их формирования. Фация как объект исследования может быть выделена только в сравнении с соседними, отличными от него объектами (фациями). Именно так понимает идею фациального анализа Е.В. Шанцер (1966). В своем учебнике Г.Ф. Крашенинников (1971) также неоднократно подчеркивает эту мысль, определяя фацию как "комплекс отложений, отличающихся... от соседних отложений того же стратиграфического отрезка" (с. 16), или "учение о фациях — это учение о генетических изменениях осадков..., о причинах и закономерностях таких изменений" (с. 23).

Выделение фаций в океане как объектов фациального анализа лишено произвольности только при условии, что в ряду фациальных изменений существуют относительно однородные участки, разделенные зонами более быстрых изменений — фациальными переходами. Опыт изучения фациальной изменчивости в современном океане убеждает в реальности именно таких взаимоотношений. На любом масштабном уровне удается обособить относительно однородные поля осадков (или их характерных свойств), объединенные сходством процессов их формирования, и в той или иной мере резкие фациальные переходы, связанные с возрастанием градиентов тех или иных параметров. Более того, обычно наблюдается внутренне связанное изменение целого комплекса параметров на одних и тех же границах.

Фации и их комплексы разных масштабных уровней выделяются как относительно однородные единицы, в ряду фациальных изменений (Шанцер, 1966), или, иначе говоря, как относительно устойчивые комбинации разнообразных фациальных признаков осадков — их вещественного состава, структур, текстур, палеонтологических остатков, аутигенных минералов и т.п. Совместные направленные изменения комплекса признаков (а значит, отраженных в них процессов осадкообразования) служат основанием для выделения фациальных рядов. Современные морские и океанские фации представляют собой однородные (по определенному набору существенных признаков) площади дна, отличающиеся от соседних по тем или иным характеристикам природной среды, процессов осадкообразования и по комплексу типоморфных признаков. Выделение ископаемых фаций основано

на генетическом анализе совокупности признаков осадков в пределах одновозрастного стратиграфического отрезка и на восстановлении по этим признакам, с использованием метода актуализма, палеоусловий седиментогенеза.

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ ОКЕАНСКИХ ФАЦИЙ

Фация — это не просто сумма свойств осадка и породивших их факторов среды, а новое качество, впитавшее в себя, кроме характеристик осадка и среды, еще их определенным образом организованные отношения и связи, т.е. представляет собой естественную систему. Ей присуща устойчивость "поведения" как целого, не сводимого к частным процессам (седиментогенеза, диагенеза), управляющим этим "поведением". Фации обладают, подобно всем другим естественным системам, свойством эмерджентности, а также системной целостностью и образуют иерархию уровней организации.

Системный подход к фациальному анализу вытекает уже из смысла понятия "фация" как некоего единства широкого разнообразия признаков осадка и контролирующих их факторов среды, единства, поддерживаемого взаимосвязью и взаимной обусловленностью элементарных процессов седиментогенеза, приводящих в совокупности к формированию осадков с однообразными (по определенным критериям) фациальными признаками. Системная целостность фаций определяется, во-первых, существованием между ее компонентами (признаками, факторами) внутренних связей, причем более плотных, чем связи с компонентами соседних фаций, а во-вторых, тем, что фация реагирует на внешние условия как единое целое: однообразие процесса седиментогенеза поддерживает устойчивость каждой данной фации в пределах ее ареала, а изменение какого-нибудь параметра среды приводит к сопряженному изменению ряда существенных признаков фаций и в конечном счете к фациальному переходу. Для каждой фации есть определенные пределы изменения условий (факторов) осадкообразования, в которых системообразующие ее свойства и отношения не нарушаются. Но когда изменения условий превышают эти критические пределы, данная фациальная система распадается, системообразующие отношения разрываются, а вместо них появляются новые, свойственные уже другой (как правило, соседней) фации.

Сказанное иллюстрируется примером пелагических карбонатных фаций, в которых с увеличением глубины (возрастанием гидростатического давления, парциального давления CO_2 , агрессивности придонных вод по отношению к CaCO_3) повышается интенсивность растворения CaCO_3 на дне, что выражается в постепенном ухудшении сохранности раковин фораминифер, начиная с наименее устойчивых к растворению форм. Процентное содержание и численность последних убывает, а количество фрагментов и процентное содержание устойчивых видов растет. В гранулометрическом спектре осадка наблюдается уменьшение содержания фракций крупнее 0,05 мм и повышение доли более тонких фракций, сложенных детритом фораминифер и кокколитами. В составе фракций крупнее 0,1 мм растет

доля фрагментов, а также раковин бентосных фораминифер и радиолярий. Но все эти однонаправленные сопряженные изменения не меняют сущности фаций как системы, характеризующейся превышением скорости накопления всего комплекса фораминифер (в том числе неустойчивых видов) над их растворением.

Картина меняется на уровне фораминиферового лизоклина, представляющего собой, по выражению Бергера, компенсационную глубину неустойчивых к растворению видов, скорость растворения которых на уровне лизоклина становится выше скорости поступления на дно. Исчезновение неустойчивых видов означает коренную перестройку состава танатоценоза по сравнению с биоценозом, выражающуюся в резком преобладании устойчивых видов. Резко меняются и другие фациальные признаки осадков: в гранулометрическом спектре начинают преобладать мелкоалевритовая и пелитовая фракции, сложенные фрагментами фораминифер и кокколитами, сокращается число планктонных фораминифер, увеличивается доля радиолярий и бентосных фораминифер, обычно несколько уменьшается содержание CaCO_3 , его абсолютные массы и скорости осадконакопления, появляются, местами в значительных количествах, железо-марганцевые конкреции. Все эти изменения отражают качественный скачок — переход от одной фации к другой. В обоих рассмотренных фациях основным системообразующим свойством является соотношение скоростей поступления и селективного растворения CaCO_3 раковин планктонных фораминифер. Смена фаций вызвана переходом через критическую величину этого соотношения на уровне лизоклина, приводящим к качественной перестройке всей системы в рамках единой надсистемы карбонатных фаций.

Исследование океана привело к выделению в нем множества природных систем (гидродинамических, геодинамических, биологических, седиментационных), каждая из которых учитывает всю сложную совокупность факторов и управляемых ими процессов, в чем и заключается основная идея методологии системного подхода. При этом одни и те же природные факторы и процессы становятся одновременно элементами самых разных частных систем, вместе образующих суперсистему Мирового океана. Выделение частных систем зависит от целей исследования. Так, для изучения закономерностей седиментогенеза выделяют системы терригенной, биогенной, хемогенной и вулканогенной седиментации (Лисицын, 1978).

Но наряду с такими, по природе своей функциональными системами, океан может быть расчленен и на интеграционные пространственно организованные геосистемы, подобно ландшафтно-географическому районированию суши. Расчленение суперсистемы океанского седиментогенеза на пространственно целостные фациальные системы строится на таких же логических принципах системного подхода. Седиментогенез выступает как основной стержень, по отношению к которому другие природные системы океана служат "внешними условиями". Каждая фациальная система при этом должна объединить в себе все существенные аспекты седиментогенеза на данной площади.

Фации как бы синтезируют разнообразие природных условий,

факторов и процессов на определенной площади, ограниченной фаціальными переходами. На этих переходах относительная однородность (целостность) фаціальной системы нарушается за счет появления новых свойств, не принадлежащих данной системе, и исчезновения других, присущих только ей.

Учение о фациях предполагает относительную однородность каждой фаціальной системы в пределах ее ареала. Степень и характер однородности зависят от масштабного уровня выделяемых фаціальных категорий, но суть ее заключается во всех случаях в устойчивости неких основных системообразующих свойств и отношений, отражающих однородность процесса седиментогенеза. Так, приведенный выше пример соседних карбонатных пелагических фацій показывает, что единый (однородный для макрофации) процесс пелагического карбоната накопления распадается на две относительно однородные фаціальные системы, из которых одна (выше фораминиферового лизоклина) в пределах всего ареала контролируется продукцией биогенного CaCO_3 определенным биоценозом планктонных организмов, а другая — селективным растворением неустойчивых видов фораминифер. Единое системообразующее свойство первой — соответствие танатоценоза планктонных фораминифер биоценозу — нарушается во второй путем резкого сокращения числа видов за счет выпадения неустойчивых и выдвигения на первый план нового системообразующего свойства — совокупности признаков растворения фораминифер.

Два аспекта фаціальной системы любого уровня — осадок с его свойствами (признаками) и обстановка (совокупность факторов среды) — спаяны воедино процессами седиментогенеза, создавая целостность этих систем. Фации — это пространственно (ареально) целостные геосистемы, но они, как правило, не обладают функциональной целостностью в отличие, например, от генетических типов отложений, в которых функциональная целостность является обязательной и служит главным критерием их обособления. Так, макрофация глубоководного конуса выноса объединяет на одном участке дна функционально различные процессы накопления и транзита терригенного материала турбидными, гравитационными и нефелоидными потоками, гемипелагическую седиментацию и деятельность придонных течений.

Системный подход к фаціальному анализу предполагает прежде всего то, что фация не есть произвольно или условно выделенный участок дна, а является действующей (действовавшей в прошлом) природной системой со своими "входами" и "выходами" вещества и энергии, со своей внутренней структурой и естественными границами. Она занимает закономерное положение в фаціальной системе более крупного порядка и связана с соседними фациями общностью определенных свойств и отношений. В то же время фаціальная система любого масштаба характеризуется своими специфическими взаимоотношениями со средой — толщей океанских вод, их физико-химическими и динамическими параметрами, а также с субстратом.

Представление о фациях как пространственно ограниченных (ареально целостных) геосистемах приводит к выводу о возможности их

систематизации на основании масштабных уровней организации океанского седиментогенеза. Различимы по крайней мере пять достаточно обособленных генетически обусловленных уровней, по которым можно построить иерархическую пирамиду фациальных категорий разного масштаба.

Высшим уровнем следует считать седиментосферу (табл. 1) — особую геосферу, в которой происходит весь процесс седиментогенеза на Земле: мобилизация вещества на поверхности литосферы (как субаэральная, так и субаквальная), транспортировка и преобразование (механическое, химическое, биологическое) этого вещества, его осаждение и фиксация в осадочной оболочке (стратифере). В состав седиментосферы входит нижняя часть атмосферы, вся гидросфера и поверхность литосферы. Седиментосфера включает в себя также биосферу, которая оказывает сильнейшее влияние на седиментогенез во всех ее сегментах, но имеет особенно большое значение в океанском седиментогенезе.

Седиментосфера делится на континентальные и океанские сегменты — системы континентального (в основном субаэрального) и океанского (почти целиком субаквального) седиментогенеза. Эти сегменты составляют второй уровень организации фациальных геосистем. Системообразующими для океанских сегментов являются перенос, преобразование и осаждение осадочного вещества, поступающего в систему с континентов, из атмосферы и эндогенных источников, в среде океанских вод с их постоянным солевым составом, под действием механической, химической и биологической форм движения. Континентальный седиментогенез мы в данной работе далее не рассматриваем, и остальные три уровня выделены только в океане.

Третий (высший для океанского седиментогенеза) уровень (см. табл. 1), который я предлагаю назвать мегафациальным, обусловлен как глобальной тектонической неоднородностью океанских сегментов Земли, так и широтной (географической) зональностью. Мировой океан делится, с одной стороны, на приконтинентальную и пелагическую мегафациальные области, размещение которых контролируется расположением континентальных массивов через процессы их денудации и выноса терригенного материала в океан, а также через влияние конфигурации океанских бассейнов на вертикальную и горизонтальную циркуляцию вод океана.

С другой стороны, выделяются мегафациальные области с активным и пассивным тектоническим режимом. При пассивном режиме, свойственном внутренним частям литосферных плит, развиваются мегафации ложа океана и пассивных континентальных окраин. Активный тектонический режим характерен для мегафациальных комплексов подвижных поясов на границах литосферных плит — окраинно-океанских (на конвергентных границах над зонами субдукции) или срединно-океанских (на дивергентных границах, на осях спрединга океанского дна).

На мегафациальном уровне седиментогенез разделяется, кроме того, по интенсивности проявления доминантного процесса — терригенного (в приконтинентальной области) или биогенного (в пела-

Таблица 1

Уровни организации океанских фациальных систем

Уровень организации	Критерии выделения	Фациальные системы	
I Геосферный	Процессы седиментогенеза <i>океанский седиментогенез</i> <i>континентальный седиментогенез</i>	Седиментосфера <i>океанские сегменты седиментосферы</i> <i>континентальные сегменты седиментосферы*</i>	
II Мегафациальный	Циркумконтинентальная зональность седиментогенеза <i>широтная зональность седиментогенеза, биопродуктивность, терригенное питание</i> Тектонический режим седиментогенеза <i>переход от континента к океану</i> <i>океанский бассейн</i>	А. Приконтинентальные мегафации: 1) <i>терригенного ряда</i> 2) <i>карбонатного ряда</i> 3) <i>апвеллингового ряда</i> 4) <i>ледового ряда</i> В. Мегафации активных границ плит: 1) <i>окраинно-океанских подвижных поясов (зон субдукции)</i> 2) <i>срединно-океанских подвижных поясов (зон спрединга)</i>	Б. Пелагические мегафации: 1) <i>биопродуктивных (гумидных) зон</i> 2) <i>непродуктивных (аридных) зон</i> 3) <i>ледовых зон</i> Г. Внутриплитные мегафации: 1) <i>пассивных континентальных окраин</i> 2) <i>лож океанских бассейнов</i>
III Макрофациальный	Морфоструктуры дна, обобщенные обстановки, классы осадков	Макрофации в пределах мегафаций А — Г: <i>АГ — шельфа, континентального склона, континентального подножия, абиссальной равнины</i> <i>БГ — котловины, возвышенности, хребта, провинции гор</i> <i>АВ(БВ) — задугового бассейна, островной дуги, желоба</i> <i>БВ(АВ) — рифтовой зоны, трансформного разлома, фланга срединного хребта</i>	
IV Мезофациальный	Элементы рельефа, обстановки (ландшафты), режим седиментации, типы осадков, биоценозы бентоса	Фаии в пределах макрофаций	
V Микрофациальный	Локальные изменения режима седиментации, разновидности осадков, биоценозы бентоса	Микрофаии в пределах фаий	

* Континентальные сегменты в данной работе не рассматриваются.

гической области). Мерой интенсивности служат скорости осадконакопления и абсолютные массы основных осадкообразующих компонентов. В глобальном масштабе выделяются широтные мегафациальные зоны повышенной и пониженной интенсивности как приконтинентальной, так и пелагического седиментогенеза. Повышенная интенсивность характерна для трех гумидных зон Земли — экваториальной и двух умеренных, к которым приурочены наибольшие величины модуля денудации континентов (Страхов, 1962), выноса терригенного материала в океан и его накопления в приконтинентальной области (Лисицын, 1978, 1982), к ним же приурочены широтные пояса относительно высокой биопродуктивности, а соответственно интенсивной биогенной седиментации в пелагической области (Лисицын, 1978).

Зонам интенсивного осадконакопления противопоставляются мегафации, характеризующиеся относительно малым поступлением на дно как терригенного, так и биогенного осадочного материала, которые в целом соответствуют аридным зонам Земли.

Из сказанного явствует, что главным системообразующим фактором на мегафациальном уровне служит поставка осадочного материала — терригенного, биогенного или эндогенного. Системное пространство организовано на этом уровне в соответствии с абсолютной (скорости накопления и абсолютные массы) и относительной (процентные соотношения в осадках) интенсивностью поступления каждого из этих компонентов. Мегафации отражают пространственные (горизонтальные) структуры полей разноса терригенного материала, биологической продуктивности поверхностных вод и влияния эндогенного вещества, а эти структуры, как известно, подчинены циркумконтинентальной, широтной, вертикальной и тектонической зональностям. Мегафациальный уровень организации океанского седиментогенеза базируется, следовательно, на законах этих четырех типов зональностей, впервые в общем виде сформулированных П.Л. Безруковым (1959, 1962), а в дальнейшем разработанных им и его коллегами (Безруков, Мурдмаа, 1971, 1972; Лисицын, 1974, 1978, 1981; Мурдмаа, 1979, 1981, 1983б).

Мегафациальные системы делятся на подсистемы следующего — макрофациального — уровня организации (см. табл. 1), главными системообразующими факторами которого являются контролируемые крупными формами рельефа (морфоструктурами) поля глубины, уклонов дна, физико-химических и динамических параметров придонных водных масс. Под действием этих факторов обособляются крупные обстановки осадкообразования, каждая из которых характеризуется типоморфными особенностями условий и процессов седиментогенеза и определенным набором типов осадков, образующих тесные парагенетические (в частных случаях генетические) ассоциации.

Число устойчиво повторяющихся комбинаций параметров седиментогенеза и парагенетических ассоциаций типов осадков, а следовательно, число макрофаций оказывается сравнительно небольшим: в табл. 1 их выделено для Мирового океана всего 15. Правда, многие из них объединяют по несколько отчетливо различных

вариантов того же макрофациального уровня, но даже если учесть это обстоятельство и добавить к названным некоторые неучтенные сравнительно редко встречающиеся разновидности макрофаций, общее их число остается ограниченным, что служит косвенным указанием на системную целостность выделенных единиц.

Каждая из выделенных макрофаций, описание которых дано ниже, характеризуется вполне определенной комбинацией параметров обстановки, обладает одним или несколькими ведущими системообразующими свойствами (отношениями) и содержит ограниченный набор парагенетически связанных элементов — подсистем, в качестве которых выступают фации. Однородность у макрофаций больше, чем у мегафаций, но меньше, чем у единиц следующего, более низкого, собственно фациального (или мезофациального) уровня.

Фации обособляются в пределах макрофаций как относительно однородные элементы, каждый из которых обладает специфическим набором фациальных признаков, отражающих определенный узкий диапазон вариаций условий и параметров процесса седиментации на границе вода—дно. Если на макрофациальном уровне выделяются закономерные ряды значительных по амплитуде фациальных изменений (однонаправленных или периодических), то фации представляют собой относительно однородные члены этих рядов. В пределах единичной фации действует, как правило, один доминирующий процесс седиментации с близкими количественными характеристиками, который создает специфический облик осадка, обычно улавливаемый уже при первичном полевом описании образцов или (для современных фаций) по внешнему виду поверхности дна. Этот облик, сохраняющийся в пределах определенной площади, и составляет суть фации в его первоначальном понимании. Существенное изменение "облика", т.е. комплекса признаков и отображаемых ими условий осадкообразования, означает переход к соседней фации.

Доминирующими системообразующими отношениями для мезофаций служат локальные придонные взаимодействия поступающего в фациальную систему осадочного материала с гидродинамическими, литодинамическими, физико-химическими и биологическими факторами среды, в итоге приводящие к избирательному осаждению одних компонентов и к удалению (вымыванию, растворению, прохождению транзитом) других. Эти взаимодействия происходят на общем равномерном или направленно меняющемся фоне общих свойств макрофаций, которые уже не являются системообразующими факторами для мезофациального уровня.

Мезофации (собственно фации), вероятно, нельзя считать начальными неделимыми элементами иерархии фациальной организации седиментогенеза. Их внутренняя однородность относительна и распадается на более или менее резко выраженную мозаику микрофациальных изменений, в которой удастся различить однородные участки (субфации или микрофации), отделенные друг от друга фациальными переходами. Все более дробное деление фациальных систем должно в конечном счете привести к выявлению действительно элементарных систем, лишенных фациально значимых элементов, подобно тому

как в вещественных геосистемах минералы (элементарные системы) лишены геологических элементов и содержат в себе компоненты "субгеологического" уровня — химические элементы и их взаимодействия (Круть, 1978). На уровне этих зачаточных фациальных единиц происходят элементарные взаимодействия между осадочным веществом и факторами среды, элементарные акты осадкообразования.

Итак, при переходе от более низких уровней организации к более высоким уменьшается степень единства фациальных систем, увеличивается их сложность и неоднородность, что свойственно и географическим системам (например, Гришанков, 1977). Увеличение сложности и неоднородности означает прежде всего возрастание при движении вверх по ступеням иерархии количества переменных параметров и амплитуд их вариаций. Параметры, которые были фоновыми и могли считаться постоянными для единиц низшего уровня, становятся переменными, системообразующими на высших.

Процессы осадкообразования на любом уровне организации складываются из фоновых, общих для системы, и частных, характеристических, определяющих разделение ее на подсистемы более низкого уровня. Взаимоотношения общих и частных процессов сложные, подчас противоречивые, действие их нельзя представить в виде простого наложения.

В иерархии фациальных систем важен пространственный аспект, ибо они являются определенным образом организованными частями системного пространства седиментосферы, по своим свойствам отличающегося от простого геометрического пространства (Круть, 1978). Организация (структура) фациальных систем как частей единого стратиграфического интервала (или арены современного седиментогенеза, протекающего в географическом пространстве) в принципе двумерна, но сами фации занимают некоторый (хотя и незначительный по сравнению с горизонтальным простираем) объем, т.е. обладают также третьим измерением. Вопрос о том, какую часть пространства по вертикали следует включить в состав фациальных систем, должен решаться, по мнению автора, в соответствии с иерархией уровней организации.

Океанские сегменты современной седиментосферы охватывают всю водную толщу и нижние слои атмосферы над океаном (арену эоловых процессов). Мегафациальный уровень ограничивается водной толщей от поверхности до дна. Макрофации включают придонные водные массы, динамическая или физико-химическая неоднородность которых служит для них системообразующим фактором. Мезофации ограничены более тонким придонным слоем, собственно контактной зоной вода—дно, тогда как вся остальная толща вод является для них внешней средой.

Ниже поверхности дна системное пространство современных фаций охватывает, по меньшей мере, весь активный слой раннего диagenеза и подвижный (метастабильный) слой наносов, подвергающийся биотурбации, повторному взмучиванию или гравитационному перемещению в рамках того же стратиграфического интервала. Что же касается ископаемых фаций, то вертикальный охват зависит от

принятого временного (стратиграфического) диапазона. Фации как системы взаимодействия среды и осадочного вещества не имеют мощности, но мощность входит в них как мера скоростей осадконакопления, т.е. как один из фациальных признаков (свойств).

Фации обнаруживают некоторые черты сходства с информационными системами. Аналогия вытекает уже из логики фациального анализа и его основной цели — восстановления по ископаемым фациям палеогеографической обстановки. С точки зрения информационного подхода фациальный анализ соответствует процедуре считывания (декодирования) заложенной информации об условиях осадкообразования. Процесс осадкообразования при таком подходе подобен процедуре передачи осадкам информации от полей параметров среды и ее кодирования, а захоронение осадков и их постседиментационные преобразования — хранению информации, сопровождаемому некоторыми ее потерями и искажениями. Одна из важнейших задач изучения современных фаций заключается в выявлении связей между признаками осадков (кодowymi знаками) и факторами обстановки (источниками кодовых сигналов), что можно представить как процедуру выявления способа (правил) кодирования информации.

Информационный аспект наряду с вещественным и энергетическим заключен объективно в самой сущности фациальных систем, вне зависимости от познающего субъекта. Как подчеркивает А.Д. Арманд (1977), информационная составляющая природных процессов принципиально не описывается моделями преобразования вещества и энергии. Это в полной мере относится и к океанскому седиментогенезу с его фациальными подсистемами разных уровней организации, которые, как говорилось выше, способны отражать разнообразие природных условий Мирового океана, определенным образом перерабатывать и сохранять информацию о нем. Передача, кодирование и накопление информации функционирующими фациальными системами осуществляется реальными процессами движения вещества и энергии в седиментогенезе, но количество информации, а также ее содержание, прямо не связаны ни с массами осадочного материала, ни с величиной энергии, затраченной на его перенос. В этом специфика информационных взаимоотношений, на которые не распространяется закон сохранения (Арманд, 1977).

Количество закодированной информации является характеристикой сложности фациальных систем, мерой их разнообразия, плотности внутренних и внешних связей. Соответственно, чем больше разнообразие элементов системы, тем больше содержится в ней информации.

Фациальные системы принимают передаваемую им через процессы седиментации (каналы связи) пространственную структуру полей океанологических параметров. В ходе передачи и последующего кодирования сигналов происходит их частичное искажение, взаимное наложение. В результате отражение обстановки в фациальных системах всегда неполное, а декодирование накопленной в них информации представляет сложную задачу, решение которой для ископаемых фаций возможно только при наличии "ключей", разработанных на

основе изучения современных фаций и протекающих в них процессов, т.е. с использованием метода актуализма. Поэтому основная цель изучения современных фаций — это разработка актуалистических моделей седиментогенеза для разных океанологических ситуаций, отраженных в фациальных системах разных уровней организации.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ОКЕАНСКИХ ФАЦИЙ

1064

Анализ океанских фаций в силу специфики объекта и характера информации, получаемой при морских геологических исследованиях, требует особых методических приемов, существенно отличающихся от традиционных методов, разработанных в "континентальной" геологии. С другой стороны, методы изучения современных и ископаемых океанских фаций не совсем одинаковые, как неодинаковы и задачи их исследования. Современные фации, находясь в активной стадии функционирования, служат объектом прямых наблюдений над процессами седиментогенеза, но не дают ответа на вопрос, перейдут они когда-нибудь в ископаемое состояние или являются временными, эфемерными. Фиксация современных океанских фаций в геологических разрезах представляет собой сложный и пока еще слабо изученный процесс. Тем не менее результаты фациального анализа ископаемых океанских отложений можно успешно использовать для восстановления природных условий в океанах геологического прошлого только опираясь на сравнение с современностью, т.е. на метод актуализма. При этом я исхожу из определения актуализма (в противовес униформизму Лайеля) как "метода, при котором к пониманию прошлого идут от изучения современных процессов, но с сознанием того, что в прошлом, особенно в отдаленном от современности, и физико-географические обстановки на поверхности Земли, и сами процессы, протекавшие тогда, заведомо в некоторой степени отличались от современных..." (Страхов, 1973, с. 30).

Отсюда вытекает, во-первых, важность исследования путем прямых наблюдений и измерений современных процессов осадкообразования в океане, а во-вторых, необходимость максимально приблизить методики исследования современных и древних осадков. На оба эти обстоятельства неоднократно указывали Н.М. Страхов, П.Л. Безруков и А.П. Лисицын, заложившие основы сравнительно-литологических исследований глубоководных морских и океанских отложений в нашей стране и разработавшие методику изучения современных осадков.

Фациальный анализ океанских отложений базируется на фактическом материале, полученном в результате разностороннего изучения (включая петрографические, минералогические, геохимические, микропалеонтологические и другие виды анализа) геологических проб, добытых со дна различными дистанционными приборами или путем глубоководного бурения. Кроме чисто литологических характеристик (гранулометрического, минерального и химического состава, структур и текстур), первостепенное значение для фациального анализа

имеют такие параметры, как скорость осадконакопления и абсолютные массы разных компонентов, микропалеонтологические и изотопные индикаторы палеотемпературы, палеосолености, палеопродуктивности вод, палеоглубин, разного рода метки (трассеры) источников осадочного материала, процессов его транспортировки и осаждения. При изучении современных фаций используются, кроме того, фотография и телевизионный осмотр дна, визуальные наблюдения с исследовательских подводных лодок, а на мелководьях — водолазная техника. Наряду с изучением осадков и форм микрорельефа на их поверхности (т.е. вещественных аспектов фациальных систем) производятся исследования разнообразных океанологических характеристик, влияющих на осадкообразование: взвеси, биосистем, потоков осаждающихся частиц (с помощью седиментационных ловушек). В совокупности эти методы позволяют не только описать особенности седиментогенеза, специфичные для определенных фациальных систем, но и измерять процессы осадкообразования количественно, а в конечном счете создать численные модели таких систем.

Первостепенное значение для анализа океанских фаций имеет первичное (полевое) литологическое описание осадочных образований. Геолог в океане в большинстве случаев лишен возможности визуально описывать сколько-нибудь протяженные обнажения. Его впечатление о фациях складывается из описания полученных на большом расстоянии друг от друга точечных проб — монолитов из дночерпателей (площадью обычно около 0,25 м², мощностью до 20 см), колонок (диаметром от 50—70 до 200 мм, длиной максимально до 15—20 м, обычно 2—5 м), или кернов глубоководного бурения. Тем важнее возможно более тщательное и детальное изучение этих проб. Полевые описания, выполненные в многочисленных экспедициях П.Л. Безруковым, А.П. Лисицыным, В.П. Петелиным, Н.С. Скорняковой, В.Н. Свальновым, а также автором, содержат ценные сведения о современных и плейстоценовых океанских фациях.

Уже в первых рейсах НИС "Витязь", в начале 50-х годов, применялся метод микроскопического изучения осадков в быстро изготавливаемых временных препаратах — мазках. Основные литологические компоненты осадков можно различить даже в мазках натурального влажного осадка, т.е. в водной среде. Но надежная диагностика минералов в таких препаратах невозможна. Гораздо более полную информацию о составе осадков с полуколичественной оценкой соотношений как главных, так и второстепенных компонентов позволяют получить мазки диспергированного и высушенного осадка, закрепленного на предметном стекле канадским бальзамом или другими смолами с определенным показателем преломления. Просмотр мазков с полуколичественным подсчетом компонентов осадка под поляризационным микроскопом служил стандартным методом описания кернов глубоководного бурения на "Гломар Челленджер" и применяется широко как в отечественных, так и в зарубежных экспедициях.

Наряду с описанием мазков в наших экспедициях применяется метод изучения прозрачных петрографических шлифов, изготовлен-

ных на борту судна из натурального влажного осадка без нарушения текстуры. Если изготовление шлифов на борту судна организовать не удастся, можно эту работу выполнять и в стационарных лабораториях, но и тогда желательно иметь ненарушенные образцы натуральной влажности, подготовленные в экспедиции сразу после подъема колонок со дна. При высушивании образцов с пористостью до 70—80% первичные текстуры могут сильно деформироваться.

На современных исследовательских судах визуальное и микроскопическое описание осадков в мазках дополняется комплексом лабораторных исследований, позволяющим получить уже в экспедициях довольно полное представление о фациальном характере осадков.

П.П. Тимофеев и его сотрудники разработали методику детального фацеального анализа кернов глубоководного бурения, успешно используя ее при обработке материалов буровых рейсов (Тимофеев и др., 1981; Timofeev, Bogolyubova, 1979; Timofeev et al., 1976, 1978). Она основана на выполнении в одних и тех же образцах керна комплекса детальных петрографических, минералогических, геохимических анализов и специальных исследований органического вещества, которые сочетаются с тщательным визуальным описанием пород. Несколько более формальный характер имеет методика французских исследователей, названная ими микрофацеальным анализом (Pastouret et al., 1978), основанная прежде всего на изучении крупной фракции осадков (крупнее 63 мкм), с обработкой результатов статистическими методами; в том числе методом факторного анализа.

4901
Вопрос о внедрении математических методов в изучение океанских фаций пока разработан недостаточно. В большинстве случаев исследователи ограничиваются применением элементарных статистических приемов обработки результатов лабораторных анализов, тогда как выделение фаций, их систематизация и палеоокеанологическая интерпретация ведутся на качественном уровне и поэтому не лишены субъективности. Между тем системный подход к фациям содержит в себе потенциальную возможность "математизации" фацеального анализа на всех его этапах, начиная с обработки первичных данных (литологических, океанологических, палеонтологических и т.д.) и до палеоокеанологических реконструкций. Выполнение этой задачи, имеющей принципиальное значение для повышения эффективности морских геологических исследований, является задачей будущего.

Геологические полигоны и детальные фацеальные профили

Уже в начале морских геологических исследований Института океанологии АН СССР в дальневосточных морях и северо-западной части Тихого океана (1949—1955 гг.) стало очевидным, что редкая сеть отбора проб донных осадков (с расстоянием между станциями в десятки и сотни миль) позволяет выявить только глобальные закономерности океанского седиментогенеза, но не может обеспе-



чить исследование конкретных фаций и фациальных переходов. Развитие работ в открытом океане подтвердило большую фациальную неоднородность современных осадков (Безруков, 1962) и поставило на повестку дня задачу существенной детализации наблюдений. Наметились два пути такой детализации: во-первых, учащенный отбор проб по специально заданным разрезам с возможно более точной привязкой к формам рельефа (эхолотным профилям, сейсмопрофилям); во-вторых, метод геологических полигонов, предложенный П.Л. Безруковым (1977) и впервые реализованный в условиях открытого океана в 43-м рейсе НИС "Витязь" при участии автора настоящей работы (Безруков, 1969; Скорнякова и др., 1971).

Поперечные профили позволяют проследить смену достаточно выдержанных по простиранию линейных фациальных зон. Наиболее информативны разрезы, заданные в направлении максимальных градиентов изменения факторов и обусловленных ими фациальных изменений осадков. Сюда относятся разрезы поперек склонов, хребтов, желобов, зон разломов, на которых можно проследить изменение с глубиной или с морфометрией рельефа отдельных фациальных признаков и их совокупностей. Представительность результатов зависит от выдержанности линейного простирания фациальных зон, она снижается при наличии существенных вдольсклоновых фациальных изменений.

Метод геологических полигонов — детальное исследование небольших, но типичных для данной геологической структуры или седиментационной провинции (макрофации) участков — оказался весьма эффективным, особенно при исследовании фациальных систем, не обладающих четко выраженной (заранее известной) ориентацией в пространстве, что затрудняет рациональное применение метода разрезов. Большое преимущество метода в том, что он дает не одномерную, как разрезы, а двухмерную картину фациальной изменчивости, тем самым резко увеличивая количество и качество получаемой информации.

Геологический полигон, применительно к реальным условиям глубоководных районов открытого океана и к возможностям современных научно-исследовательских судов, представляет собой, как правило, прямоугольный участок дна, размер которого определяется с учетом необходимой детальности исследования и затрат экспедиционного времени. В наших работах (см. гл. VII) это были квадраты или прямоугольники размером примерно 20×20 км. На таком полигоне навигация осуществляется с помощью заякоренного буя, координаты которого определяются любым из современных методов.

Полигон покрывается сетью галсов эхолотного промера, сейсмопрофилирования и магнитометрии. По оперативно составленной детальной батиметрической карте (в последние годы карты составляются автоматически на судовых ЭВМ), производят отбор проб осадков дночерпателями (в том числе самовсплывающими), грунтовыми трубками, тралами и драгами, а также фотографирование дна, гидрологические и некоторые другие сопутствующие работы.

Сейсмоакустический метод изучения океанских фаций

Развитие техники и методики непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), особенно его многоканальных и высокочастотных вариантов, обладающих повышенной разрешающей способностью, открыло принципиально новые возможности дистанционного исследования строения осадочного чехла дна океана, выявления и прослеживания на больших расстояниях слагающих этот чехол слоев (свит, формаций). На базе НСП развилась новая геологическая дисциплина — сейсмическая стратиграфия (сейсмостратиграфия), неотъемлемой частью которой является метод фациально-генетической интерпретации характера сейсмических записей, который получил название сейсмофациального анализа. Как сейсмостратиграфия в целом, так и сейсмофациальный анализ океанских отложений приобрели прочную фактическую основу лишь благодаря глубоководному бурению в океанах на судне "Гломар Челленджер" и поисково-разведочному бурению на шельфах, что дало возможность прямо сопоставить сейсмопрофили с геологическими разрезами скважин.

Зародилось и вошло в океанскую геологию новое понятие сейсмофации. Сделаны первые успешные попытки фациального районирования обширных регионов по сейсмическим данным с выделением седиментационных провинций как ареалов с однотипным сейсмо-разрезом. В эффективности и надежности этого метода (несмотря на некоторые его слабые стороны, связанные с неоднозначностью интерпретации сейсмограмм) мне пришлось убедиться в трех рейсах бурового судна "Гломар Челленджер" в Атлантическом и Тихом океанах, а также в комплексных геологических рейсах НИС "Витязь" и "Дмитрий Менделеев".

Сейсмопрофилирование позволяет уверенно различать такие генетические типы отложений (динамические формы аккумуляции), как турбидиты, гемипелагиты, подводные оползни, отложения гравитационных потоков, рифовые массивы. По изменениям мощностей слоев, ограниченных изохронными отражающими горизонтами, можно судить о перераспределении осадочного материала придонными течениями. Хорошо видны на сейсмопрофилях фациальные переходы от одних генетических типов к другим, а также поверхности размыва и несогласного залегания.

Фотографирование, телевизионный обзор дна и наблюдения с обитаемых подводных аппаратов

Многие важнейшие особенности современных океанских фаций находят отражение во внешнем виде поверхности дна, в его микро-рельефе (морфоскульптуре), в донных организмах и их следах, в выступающих на фоне осадков включениях (конкрециях, эрратическом грубообломочном материале), в обнаженных скалах и аутигенных корках. Отсюда вытекает возможность применения при изучении современных фаций методов подводного фотографирования, телевидения и непосредственного наблюдения с обитаемых аппаратов, существенно усовершенствованных за последние годы. Особенно богатую информа-

цию о фациях дают многокадровые (до сотен и тысяч снимков) фото-профили и непрерывная телевизионная съемка с буксируемых у дна аппаратов.

Фотографии и телеизображения дна позволяют получить информацию о разнообразных характеристиках субаквальных фаций. Прежде всего, изучая динамические формы микрорельефа (знаки ряби разного типа, промоины, валики), удастся установить характер литодинамических процессов в контактной зоне вода—дно, определить направление и скорости придонных течений (Heezen, Hollister, 1971). По знакам ряби на подводных фотографиях было впервые доказано наличие на больших глубинах сильных придонных течений — важнейшего фактора фациальных систем.

Биогенный микрорельеф, в том числе следы донных животных, позволяет судить о плотности заселения разных биотопов, о составе фауны, о некоторых ее экологических особенностях. По подводным фотографиям удастся не только обнаружить залегающие на поверхности дна железо-марганцевые конкреции, но также подсчитать их концентрацию, размеры, выявить характерные формы. На фотографиях видны щелнистые и глыбовые осыпи эдафогенного материала, грубообломочный материал ледового и айсбергового разноса, куски пемзы.

По фотографиям, а также визуальным наблюдениям с подводных аппаратов изучаются разные формы проявления подводного вулканизма и гидротермальной деятельности. В частности, мы обнаружили методами подводного фотографирования покров плитчатых базальтов на абиссальных осадках и новую форму горячих гиалокластических потоков (Мурдмаа и др., 1972, Скорнякова и др., 1971).

Глава II

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Литология осадков лежит в основе выделения как современных, так и ископаемых океанских фаций. Фациальный анализ начинается с разностороннего литологического изучения осадков, их типизации и генетической интерпретации. При этом принципы выделения и классификации типов осадков существенно отличаются от фациального подхода. Если литологическая классификация предполагает выделение дискретных классов, без учета изменчивости внутри этих классов, а также характера переходов между ними, то фациальный анализ изучает изменения как внутри ареалов отдельных литологических типов, так и на границах между ними.

Автор данной работы предложил новый вариант литологической классификации океанских осадков и осадочных пород (Мурдмаа, 1979а), которая основана на принципах классификаций Н.М. Страхова (1954), П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына (1960), но вносит в них некоторые уточнения и дополнения (табл. 2), необходимость которых диктовалась многолетним опытом описания океанских осадков в морских экспедициях, в том числе в кернах глубоководного бурения на борту

Таблица 2

Схема классификации нелитифицированных океанских осадков

Тип, класс	Типоморфный литологический компонент
1	2
I. Однокомпонентные (чистые) осадки (>70% одного осадкообразующего компонента)	
Обломочные (литогенные): <i>терригенные</i>	Литогенные обломки минералов и горных пород крупнее 0,01 мм
<i>вулканогенные</i>	<i>обломочные продукты размыва суши тефра (витрокластическая, литокластическая, кристаллокластическая)</i>
<i>вулканотерригенные</i>	<i>продукты размыва вулканитов, перетложенная тефра</i>
<i>эдафогенные</i>	<i>продукты дробления пород дна, размыва древних осадков и вулканитов</i>
Глинистые (литогенные или аутигенные):	Глинистые минералы (терригенные или аутигенные)
<i>гидрослюдистые</i>	<i>в кристаллической фазе преобладает гидрослюда (терригенная)</i>
<i>монтмориллонитовые</i>	<i>в кристаллической фазе преобладает монтмориллонит (терригенный или аутигенный)</i>
<i>полимиктовые</i>	<i>гидрослюда, монтмориллонит, а также хлорит, каолинит (без явного преобладания одного минерала)</i>
Известковые (биогенные):	CaCO ₃ биогенный
<i>планктоногенные (см. табл. 4)</i>	<i>кальцитовые раковины планктонных фораминифер, кокколиты; арагонитовые раковины птеропод кальцитовые, арагонитовые, магnezально-кальцитовые скелетные остатки донных организмов и их фрагменты</i>
<i>бенитогенные (кораллово-водорослевые, ракушечные, мшанковые, разнодетритовые)</i>	<i>SiO₂ (опал) биогенный</i>
Кремнистые (биогенные):	<i>опаловые панцири диатомей и их фрагменты</i>
<i>планктоногенные (диатомовые)</i>	<i>опаловые спикулы, микросклеры и фрагменты скелетов губок</i>
<i>бенитогенные (кремнисто-губковые)</i>	
II. Многокомпонентные (смешанные) осадки	
(30—70% двух или более осадкообразующих компонентов)	
Обломочно-глинистые (терригенные):	Терригенный обломочный + глинистый материал
Туффитовые (осадочно-вулканогенные):	Тефра + осадочный (терригенный или биогенный) материал
<i>глинисто-туффитовые (терригенно-вулканогенные)</i>	<i>тефра + глинистый материал</i>
<i>известково-туффитовые (биогенно-вулканогенные)</i>	<i>тефра + CaCO₃ биогенный</i>
<i>мергельно-туффитовые (биогенно-терригенно-вулканогенные)</i>	<i>тефра + CaCO₃ биогенный + глинистый материал</i>
<i>кремнисто-глинисто-туффитовые (биогенно-терригенно-вулканогенные)</i>	<i>тефра + SiO₂ биогенный + глинистый материал</i>

Таблица 2 (окончание)

1	2
Мергельные (биоенно-терригенные или биоенно-аутигенные):	CaCO ₃ биоенный + глинистый материал (терригенный или аутигенный)
<i>планктоногенные (нано-фораминиферовые, птероподово-фораминиферовые)</i> <i>бентогенные (детритовые, бентосно-фораминиферовые)</i>	<i>CaCO₃ планктоногенный + глинистый материал</i> <i>CaCO₃ бентогенный + глинистый материал</i>
Кремнисто-глинистые (биоенно-терригенные или биоенно-аутигенные):	SiO ₂ биоенный + глинистый материал (терригенный или аутигенный)
<i>диатомово-глинистые</i>	<i>преимущественно диатомеи + глинистый материал</i>
<i>радиоляриево-глинистые</i>	<i>преимущественно радиолярии + глинистый материал</i>
<i>спикулово-глинистые</i>	<i>спикулы кремневых губок + глинистый материал</i>
Кремнисто-известковые (биоенные планктоногенные):	CaCO ₃ планктоногенный + SiO ₂ планктоногенный
<i>радиоляриево-нано-фораминиферовые</i>	<i>радиолярии + кокколиты + планктонные фораминиферы</i>
<i>диатомово-нано-фораминиферовые</i>	<i>диатомеи + кокколиты + планктонные фораминиферы</i>
Известково-обломочные (биоенно-терригенные)	CaCO ₃ бентогенный + терригенный обломочный материал
III. Особые типы осадочных образований* (> 10% типоморфного компонента)	
Цеолиново-глинистые (аутигенные)	Аутигенный филлипсит или клиноптилолит + аутигенный смектит Аутигенные гидроокислы Fe и Mn
Железо-марганцевые (аутигенные, экзгационно-осадочные):	<i>обособленные желваки, состоящие из рудной оболочки и ядра корки гидроокислов Fe и Mn на обнаженных скалах и литифицированных осадках</i> <i>тонкодисперсные гидроокислы Fe и Mn в известковых, глинистых, обломочных осадках</i>
<i>железо-марганцевые конкреции (осадочные и диагенетические)</i> <i>железо-марганцевые корки (осадочные и гидротермально-осадочные)</i>	
<i>металлоносные илы (гидротермально-осадочные)</i>	
Сапропелевые (биоенные)	Планктоногенное (сапропелевое) органическое вещество
Глауконитовые (аутигенные или переотложенные)	Глауконитовые зерна, обычно в песках (аутигенные или переотложенные)
Фосфатные (аутигенные или переотложенные):	Фосфаты (аморфные, апатит)
<i>фосфоритовые конкреции</i>	<i>обособленные желваки (аутигенные или вымытые из древних отложений)</i>
<i>фосфатные пески</i>	<i>фосфатные оолиты или псевдооолиты</i>
*Приведены только наиболее важные, широко распространенные в океане типы.	

"Гломар Челленджера", а также практикой составления легенд литологических карт.

В основу выделения классов и типов осадков в этой схеме положен принцип абсолютно преобладающего литологического компонента. В качестве таких компонентов служат различные составляющие

Таблица 3

Гранулометрическая классификация терригенных обломочных и глинистых осадков

Осадки	Размер преобладающей фракции, мм	Наиболее характерные смеси с фракциями, мм
Грубообломочные (псефиты)	>1	0,1—1
валуны, глыбы	>100	10—100
галька, щебень	10—100	>100; 1—10; 0,5—1
гравий, дресва	1—10	0,5—1; 10—100
Пески (псаммиты)	0,1—1	>1; 0,01—0,1; 0,005—0,05
крупнозернистые	0,5—1	>1; 0,25—0,5
среднезернистые	0,25—0,5	>1; 0,5—1
мелкозернистые	0,1—0,25	0,05—0,1; 0,005—0,05
разнозернистые	0,1—1	>1; 0,01—0,1; 0,005—0,05
Алевриты	0,01—0,1	0,1—1; <0,01; <0,005
крупные	0,05—0,1	0,1—0,25; 0,01—0,05; <0,01
мелкие	0,01—0,05	<0,01; <0,005; 0,05—0,1
Силты	0,005—0,05	<0,005; 0,05—0,1
Пелиты	<0,01	<0,005; 0,01—0,05; 0,05—0,1
Глины	<0,005	0,005—0,05; 0,05—0,1

осадка — минералы или их комплексы, химические элементы или соединения, биогенные частицы, принадлежащие к определенным систематическим группам организмов, гранулометрические фракции. Количественным критерием для выделения основных однокомпонентных (чистых) классов и типов осадков служит, как правило, содержание одного из компонентов более 70%. Если ни один из компонентов не содержится в таком количестве, осадки относятся к многокомпонентным (смешанным). В последних устойчивые закономерные двухкомпонентные смеси могут рассматриваться и как самостоятельные литологические компоненты.

Выделяется четыре основных класса однокомпонентных осадков: обломочный, глинистый, известковый (карбонатный) и кремнистый. Осадкообразующими литологическими компонентами в них служат соответственно: обломочные (преимущественно силикатные и алюмосиликатные) частицы размером крупнее 0,01 мм, тонкодисперсное алюмосиликатное (глинистое) вещество, карбонат кальция, аморфный (опаловый) кремнезем. В группе смешанных осадков описываются их наиболее важные сочетания.

ОБЛОМОЧНЫЕ ОСАДКИ

Обломочные осадки (породы) представляют собой четко обособленную по составу, структуре и физическим свойствам группу, выделяемую в качестве самостоятельной единицы в большинстве классификаций осадочных пород (Швецов, 1958, 1973; Страхов и др., 1954; Безруков, Лисицын, 1960).

К обломочным мы относим осадки, состоящие более чем на 70% из обломочных продуктов разрушения горных пород суши (терригенного

материала) или коренных пород дна (эдафогенного материала), вулканокластического материала или продуктов его переотложения (вулканотерригенного материала). Обломочный материал отличается тем, что слагающие его минеральные частицы полностью сформировались еще до начала данного цикла осадкообразования.

Обломочные отложения подразделяются по происхождению материала и его минеральному составу на три главных генетических типа: терригенный, вулканогенный и эдафогенный. Каждый из них делится на подтипы по гранулометрическому составу. Гранулометрические подтипы выделены по преобладающей фракции: грубообломочной (псефитовой), песчаной (псаммитовой), алевритовой или пелитовой (табл. 3).

Терригенные обломочные осадки

Обломочные осадки, образовавшиеся из продуктов размыва суши — континентов или островов, по площадям распространения занимают сравнительно скромное место среди других типов океанских осадков.

Грубообломочные (более 70% обломков крупнее 1 мм) терригенные отложения подразделяются по размеру и окатанности обломков на структурные типы: валуны и глыбы, галька и щебень, гравий и дресва. Встречаются несортированные разнообломочные (гравийно-галечные, дресвяно-щебнистые и др.) отложения. По петрографическому составу обломков различают монопетрогенные (однородные), олигопетрогенные (с явным преобладанием обломков одной породы) и полипетрогенные (многопородные) отложения.

Пески и крупные алевриты (более 70% фракции 0,05—1 мм) представляют собой наиболее широко распространенный тип терригенных обломочных осадков океана. В современном океане распространены граувакковые, полимиктовые и олигомиктовые кварцевые пески. Аркозы, а также мономиктовые кварцевые пески редки или отсутствуют.

Мелкие алевриты, силты. Терригенные осадки, содержащие более 70% фракции 0,01—0,05 мм (чистые мелкие алевриты) в океане очень редки и их возникновение маловероятно в силу трудности отделения этой фракции от пелитовой при механической седиментации. Редки также алевриты, содержащие более 70% фракции 0,01—0,1 мм с преобладанием мелкоалевритовой фракции. Самостоятельное значение имеют силты, выделенные по шкале, принятой в зарубежной практике, т.е. содержащие более 70% фракции 0,005—0,05 (или 0,004—0,062) мм (см. табл. 3).

Вулканогенные обломочные отложения

К океанским вулканокластическим отложениям относятся осадки и породы, сложенные обломочными продуктами вулканических извержений, осевшими на дно непосредственно в ходе вулканической деятельности (тефрой). Если вулканокластический материал предварительно накопился на суше в телах вулканов или в виде туфовых толщ, а затем был снесен в океан в результате их размыва, то из него образуются вулканотерригенные осадки. Если вулканы подводных

извержений подвергаются размыву в субаквальных условиях, то образованные из продуктов такого размыва осадки должны быть отнесены к вулканоздафогенным.

В океане встречаются вулканокластические (тефровые) отложения, генетически связанные как с надводным, так и с подводным вулканизмом, включая вулканизм андезитового пояса активных континентальных окраин и вулканические извержения в самом океане — в рифтовой зоне срединных хребтов и на ложе океана.

На подводной части горных сооружений островных дуг по площадям распространения тефровые отложения явно уступают вулканотерригенным осадкам и различного рода туффитовым образованиям (Мурдмаа, 1961; Мурдмаа и др., 1970). Непереработанная тефра встречается главным образом на склонах одиночных островов-вулканов и у их подножий, где подвижность придонных вод сравнительно невысокая. В этих условиях обнаружены плохо отсортированные обломочные осадки, сложенные преимущественно литокластическим пеплом, шлаком и лапилли, с подчиненным количеством неокатанных зерен плагиоклаза, авгита, гиперстена и титаномагнетита в сочетаниях, соответствующих составу островодужных вулканитов андезитового ряда.

Особую разновидность вулканокластических отложений представляют так называемые пепловые прослои — маломощные (от миллиметровых до первых десятков сантиметров) прослои витрокластической алевритовой тефры в глубоководных осадках, в том числе пелагических. Такие прослои встречаются на огромных пространствах периферии ложа Тихого океана и в его окраинных морях, в восточной части Индийского океана, в Средиземном море (Мурдмаа и др., 1970; Репечка, 1972; Свальнов и др., 1976; Ninkovich et al., 1964, 1966; Ninkovich, Heezen, 1965; Nayudu, 1965; Horn et al., 1969; Huang et al., 1975). По гранулометрическому составу большинство прослоев алевритовые, в том числе встречаются и отсортированные мелкоалевритовые и сiltовые разности с преобладанием фракций 0,05—0,01 мм или 0,05—0,005 мм. Прослои сложены почти нацело бесцветным (гораздо реже — бурым или черным) вулканическим стеклом оскольчатого или причудливо изогнутого (перегородки между пузырьками) габитуса. По структуре среди бесцветных выделяются крупнопористые (прозрачные) и мелкопористые (серые) стекла, среди последних распространены разности с параллельными каналами, названные В.П. Петелиным (Тихий океан..., 1970) "псевдоволокнистыми". Кристаллокластическая составляющая, обычно незначительная, варьирует по составу. Чаще всего встречаются плагиоклаз, пироксены, роговая обманка, титаномагнетит. Нередки разности с кварцем, а также с биотитом, цирконом, апатитом. По химическому составу выделяются липаритовые, дацитовые, андезитовые, а также трахилипаритовые, трахидацитовые и трахитовые разности.

Совершенно иной облик имеют вулканокластические отложения подводных извержений ложа океана. Наиболее широко распространены здесь гиалокластиты, сложенные в основном гиаломеланом, обычно палагонитизированным. Встречены различные структурные и текстур-

ные типы этих отложений. Описаны глобулярные брекчии, вероятно прижерловых фаций извержений центрального типа, слоистые гиалокластиты с алевритовым размером осколков и другие (Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа и др., 1972).

Вулканотерригенные обломочные отложения

Вулканотерригенными называются обломочные осадки (породы), образовавшиеся из продуктов размыва вулканических пород субаэральных извержений, в геологическом смысле синхронных осадкообразованию (Решение семинара, 1970). На дне океана (в районе Курильской дуги) они были впервые выделены и описаны автором (Мурдмаа, 1961, 1979а). Вулканотерригенные отложения образуют в океане под действием волн, течений, турбидных потоков те же структурные разности и литодинамические типы отложений, что и терригенные. Наиболее существенно отличается минеральный состав, у вулканотерригенных осадков полностью соответствующий составу исходных вулканитов. В сходных климатических условиях вулканотерригенный материал, как правило, менее выветрелый, чем терригенный. От близких по составу тефровых вулканотерригенные отложения отличаются переработкой в водной среде.

Широко распространены вулканотерригенные морские осадки в андезитовом поясе, особенно — в районах островных дуг (Мурдмаа, 1961, 1971; Мурдмаа и др., 1970).

Эдафогенные обломочные отложения

Эдафогенными названы обломочные образования, состоящие преимущественно (более 70%) из продуктов подводного разрушения коренных пород дна, т.е. из эдафогенного обломочного материала (Петелин, 1971). Эту генетическую группу океанских осадков автор выделил по материалам с срединных хребтов Индийского и Атлантического океанов (Мурдмаа, 1968). Было показано, что, хотя по структурно-текстурным признакам эдафогенные отложения напоминают терригенные, они принципиально отличаются от последних по минеральному составу, фациальным условиям и процессам образования, а главное — отсутствием какой-либо связи с размывом суши (Мурдмаа, 1976, 1979а).

Среди эдафогенных отложений выделяются грубообломочные разности (глыбовые накопления, щебень, дресва), песчано-алевритовые и алевритово-пелитовые осадки. Обломочный материал обычно совершенно неокатанный. По минерально-петрографическому составу он близок к коренным породам дна, включает практически все минералы, слагающие материнские породы; сохраняются в общих чертах и количественные соотношения минералов. Даже если смешиваются продукты разрушения разных типов материнских пород, последние распознаются по эдафогенным минеральным комплексам (Мурдмаа, 1968, 1976, 1979а).

В большинстве случаев океанские эдафогенные отложения сложены

продуктами разрушения основных и ультраосновных магматических пород и их метаморфизованных разностей — базальтов и метабазальтов, диабазов, габброидов, гипербазитов и серпентинитов, т.е. главных составляющих океанской земной коры, в совокупности близких к офиолитовым ассоциациям. Эдафогенные отложения с гипербазит-серпентинитовым комплексом минералов сложены преимущественно (70—90% или более) минералами группы серпентина. Среди тяжелых минералов доминируют энстатит-бронзит, диопсид, оливин, хромовая шпинель, тальк. Отложения метабазальтового (зеленокаменного) и габбрового составов отличаются преобладанием в песчано-алевритовых фракциях плагиоклаза (в том числе альбита), хлорита, жильного кварца, моноклинного пироксена, актинолита-тремолита, эпидота, магнетита.

ГЛИНИСТЫЕ ОСАДКИ, ГЛИНЫ

Океанские глины не укладываются в какую-либо из основных генетических групп океанских осадков. Помимо терригенных, имеются полигенные пелагические глины и их аутигенные (гальмиролитические) разности. В то же время по минеральному и химическому составу, структуре и физическим свойствам глины настолько четко отличаются от других типов океанских осадков, что выделение их в самостоятельную категорию петрографической классификации представляется очевидным.

К глинам (глинистым илам) здесь отнесены тонкодисперсные алюмосиликатные по составу осадки, содержащие более 70% фракции мельче 0,01 мм, менее 30% CaCO_3 и биогенного опала. При таком гранулометрическом пределе в категорию глинистого вещества попадает мелкий силт — преимущественно обломочная по природе фракция. Для выделения чистых глин правильно было бы использовать предел 0,005 мм. Наиболее характерным, хотя не всегда абсолютно доминирующим компонентом являются глинистые минералы.

Океанские глины могут быть подразделены на типы по разным признакам: по минеральному составу, характерным второстепенным компонентам или по литолого-фациальному принципу.

По минеральному составу глины в большинстве многокомпонентные. В их сложении, кроме окристаллизованных глинистых минералов, существенную роль играют обломочные минералы, а также рентгеноаморфная фаза, в которую входят скрытокристаллические и коллоидальные формы водных силикатов (алюмосиликатные гели или неокристаллизованные глинистые минералы), вулканические стекла, свободные гидроокислы железа и марганца, иногда — опал. Главными глинистыми минералами являются гидрослюда (иллит), монтмориллонит (сметтит), хлорит, каолинит. Из перечисленных только гидрослюда и группа смектита (включая смешаннослойные образования с преобладанием монтмориллонитовой составляющей) служат доминирующими минералами в составе кристаллической фазы глин. Содержание хлорита и каолинита лишь изредка достигает 20—30%. По преобладанию одного из двух главных групп глинистых минералов можно выделить минеральные типы смектитовых и гидрослюдистых

глин и промежуточные между ними разности, а также полимиктовые глины с относительно высоким содержанием каолинита или хлорита (см. табл. 2).

Помимо минеральных типов, среди океанских глин выделяются два главных литолого-фациальных типа — гемипелагические и пелагические глины, которые описаны в главах VI и VII.

ИЗВЕСТКОВЫЕ ОСАДКИ, ИЗВЕСТНЯКИ

К известковым отнесены осадки, содержащие более 70% CaCO_3 , что ближе к применяемому в петрографии осадочных пород критерию выделения известняков, чем ранее принятый предел 50%. Осадки и породы, содержащие от 30 до 70% CaCO_3 , относятся при этом к смешанным (мергельным, кремнисто-известковым, обломочно-известковым и известково-туффовым).

Все океанские известковые осадки, за очень небольшим исключением, имеют биогенное происхождение. Выделяются две большие группы биогенных известковых осадков — планктоногенные и бен-тогенные.

Планктоногенные известковые осадки

Из планктонных карбонатсекретирующих организмов главными осадкообразующими являются фораминиферы, известковый нанопланктон (кокколитофориды и другие водоросли) и в меньшей мере моллюски (птероподы, гетероподы).

Нано-фораминиферовая группа резко преобладает среди известковых илов открытого океана. Эта группа представлена рядом структурно-генетических типов (табл. 4), связанных между собой постепенными переходами. В одном конце этого ряда стоят чистые фораминиферовые осадки (фораминиферовые пески и алевриты), в другом — чистые кокколитовые пелитоморфные илы, почти без примеси фораминифер. Между ними можно выделить несколько типов, образованных смесью фораминиферового и нанопланктонного известкового материала в самых различных сочетаниях. В соответствии с соотношениями этих групп организмов и степенью их сохранности меняется структура осадков.

Структурный рисунок нано-фораминиферовых осадков создается раковинами фораминифер и их обломками в массе пелитоморфного карбоната с кокколитовой ультрамикроструктурой. Гранулометрический состав таких осадков (см. табл. 4) отличается отсутствием сортировки, часто — двувершинными гистограммами с вершинами в области крупного алеврита — мелкого песка ("фораминиферный максимум") и мелкого пелита ("кокколитовый максимум"). Кокколитовые осадки обладают биоморфной и биоморфнодетритовой ультрамикроструктурой, под оптическим микроскопом имеющей пелитоморфный облик ("мерцающий фон" при скрещенных николях) (Розанова, Штеренберг, 1977).

По минеральному составу нано-фораминиферовые осадки кальцитовые, с низкими значениями магнезиальной составляющей. Важнейшим

Таблица 4

Структурно-генетические типы планктоногенных известковых осадков

Структурно-генетический тип осадков	Минеральный состав	Максимумы гранулометрического спектра, мм
Птероподовые	Ар	0,1—1
Птероподово-фораминиферовые	Ар + Ка	0,1—0,5
Нано-птероподово-фораминиферовые	Ка + Ар	0,1—0,5 0,001—0,005
Фораминиферовые	Ка	0,05—0,5
Нано-фораминиферовые	Ка	0,05—0,5 0,001—0,005
Фораминиферово-нанофоссилиевые	Ка	0,001—0,005 0,05—0,5
Форамдетритово-нанофоссилиевые	Ка	0,005—0,1 0,001—0,005
Нанофоссилиевые (кокколитовые)	Ка	0,001—0,005

Примечание. Ка — кальцит; Ар — арагонит.

второстепенным компонентом является глинистое вещество, а в поясах кремнакопления — также диатомеи, радиолярии.

Птероподовые осадки с преобладанием раковин птеропод редки. В большинстве случаев осадки, отнесенные к птероподовым, на самом деле сложены смесью раковин птеропод и планктонных фораминифер.

Структура птероподово-фораминиферовых осадков определяется формой и размером входящих в их состав раковин и их фрагментов. По гранулометрическому составу они относятся к неотсортированным пескам, часто полностью отмытым течениями от более тонкого известкового материала. Минеральный состав раковин птеропод арагонитовый, фораминифер — кальцитовый, так что осадок в целом имеет арагонит-кальцитовый состав. Нередко в птероподово-фораминиферовых осадках содержатся раковины других пелагических моллюсков — гетеропод. В некоторых относительно неглубоких котловинах (Красное море) развиты нано-птероподово-фораминиферовые илы.

Бентогенные известковые осадки

Эта группа представлена почти целиком мелководными фациями. При большом разнообразии в ней можно выделить несколько наиболее распространенных типов осадков.

Кораллово-водорослевые комплексы включают осадочные образования двух типов: 1) рифовые известняки, состоящие из слоевищ известковых водорослей и колоний мадрепоровых кораллов; 2) бентогенно-обломочные рыхлые осадки, состоящие из продуктов механического (а также биологического) разрушения как рифовых известняков, так и других известковых организмов, прежде всего водорослей (халимед), обитающих на рифах или вокруг них.

Бентогенно-обломочные кораллово-водорослевые осадки по структуре чрезвычайно разнообразны. Гранулометрический состав колеблется от пелитового ила до крупных глыб биогенных известняков. Наиболее широко распространены слабо отсортированные песчано-алевритовые осадки со значительным содержанием крупного детрита, а также

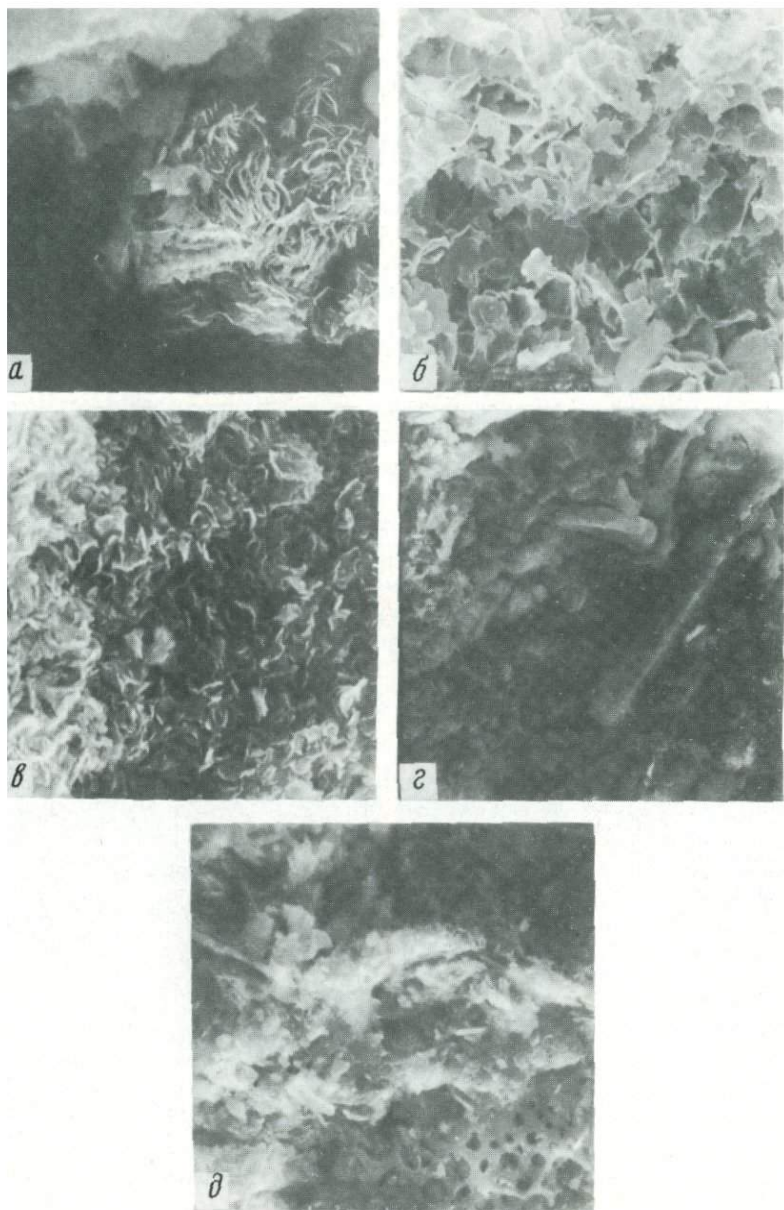
тонкодисперсного карбоната. Биогенно-детритовые структуры, как правило, хорошо различимы, но в тонкодисперсных разностях они бывают полностью разрушенными, и мы имеем массы неопределимого пелитоморфного карбоната.

Минеральный состав карбонатного вещества кораллово-водорослевых осадков сложный. Доминируют арагонит (кораллы, водоросли), магнезиальный кальцит и кальцит. Встречается доломит, имеющий хемогенно-диагенетическое происхождение (Петелин, 1971; Лисицын и др., 1979).

Из донных организмов, обладающих известковыми скелетными образованиями или раковинами, осадкообразующими бывают в современном океане (в мелководных фациях) еще двустворчатые моллюски, гастроподы, брахиоподы, мшанки, донные фораминиферы, известковые водоросли, баянусы и некоторые другие. Ракушечники представляют довольно разнообразную группу мелководных осадков, варьирующих в зависимости от систематического состава фауны моллюсков (устричные, пектеновые, мидиевые) и степени дробления (цельнораковинные, крупнодетритовые, песчаные). Обычно они содержат разнообразные обломки других известковых организмов, а также терригенный обломочный материал. Мшанковые осадки состоят из обломков колоний мшанок, сложенных арагонитом или магнезиальным кальцитом, обычно с примесью детрита других представителей эпифауны, песка и гравийно-галечного материала. По гранулометрическому составу это обычно песчаные или более грубые осадки. Выделяются разодетритовые осадки без явного преобладания какой-либо одной группы организмов.

КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ

В классификациях современных осадков кремнистые илы были выделены в особую генетическую и петрографическую категорию еще по материалам "Челленджера" (Murray, Renard, 1891), а затем изображались на всех литологических картах, обычно под названиями "радиоляриевые" и "диатомовые" илы. Методика диагностики и критерии выделения их, однако, до сих пор остаются неудовлетворительными. В классификациях осадочных пород кремнистые породы выделяются чаще всего по 50% содержания аморфного кремнезема или аутигенных продуктов его раскristаллизации. Предлагалось также провести границу по 70% (Н.М. Страхов). Многие исследователи вообще воздерживаются от точных количественных критериев, ограничиваясь качественными определениями вроде "преимущественно" или "в значительной мере" (М.С. Швецов, Г.Б. Мильнер и др.). В классификации современных осадков П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына (1960) предлагается критерий 50% SiO_2 аморф, но в составленных на ее основе легендах литологических карт кремнистые осадки обычно выделены по 30% SiO_2 аморф. В данной работе предлагается относить к кремнистым осадкам только те, в которых содержание аморфного (биогенного) кремнезема превышает 50%, что приблизительно соответствует содержанию опаловых ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) скелетных остатков более 70%. Коли-



5. Фотографии аутигенного феррисмектита (а, б, в) и филлипсита (г) в эвгигических глинах, полученные на сканирующем электронном микроскопе. Для инения приведен снимок миопелагической глины (д) с терригенным смектитом иломками диатомей

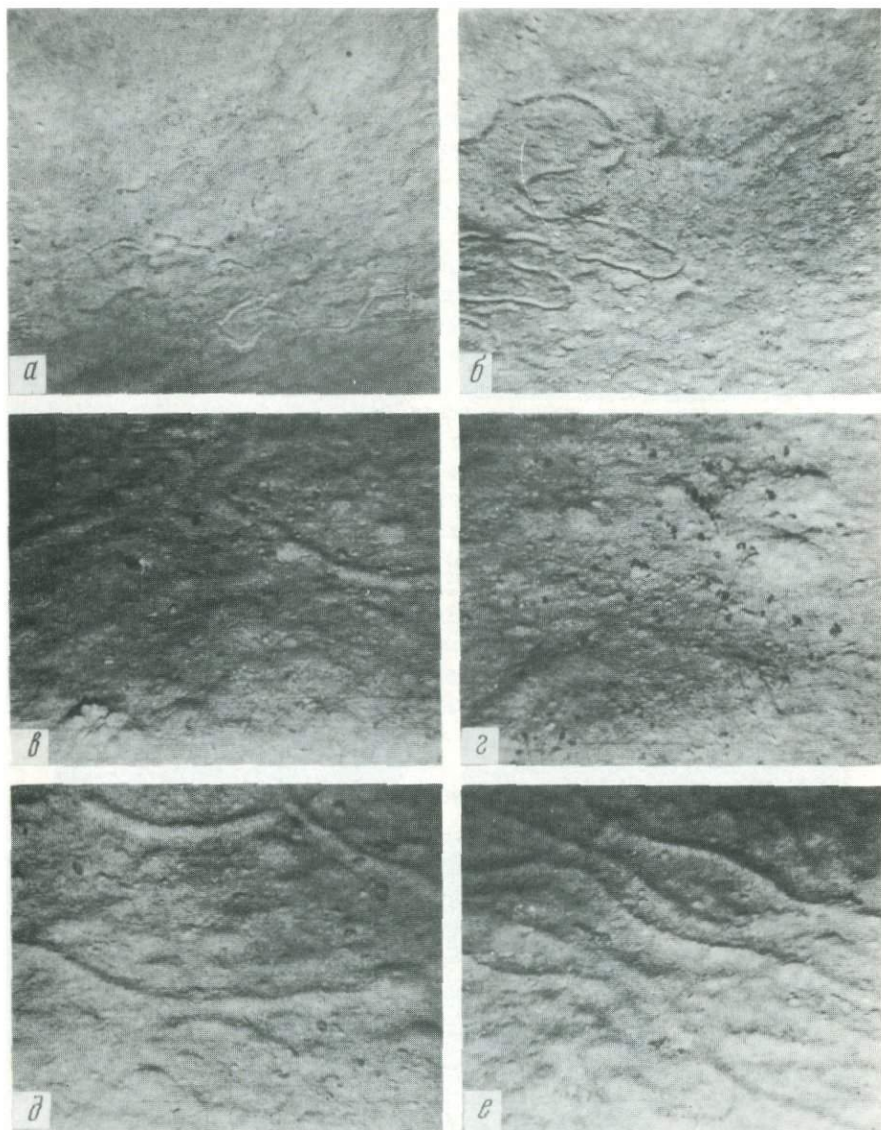


Рис. 6. Подводные фотографии следов донной фауны на пелагических осадках
 а — склон горы Шербакова; б — склон Восточно-Индийского хребта; в, г, д, е — склон
 плато Манихики

чество валового кремнезема в таких осадках также более 70%, а отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ превышает 9—9,5.

К кремнистым могут быть отнесены в современном океане некоторые диатомовые илы и очень редкие разности кремнево-губковых осадков. Современные высококремнистые диатомовые илы — это тонкие, мягкие, очень пористые осадки характерной упругой ("творожистой") консистенции. Они содержат до 80—90% (по объему) поровой воды. В составе осадков преобладают опаловые панцири диатомей и их детрит. Численность целых створок диатомей в антарктических диатомовых илах достигает 440 млн в 1 г сухого осадка. Большинство океанских диатомовых илов относится гранулометрически к пелитовым илам, что указывает на преобладание детрита над целыми створками диатомей. Под микроскопом в препаратах или шлифах структура осадка выглядит как биоморфно-микродетритовая. Кроме диатомей, присутствуют радиолярии, силикофлагелляты, иногда спиккулы губок. Важнейшей абиогенной составляющей является глинистое вещество. Примесь обломочных минералов алевритовой крупности обычно очень небольшая.

Этмодискусовые илы, сложенные преимущественно створками и детритом крупных тропических диатомей рода *Ethmodiscus*, обладают в препаратах, под оптическим микроскопом, своеобразной угловато-пластинчатой или чешуйчатой структурой. В шлифах поперек слоистости видны срезы створок, тонкие, сильно удлинённые, изогнутые.

МНОГОКОМПОНЕНТНЫЕ (СМЕШАННЫЕ) ОСАДКИ

Между однокомпонентными типами осадков можно найти многочисленные переходные разности, в которых два или несколько компонентов сочетаются в примерно равных или близких количествах. Но только сравнительно немногие из этих смешанных осадков имеют самостоятельное значение в океане. К таким относятся обломочно-глинистые, туффитовые, мергельные, кремнисто-глинистые, кремнисто-известковые и известково-обломочные осадки (см. табл. 2).

Терригенные обломочно-глинистые осадки

В группу обломочно-глинистых отнесены терригенные осадки, содержащие по 30—70% глинистого и обломочного материала. Это не просто промежуточное звено между песчано-алевритовыми и глинистыми осадками, а вполне самостоятельная группа осадков, в которой заключена значительная доля из общей массы терригенного материала, сносимого с континентов. Гранулометрически они, как правило, плохо отсортированы, нередко наблюдаются двувёршинные и многовёршинные кривые распределения зерен по размерам. Минеральный состав обломочного и глинистого материала зависит от состава пород, почв и кор выветривания питающей провинции. Обломочно-глинистые терригенные осадки отличаются от глин обычно повышенным содержанием кремнезема (за счет кварца и полевых шпатов). Наиболее распространены алевритово-глинистые (силтово-глинистые) илы.

Туффитовые осадки

Смешанные осадки с большим содержанием вулканокластического (пеплового) материала описывались под названием "вулканического ила" уже в ранних работах по современному осадкам (например, Куепен, 1943). Как самостоятельный тип туффитовые осадки были выделены автором в окраинных морях Тихого океана (Мурдмаа, 1971), а затем показаны на карте Тихого океана (Геологическая карта..., 1973).

К туффитовым я предлагаю отнести осадки, состоящие из смеси вулканокластического и осадочного материала в близких количествах — от 30 до 70% каждого. По составу и происхождению вулканокластической составляющей океанские туффиты четко делятся на две группы.

Первая, наиболее распространенная группа связана с субэвральным вулканизмом андезитового пояса активных окраин. Вулканический материал в них представлен витро-, лито- или кристаллокластической тефрой различного гранулометрического состава — от пелита и мелкого алевролита до крупных обломков. По составу он соответствует вулканикам известково-щелочного ряда — от базальтов до липаритов. Наиболее распространены туффитовые осадки с кислым (липаритовым, дацитовым) витрокластическим пеплом. Они содержат 30—70% обломков бесцветного (реже — окрашенного) стекла, обычно пузыристого, неправильной остроугольной формы с острыми выступами и вогнутыми гранями, напоминающих раздробленную пемзу. Присутствуют непрозрачные частицы литокластического пепла, кристаллокластический материал (плагноклаз, реже — пироксены, роговая обманка, биотит), крупные обломки пемзы.

По составу осадочного компонента среди туффитовых осадков этой группы выделяются: 1) глинисто-туффитовые, в которых вулканокластический материал смешан с гемипелагической или пелагической глиной; 2) известково-туффитовые, в которых содержится 30—70% биогенного CaCO_3 либо планктоногенного, либо бентогенного; 3) мергельно-туффитовые — смеси вулканокластического материала с кокколито-фораминиферовым мергельным осадком; 4) кремнисто-глинисто-туффитовые, где вулканокластический материал сочетается с диатомовым, радиоляриевым и глинистым веществом. В каждом можно выделить сероцветные гемипелагические и красноцветные пелагические разности.

Туффиты, связанные с внутриокеанским базальтовым вулканизмом, имеют гораздо меньшее распространение. К ним могут быть отнесены пелагические известковые осадки с обломками базальтового стекла, плагноклаза, оливина и моноклинного пироксена, встречающиеся в виде маломощных прослоев в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (Безруков и др., 1972), и палагонитовые эвпелагические глины, состоящие из обломков палагонитизированного базальтового стекла и преимущественно монтмориллонитового глинистого вещества (Скорнякова и др., 1971). Кроме того, на склонах вулканических островов накапливаются обломочно-глинистые и обломоч-

но-карбонатные осадки, отнесение которых к туффитам, однако, спорно, поскольку базальтовая по составу вулканокластическая составляющая в них представлена в основном не первичной тефрой, а вулканотерригенным материалом.

Мергельные осадки

К мергельным автор относит океанские осадки, состоящие из смеси биогенного CaCO_3 и глинистого вещества в примерно равных количествах — каждого от 30 до 70% (Мурдмаа, 1979а). В океане можно различить два основных литолого-фациальных типа глубоководных планктоногенных мергельных осадков, существенно различающихся по генезису: гемипелагический и пелагический. Первый представляет собой смесь планктоногенного известкового материала с терригенным глинистым или обломочно-глинистым. Это сероцветные осадки, которые образуются в приконтинентальных условиях главным образом в результате "разбавления" биогенного CaCO_3 терригенным глинистым веществом. Пелагические мергельные илы красноцветные, образуются в результате частичного растворения CaCO_3 (фораминифер и нанопланктона). Бентогенные мергельные осадки мелководны, сложены смесью известкового детрита и терригенной глины.

Кремнисто-глинистые осадки

К этой широко распространенной группе океанских осадков отнесены диатомовые, диатомово-радиоляриевые, радиоляриевые и спикуловые илы, содержащие биогенный кремнезем в подчиненном количестве по отношению к преобладающей глинистой составляющей. Условным количественным критерием для их выделения можно считать содержание химически определенного SiO_2 аморф от 10 до 50%, а для радиоляриевых илов нижний предел, возможно, следует снизить до 5%, как это делалось при выделении слабо-кремнистых осадков в практике работ Института океанологии (Безруков, Лисицын, 1960; Лисицын, 1966; "Тихий океан", 1970).

Микроскопически и по физико-механическим свойствам кремнисто-глинистые осадки резко отличаются от бескремнистых глин. Как и чистые кремнистые осадки, они очень пористые, содержат до 80—90% поровой воды. Кремневые скелетные остатки микроорганизмов при содержаниях 20—30% и более создают подобие ажурного каркаса, в котором даже преобладающие по массе глинистые частицы рассеяны в объеме заполненных водой пор. Минеральный состав кремнисто-глинистых осадков определяется сочетанием биогенного опала и глинистой составляющей. По гранулометрическому составу большинство кремнисто-глинистых осадков относится к пелитовым илам, реже встречаются алевритово-пелитовые разности, в которых повышение содержания алевритовой фракции связано с относительно более крупными биогенными частицами.

Кремнисто-известковые осадки

Это почти целиком пелагические биогенные илы, состоящие из 50—70% CaCO_3 (нано-фораминиферового) и 10—30% опалового кремнезема, представленного радиоляриями и диатомеями. Возможны и несколько иные количественные соотношения, хотя биогенный кремнезем, по-видимому, всегда в подчиненном количестве. Бескарбонатный остаток состоит из биогенного кремнезема с тем или иным количеством глинистого вещества. Чаще встречаются кремнисто-мергельные илы, содержащие 30—70% CaCO_3 , 5—20% SiO_2 _{аморф} и 25—50% глинистого вещества.

Известково-обломочные осадки

Мелководные терригенные пески и галечно-гравийные осадки содержат нередко значительное количество бентогенного известкового детрита и целых раковин моллюсков. При содержании CaCO_3 от 30 до 70% такие смешанные биогенно-терригенные осадки следует выделить в особый тип известково-обломочных. По гранулометрическому составу они чаще всего относятся к пескам или грубообломочным отложениям.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ТИПЫ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Помимо основных чистых и смешанных типов осадков, в океане имеются осадочные образования, отличающиеся повышенным содержанием некоторых генетически важных компонентов — цеолитов, гидроксидов железа и марганца, глауконита, фосфата, органического вещества. Даже сравнительно невысокая концентрация (10% и более) таких компонентов существенно меняет петрографический облик осадка и указывает на определенные принципиальные отличия процессов седиментогенеза. Поэтому представляется целесообразным рассматривать эти осадки как отдельные литологические типы, хотя по преобладающему компоненту они могут одновременно относиться к какому-либо из описанных выше основных типов.

Цеолитово-глинистые осадки

Пелагические глины, содержащие более 10% аутигенного цеолита (филлипсита), принято называть цеолитовыми глинами, а если содержание филлипсита превышает 50%, то предлагается осадок именовать цеолититом (Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа и др., 1976; Мурдмаа, 1979а).

Макроскопически цеолитовые глины и цеолититы отличаются темно-коричневым (шоколадным) цветом. Гранулометрический состав филлипситовых осадков соответствует обычно алевроитово-пелитовому или пелитовому илу. Структура цеолитовой составляющей микропризматически-зернистая, микросферолитовая или микродрузовая. В сферолитовых разностях довольно правильной шарообразной формы сферулы имеют преобладающий размер 0,05—0,5 мм. В разрезе видна радиаль-

но-лучистая структура. Иногда сферулы пустотелые, представляют собой полые шарики с цеолитовой оболочкой. В минеральном составе цеолитово-глинистых осадков, кроме кристаллического филлипсита, присутствуют аутигенные смектиты, аморфные или слабо окристаллизованные гидроокислы Fe и Mn, их микроконкреции, зерна палагонита. По химическому составу филлипситовые осадки близки к эвпелагическим глинам, а вместе с последними — к составу базальтов.

Железо-марганцевые осадки и конкреции

Совместная концентрация гидроокислов железа и марганца представляет собой характерную особенность океанского пелагического седиментогенеза. Известны два основных типа осадочных образований, в которых содержание железа и марганца (в форме гидроокислов) в сумме превышает 10%: 1) конкреционные формы — конкреции, корки; 2) металлоносные илы.

Железо-марганцевые конкреции и корки представляют собой твердые концентрически-слоистые стяжения гидроокислов железа и марганца, соотношения которых, как и содержание нерудного вещества, меняются в широких пределах. Конкреции имеют размер от 1 до 15 см чаще 2—7 см. Корки покрывают выходы скальных пород и достигают толщины 10—20 см.

Марганцовисто-железистые илы (металлоносные осадки) были обнаружены на Восточно-Тихоокеанском поднятии в экспедиции на "Карнеджи" в 1928—1929 гг., а затем в 3-м рейсе НИС "Обь" в 1958 г. при участии автора данной работы (Скорнякова, 1964). Широкое внимание они привлекли после систематических исследований К. Бострема и М. Петерсона (Boström, Peterson, 1969).

Критерии выделения металлоносных илов у разных исследователей сильно различаются. Чаще всего к ним подходят с геохимических позиций, оперируя пересчетом на бескарбонатное вещество (Лисицын и др., 1976) или отношениями железа и марганца к элементам — индикаторам обломочного и глинистого вещества — алюминия (Boström, Peterson, 1969) или титана (Страхов, 1976). В результате удается, действительно, уловить признаки накопления рудного вещества за счет поступления его из эндогенных источников. Но в группе металлоносных оказываются осадки, петрографически и по валовому химическому составу мало отличающиеся от обычных пелагических илов. Литологический тип металлоносных (железисто-марганцовистых) осадков должен выделяться по абсолютному содержанию металлов или их гидроокислов, как и предусматривалось в классификациях Н.М. Страхова (1954) и П.Л. Безрукова, А.П. Лисицына (1960). Условный предел 10% суммы железа и марганца, что примерно соответствует 15% их окислов, представляется наиболее удобным для этого типа осадков.

Сапропелевые осадки

Согласно классификации Н.М. Страхова (1954), морские осадки, содержащие более 10% органического вещества, следует выделить в особый тип "обогащенных органическим веществом" (сапропелевых).

Используя средний переходной коэффициент 1,7, получим граничное значение около 6% $C_{орг}$. В поверхностном слое глубоководных осадков открытого океана такие величины нигде не достигаются, хотя в отдельных пробах определены концентрации до 4,5% $C_{орг}$ (Романкевич, 1977).

Сильно обогащенные органическим веществом осадки (терригенные глинистые, алевритово-глинистые, алевритовые и глинисто-диатомовые илы) встречаются во многих заливах, лагунах и на внутреннем шельфе в зонах апвеллинга. В сапропелевых диатомовых илах зоны апвеллинга на шельфе юго-западной Африки содержание $C_{орг}$ достигает 16—20% или более 40% суммарного органического вещества. В илистых осадках некоторых заливов Японских островов концентрация $C_{орг}$ доходит до 11,6%, в Калифорнийском заливе — до 7,4, на внутреннем шельфе Эквадора и Перу (зона апвеллинга) — до 10,6, в лагунах Бразилии — до 6,4, в заливах западной Африки — до 12,8%.

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДКОВ В ОКЕАНЕ

Каждый литологический тип осадков формируется в определенном диапазоне изменения факторов и условий среды. Площадь его распространения, оконтуренная по принятым условным классификационным критериям, лимитирована предельными значениями ведущих факторов осадкообразования. При этом связь разных литологических типов и классов океанских осадков с фациальными обстановками не однозначна: одни из них развиваются только в узком диапазоне фациальных условий, а следовательно, служат надежным индикатором соответствующих фаций, другие характеризуют широкий диапазон условий, могут принадлежать к разным фациям и их комплексам. Но даже для таких "полифациальных" типов выявлены ограничения, позволяющие достаточно уверенно определить их положение в системе океанского седиментогенеза.

Образование чистых однокомпонентных осадков предполагает высокую степень концентрирования одного осадкообразующего компонента. Проблему генезиса таких типов можно, следовательно, свести к выяснению причин концентрирования внутри контуров их распространения и ограничивающих условий, препятствующих концентрированию за пределами наблюдаемых контуров. Образование многокомпонентных осадков предполагает смешение двух или более компонентов, но при этом также имеет место концентрирование определенного ограниченного их числа. По сути дела, можно говорить об одновременной концентрации нескольких компонентов.

Концентрирование какого-либо осадочного компонента может произойти либо в результате усиленного его поступления на данный участок дна, когда он количественно подавляет все остальные составляющие осадка, либо из-за снятия "разбавляющего" влияния другого компонента. В последнем случае процесс можно назвать пассивной концентрацией. Концентрирование осадкообразующих компонентов осуществляется в океане процессами дифференциации исходного осадочного вещества. При этом сочетаются и сложно взаимодействуют ме-

ханическая, химическая и биологическая дифференциация. В разных фациальных областях океана и на разных стадиях процесса, как будет показано ниже, роль каждого из этих процессов различна.

Чистые однокомпонентные осадки формируются в океане из терригенного, вулканогенного, биогенного или эдафогенного материала. Активная концентрация за счет количественного подавления других компонентов характерна в первую очередь для терригенных и вулканогенных компонентов. Только при слабом поступлении терригенного материала активная роль переходит к биогенному известковому материалу. Снятие "разбавляющего" влияния CaCO_3 за счет растворения приводит к конкурентным взаимоотношениям между поступлением биогенного кремнезема, зависящим от биопродуктивности вод, и осаждением терригенной взвеси дальнего разноса путем биофильтрации.

Накопление смешанных осадков происходит в результате сочетания концентрации определенных осадочных компонентов (т.е. дифференциации осадочного вещества) и их наложения в процессе седиментогенеза (интеграции). При этом необходимо, чтобы все осадкообразующие компоненты накапливались с примерно равными скоростями, что возможно только в определенных фациальных обстановках. Выравнивание скоростей накопления обеспечивается либо одинаковым поступлением обоих компонентов, либо частичным удалением одного из них уже на дне, как это происходит при формировании пелагических мергельных и кремнисто-известковых осадков (путем растворения CaCO_3).

Труднее объяснить происхождение туффитовых осадков, особенно если осадочная составляющая в них представлена медленно накапливающимися пелагическими осадками. Чтобы выравнивать скорости накопления обоих компонентов, необходим какой-то механизм, задерживающий на неопределенно долгое время осаждение вулканокластической составляющей, мгновенно выброшенной при извержении, например двухэтапное осаждение: быстрое выпадение в непосредственной близости от очага, с последующим медленным перемывом и разносом экзогенными агентами. Примером может служить разнос плавающих обломков пемзы и их постепенное дробление с образованием из продуктов дробления витрокластических туффитов (Мурдмаа, 1979а).

Значительную роль в формировании литологических типов осадков играют процессы переотложения ранее осевшего осадка придонными течениями, турбидными потоками и различными видами гравитационного перемещения, а также биотурбация.

Из сказанного вытекает, что литологические типы океанских осадков отражают определенные океанологические условия и могут тем самым служить основой выделения фаций.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Современные океанские фации описываются, как и древние фации, комплексом признаков, отражающих условия их накопления. К таким признакам относятся, помимо рассмотренных выше литологических типов осадков, их структурно-текстурные особенности, минеральный и химический состав, цвет, остатки фауны и флоры, а также скорости осадконакопления. Для фациального анализа древних глубоководных отложений и восстановления условий их накопления необходимо знать причинные связи между фациальными признаками и порождающими их факторами среды в современном океане.

СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ

Для анализа фаций имеют значение главным образом первичные (сингенетические) структуры, которые отражают те или иные особенности обстановки и процессов седиментации: гранулометрический состав и форма первично-осадочных частиц. Однако важную информацию о фациальной обстановке несут также структуры, возникающие в ходе гальмиролиза и раннего диагенеза осадков, структуры аутигенных минералов и формы растворения биогенных частиц.

Гранулометрический состав

Гранулометрия осадков традиционно рассматривается как индикатор динамики среды механической седиментации. Но, как показали исследования современных осадков Мирового океана (Мурдмаа, 1961; Лисицын и др., 1970), в глубоководных условиях гранулометрический состав осадков отражает не обобщенную гидродинамическую активность бассейна седиментации в целом и не поверхностную циркуляцию, а только динамику придонных вод.

Вторая особенность гранулометрического состава глубоководных осадков заключается в том, что, помимо законов механической седиментации (литодинамических), на него влияет, а нередко и полностью контролирует первичный размер осадочных частиц, образующихся в водной толще (биогенный материал, принесенных различными, не связанными с придонной литодинамикой агентами (водная и воздушная взвесь, материал ледового разноса, вулканический пепел), или образующихся на дне (эдафогенный и подводно-вулканогенный материал, аутигенные образования).

Очевидно, что воздействию движений придонных вод подвергаются частицы любого генезиса до определенной предельной гидравлической крупности, величина которой определяется способностью приобрести подвижность при данных скоростях воды. Следовательно, гранулометрический состав осадков чувствителен к гидродинамической активности придонных вод только в интервале крупности, лимитированной предельной сдвигающей скоростью придонной воды. Более крупные частицы оседают независимо от придонных скоростей и могут выражаться в гранулометрическом спектре либо в виде асиммет-

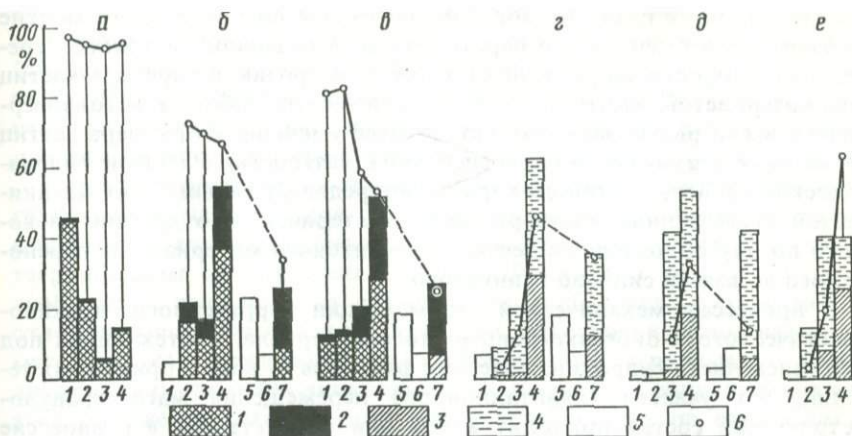


Рис. 1. Гистограммы гранулометрического состава биогенных пелагических осадков Тихого океана с данными о химическом составе фракций (Лисицын и др., 1970)

а, б, в — известковые осадки; г, д, е — диатомовые илы. Доля в составе фракций: 1 — CaCO_3 ; 2 — бескарбонатный (в основном глинистый) материал; 3 — биогенный SiO_2 аморф; 4 — глинистый материал; 5 — фракции, химически не изученные; 6 — содержание (в %) CaCO_3 и SiO_2 аморф

Фракции (в мм) (цифры 1—7): 1 — $>0,1$; 2 — $0,1-0,05$; 3 — $0,05-0,01$; 4 — $<0,01$ (неразделенная); 5 — $0,01-0,005$; 6 — $0,005-0,001$; 7 — $<0,001$

рии кривой распределения, либо в виде самостоятельных максимумов. Поэтому любые статистические параметры, полученные путем пересчета результатов механического анализа, отражают динамику придонных вод только в "подвижной" части спектра, тогда как гранулометрия более крупных фракций не зависит от гидродинамики.

Для расшифровки и генетической (фациальной) интерпретации сложных многокомпонентных гранулометрических спектров океанских осадков необходимо изучить состав всех размерных фракций с выделением основных вещественно-генетических компонентов и их частных гранулометрических спектров. Примеры такого пофракционного анализа даны на рис. 1.

В данной работе я применяю в основном принятую в СССР десятичную шкалу гранулометрических фракций (Лисицын и др., 1970), согласно которой гранулометрический спектр делится на четыре размерных класса: грубообломочный или псефитовый (>1 мм), песчаный или псаммитовый ($0,1-1$ мм), алевритовый ($0,01-0,1$ мм) и пелитовый ($<0,01$ мм) с дальнейшим подразделением внутри этих классов. В ряде случаев целесообразно использовать дополнительно к ней размерные классы, соответствующие принятой за рубежом шкале, но приспособленные к отечественной методике гранулометрического анализа: фракции силта ($0,05-0,005$ мм) и глины ($<0,005$ мм).

Изучение динамики частиц осадка в зависимости от скоростей воды приводит к выводу о принципиальных различиях между двумя частями гранулометрического спектра: песчано-алевритовой и силтovo-глинистой. Граница между ними проходит, судя по перегибам на кривых скоростей осаждения, примерно в области $0,05$ мм. Более крупные частицы не удерживаются устойчиво во взвешенном состоянии

и перемещаются главным образом влечением по дну, а более мелкие частицы имеют тенденцию переходить во взвешенное состояние. Предельные скорости воды, необходимые для эрозии и переноса частиц крупнозернистой части спектра, близки между собой, а в тонкозернистой части расходятся, так как по мере уменьшения размера частиц все больше сказываются силы сцепления (связность). Различие гидравлических свойств частиц спектра предопределяет главный акт механической дифференциации терригенного материала — отделение влекомого по дну обломочного песчано-алевритового материала от переносимого во взвеси силтово-глинистого.

В процессах механической седиментации терригенного, вулканокластического и биогенно-обломочного материала, протекающих под действием чисто гидродинамических факторов — воли и придонных течений, без участия гравитационного перемещения масс, гранулометрический состав приходит в той или иной степени в равновесие с гидродинамической активностью придонных вод, а следовательно, несет информацию о ней. Средний (медианный, модальный) диаметр и размер преобладающей фракции тем меньше, чем ниже скорости воды. При высокочастотных колебаниях скоростей гранулометрический спектр приспособливается к максимальным скоростям; при низкочастотных, период которых соизмерим со скоростью осадконакопления, возможно образование слойчатости с чередованием слоев, соответствующих отдельным фазам переменных скоростей.

Сортировка (характеризуемая коэффициентом сортировки $S_0 = \sqrt{Q_1/Q_3}$) содержит информацию о специфике переноса и осаднения, о степени приспособленности осадка к скоростям движения воды. На улучшение сортировки сильнее всего влияют высокочастотные колебания скоростей и вызванная ими многократность взмучивания — осаднения, свойственная волновым процессам на мелководьях. Но и сравнительно длиннопериодные колебания вроде приливных или внутренних гравитационных волн, а также пульсирующих течений, по-видимому, способны сортировать обломочные осадки в случае достаточной длительности воздействия, обеспечиваемого малыми скоростями аккумуляции. Так, хорошо сортированные, практически не содержащие алеврита и пелита мелкозернистые и среднезернистые пески — отложения приливных течений распространены на дне глубоководных проливов и на склонах Курильской дуги на глубинах до 2—2,5 км (Мурдма, 1961). Несортированность отражает либо малую подвижность придонных вод, энергетически не соответствующую агентам переноса осадочного материала, либо очень быструю аккумуляцию за счет мощных источников, поставляющих первично не сортированный материал.

Помимо коэффициента сортировки (S_0), определенную информацию о гидродинамических процессах механической седиментации несет коэффициент асимметрии гранулометрического спектра (S_k). Так, при интенсивном вымывании из осадка тонких фракций в условиях высокой гидродинамической активности придонных вод при малых значениях S_0 максимум на кривой распределения (модальный диаметр) смещен по отношению к медиане в сторону тонких фракций (S_k положительный).

Обратная картина наблюдается при быстрой аккумуляции слабо отсортированного осадка в малоподвижных водах, например в условиях "сбрасывания" осадочного материала через край шельфа на континентальный склон. По характеру изменения величины и знака S_k в разрезе удастся выявить внешне неразличимые поверхности размыва, отличить их от стратиграфических перерывов (Кеннетт, 1987).

Гранулометрический состав осадков, образующихся под действием гравитационных процессов, подчиняется иным закономерностям, тем в большей степени отличающимся от гидродинамических, чем больше твердой фазы по отношению к воде. Выделяется ряд от типичных турбидитов, выпавших из сравнительно разбавленных суспензий, до отложений потоков высокой плотности, объединенных под названием массо-потоков (грязекаменные, пастообразные, зерновые), и кончая движением осадков без разжижения — оползнями. Гранулометрия всех этих отложений, как правило, резко неравновесна по отношению к гидродинамическим условиям на месте осаднения. Это не только слои песков и алевритов среди тонкозернистых осадков, но также грубо-обломочные гравийно-галечные и щебнисто-дресвяные отложения, а то и крупноглыбовые накопления типа олистостром.

Сортировка песка и алеврита послойно довольно совершенна в базальных слоях турбидитных циклитов, хотя освобождение от пелита редко бывает полным. Сравнительно хорошей сортировкой могут обладать и отложения зерновых потоков, часто тесно связанных с проксимальными турбидитами. Но из-за высокой несущей способности таких потоков в этих отложениях часто встречаются крупные обломки. Отложения (грязекаменных) и пастообразных потоков отличаются слабой сортировкой и полимодальностью кривых распределения.

Гранулометрический состав подводных вулканокластических отложений зависит прежде всего от первичного размера вулканокластического материала и механизма его переноса, тогда как фациальная обстановка на месте осаднения имеет второстепенное значение. Лишь некоторые типы тефровых накоплений чувствительны к динамике придонных вод. Так, прослой песчано-алевритовой витрокластической тефры, обычно хорошо отсортированной, встречаются только среди тонкозернистых глубоководных осадков, отложившихся в обстановке затишных придонных вод. Скопления грубой пирокластики (в том числе пемзы) без тонкозернистого наполнителя характеризуют условия вершин подводных гор и хребтов с повышенными скоростями течений.

Гранулометрический состав океанских биогенных осадков в значительной мере или даже целиком предопределен первичными размерами скелетных элементов организмов или характерных форм их распада (Лисицын и др., 1970; Лисицын, 1979).

Гранулометрический состав планктоногенного (известкового и кремнистого) материала в океанских осадках контролируется: а) прижизненными размерами минеральных скелетов; б) трансформацией в ходе осаднения на дно в результате избирательного растворения или разрушения при прохождении через пищевые цепи; в) трансформацией на дне в результате избирательного растворения и гидродинамических процессов (перемыва, сортировки).

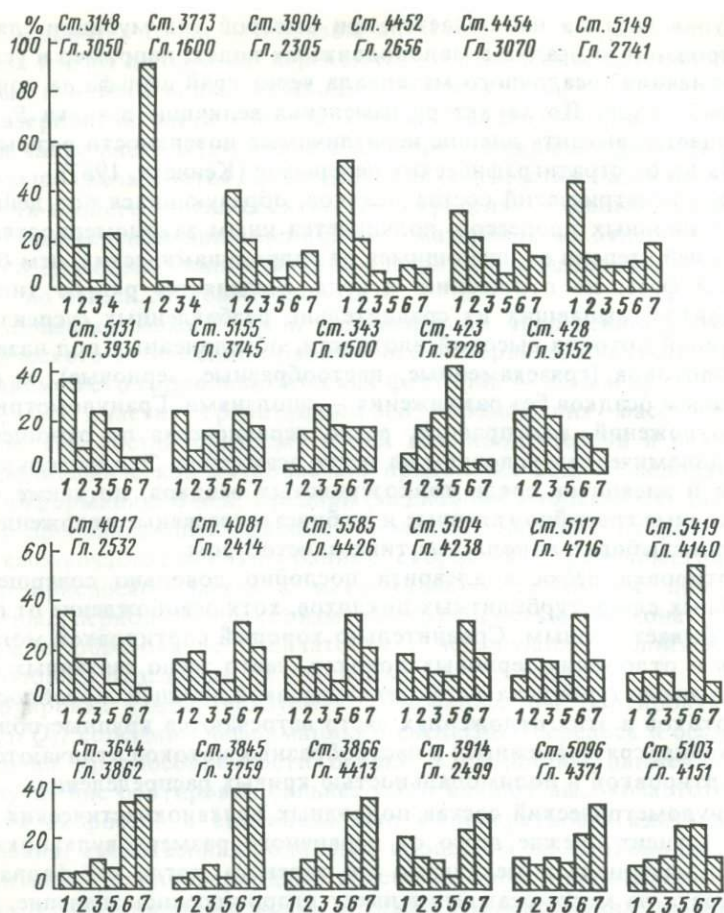


Рис. 2. Гистограммы гранулометрического состава известковых планктоногенных (нанофораминиферовых) осадков Тихого океана.

Фракции 1—7 см. рис. 1. Цифры над гистограммами: ст. — номера станций, гл. — глубина в метрах

Известковый планктоногенный материал характеризуется первичной бимодальностью гранулометрических спектров (рис. 2) ввиду резкого различия прижизненных размеров известковых щитков кокколитофорид и раковин фораминифер — двух главных продуцентов CaCO_3 в океане. Щитки кокколитофорид (кокколиты, дискоастеры) по размеру (0,01—0,002 мм) попадают в средне- и крупнопелитовые фракции десятичной шкалы. Относительно более мелкие современные кокколиты дают максимум в среднепелитовой фракции (0,005—0,001 мм), а более крупные древние формы — в крупнопелитовой или даже мелкоалевритовой. Диапазон размеров раковин планктонных фораминифер довольно широк — от 0,05 до 1 мм. Отчетливые максимумы на кривых распределения, образованные количественно преобладающими видами, находятся в области от крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) до средне-

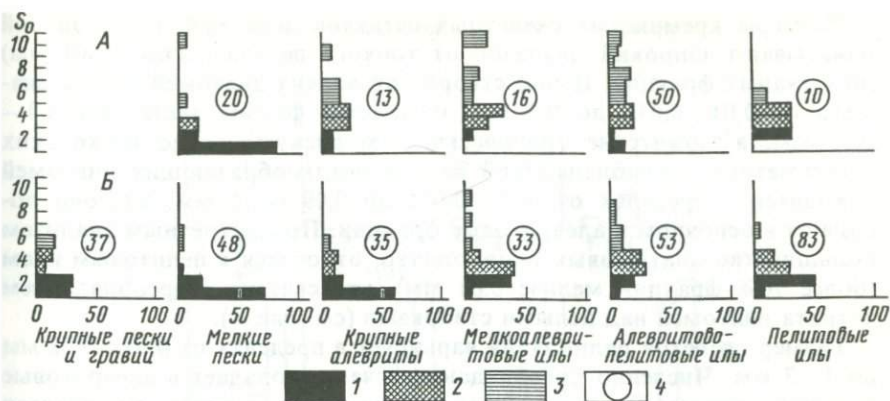


Рис. 3. Частота встречаемости величин коэффициента сортировки (S_0) в разных типах осадков Тихого океана

А — карбонатные, Б — бескарбонатные

Степень сортировки: 1 — хорошая или средняя (S_0 1÷3); 2 — слабая (S_0 3÷5); 3 — очень слабая (S_0 больше 5); 4 — количество проанализированных проб

песчаной (0,25—0,5 мм). Фрагменты раковин фораминифер встречаются в разных фракциях, но, по-видимому, концентрируются во фракции 0,05—0,01 и 0,01—0,005 мм, которые в гранулометрических спектрах известковых осадков дают иногда отчетливые максимумы (см. рис. 2).

Гранулометрия известковых осадков меняется под действием придонных течений и турбидных потоков. В условиях интенсивного перемыва образуются довольно хорошо сортированные фораминиферные пески и крупные алевриты, почти лишенные примеси кокколитов и детрита фораминифер (см. рис. 2). Такие же осадки образуют базальные слои циклитов в известковых турбидитах. Верхние тонкозернистые элементы таких циклитов сложены иногда идеально сортированными сметаноподобными кокколитовыми илами среднепелитовой крупности. Существенно уменьшение крупности известкового биогенного материала в результате растворения малоустойчивых видов фораминифер ниже лизоклина.

Приведенные на рис. 3 диаграммы частоты встречаемости коэффициента сортировки (S_0) осадков Тихого океана показывают, что известковые осадки в целом гораздо менее сортированы по сравнению с бескарбонатными. Хорошо сортированы, чаще всего, отмытые фораминиферные пески (60% проб имеет S_0 1—2, только в 10% случаев больше 5), наименьшей сортировкой отличаются нано-фораминиферные илы алевритово-пелитового гранулометрического типа (в 50% проб S_0 больше 5, только в 8% — менее 3). При переходе к преимущественно кокколитовым пелитовым илам сортировка улучшается (90% проб имеет S_0 от 2 до 5, а в 30% случаев S_0 меньше 3).

Анализ фактического материала по гранулометрии известковых осадков всех океанов показывает, что, несмотря на общую тенденцию уменьшения крупности и сдвига преобладающей фракции от "фораминиферного" пика к "кокколитовому" по мере увеличения глубины, прямая однозначная связь структуры с глубиной отсутствует (см. рис. 2).

Размеры кремнистых скелетных остатков диатомей и радиолярий охватывают широкий диапазон от тонкого пелита (менее 0,001 мм) до песчаных фракций. Целые створки океанских диатомей имеют диаметр от 0,01—0,015 до 0,2 мм, некоторые формы достигают 0,3—0,35 мм, а гигантские тропические этмодискусы — до нескольких миллиметров. Преобладающий размер осадкообразующих диатомей находится в пределах от 0,02—0,025 до 0,09—0,15 мм, т.е. они попадают в основном в алевритовые фракции. По конкретным анализам большинство диатомовых илов, однако, относится к пелитовым илам (более 70% фракции мельче 0,01 мм), что связано с преобладанием детрита диатомей над целыми створками (см. рис. 1).

Размер скелетов радиолярий варьирует в пределах от 0,01—0,02 мм до 1—3 мм. Численно преобладающая часть попадает в алевритовые фракции, причем в зависимости от видового состава комплексов максимум численности может встречаться либо в крупно-, либо в мелкоалевритовой фракции. Обнаружено, что холодноводные комплексы отличаются преобладанием более крупных и массивных форм, а тропические в среднем мельче (Кругликова, 1969). Детрит радиолярий попадает либо в мелкоалевритовую, либо в пелитовые фракции.

Из-за того, что геометрические размеры кремнистых частиц резко превышают их гидравлическую крупность, при нормальном осаждении кремнистый материал укрупняет глинистый осадок. Так, на гранулометрических кривых радиоляриево-глинистых осадков нередко наблюдается самостоятельный "радиоляриевый" максимум в области алеврита на фоне преобладающего тонкого пелита (рис. 4). Даже тонкий диатомово-радиоляриевый детрит крупнее глинистого "наполнителя", хотя может при этом быть гидравлически равновесным.

В сравнительно редких случаях гранулометрия кремнистого биогенного материала преобразована сортировкой. Так, в промытых фораминиферовых осадках встречаются только крупные целые скелеты радиолярий и массивные диатомей, а все более мелкие и легкие частицы удалены. В одной из проб известково-кремнистого диатомового ила с вершины гайота (Murdmaa et al., 1980) осадок резко обогащен крупными целыми панцирями диатомей рода *Coscinodiscus*, а другие формы и детрит отсутствуют, вероятно, удалены усиленными придонными течениями. В черных глинах Атлантического океана мелового возраста встречаются прослои, состоящие из крупных радиолярий, иногда с признаками градационной текстуры, представляющие собой продукт переотложения течениями (Мурдмаа, Михина, 1979).

Гранулометрические спектры глубоководных пелагических глинистых осадков довольно однообразны (см. рис. 4), характеризуются резким преобладанием фракций мельче 0,005 мм, куда попадает основная масса чешуек глинистых минералов, а также золотые кварц и полевые шпаты. При этом в большинстве случаев фракция <0,001 мм несколько преобладает над фракцией 0,001—0,005 мм. Нередко вырывается небольшой мелкоалевритовый максимум, представленный в миопелагических глинах (рис. 4,б) обычно витрокластическим вулканическим пеплом, а в эвпелагических глинах (рис. 4,в) филлипситом. В обоих случаях этот максимум не отражает гидродинамических

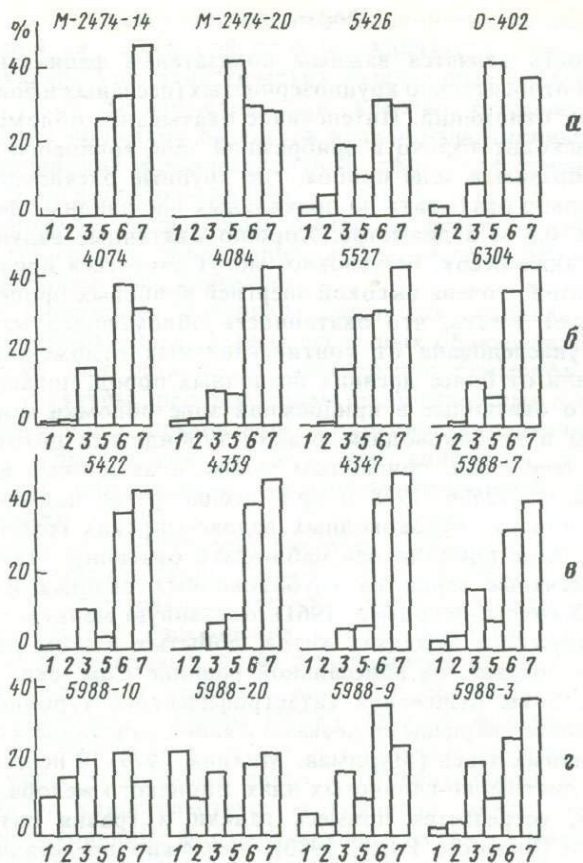


Рис. 4. Гистограммы гранулометрического состава пелагических бескарбонатных осадков Тихого океана

a — кремнисто-глинистые радиоляриевые илы и кремнистый диатомовый ил (0—402); *б* — миопелагические глины; *в* — эвпелагические глины; *г* — эвпелагические глинисто-цеолитовые осадки. Цифры над гистограммами — номера станций НИС "Витязь", НИС "Дмитрий Менделеев" (М—) и НИС "Обь" (О—). Фракции 1—7 см. рис. 1

условий седиментации у дна, а является наложенным на нормальный гранулометрический спектр глинистых осадков.

Гранулометрический состав цеолитово-глинистых осадков (рис. 4, *г*) контролируется аутигенным цеолитообразованием: чем больше содержание филлипсита и чем крупнее его кристаллы или кристаллические агрегаты, тем более грубозернистым становится осадок. Во всех случаях на гистограммах, однако, четко различим "глинистый" максимум в области фракций мельче 0,005 мм, указывающий на низкую гидродинамическую активность придонных вод.

Следовательно, гранулометрия океанских осадков сама по себе мало информативна как фациальный признак, но приобретает генетическое содержание в сочетании с изучением вещественного состава осадков и отдельных гранулометрических фракций, формы и происхождения частиц.

Окатанность является важным показателем фациальных условий накопления относительно крупнозернистых (песчаных и более крупных) обломочных отложений. Интенсивное окатывание обломочного материала происходит только в прибрежной зоне волнового воздействия, главным образом в зоне прибоя, где крупные океанские волны способны идеально окатывать до правильных шаровидных форм даже валуны более 0,5 м в диаметре. Хорошо окатанные валуны, галька и гравий, а также песок, безусловно, могут считаться признаками прибрежных фаций с очень высокой энергией волновых процессов.

Но следует учесть, что окатанность обломочного материала может быть унаследована от континентальных отложений (например, аллювия) или от более древних осадочных пород, подвергшихся размыву, и что окатанные в прибрежной зоне обломки могут быть перетолжены в глубоководные осадки турбидными потоками, массопотоками, течениями, припайным льдом, плавающими водорослями. А.П. Лисицын (1966б, 1978 и др.) неоднократно подчеркивал хорошую окатанность глубоководных ледово-морских грубообломочных отложений. Мне приходилось наблюдать окатанную гальку, гравий, а также песчаные зерна на глубоководных склонах и в проливах Курильской гряды (Мурдмаа, 1961); окатанную мелкую гальку и гравий я обнаружил в желудках китов, добытых в этом районе. В Атлантическом океане, на абиссальной равнине Сом, скв. 383 вскрыла на глубине 5 км отложения катастрофического турбидного потока, представленные кварцевыми песками с явной окатанностью песчаных и мелкогравийных зерен (Мурдмаа, Михина, 1979). В неогеновых и четвертичных диатомово-глинистых илах Японского желоба, на глубинах до 6200 м, встречается примесь гальки и гравия разной степени окатанности (Scientific Party, 1980), возможно представляющая продукты размыва обнажающихся на склоне желоба конгломератов. Подобных примеров гораздо больше, но и сказанного достаточно, чтобы убедиться в неоднозначности фациальной интерпретации окатанности. Следует добавить, что, хотя хорошая окатанность всей массы обломков возникает только в зоне прибоя, признаки окатанности наблюдаются изредка и в глубоководных эдафогенных склоновых отложениях, особенно на обломках относительно мягких пород. Широко известны глиняные окатыши размером от песчаных до галечных, характеризующие определенные разности склоновых отложений — зерновых или грязекаменных потоков и флюксотурбидитов.

Форма частиц вулканокластического материала несет определенную информацию о механизме вулканических процессов. В причудливо изогнутых, рогульчатых, пронизанных параллельными канальцами ("псевдоволокнистых") формах зерен кислого вулканического стекла в глубоководных тефровых прослоях и туффитовых осадках запечатлено их образование за счет дробления пузыристой пемзы либо в момент эксплозии, либо при транспортировке на плаву. По форме осколков непугристого базальтового стекла — остроугольной с вогнутыми контурами — узнается глубоководный десквамационный гиалокластический материал. Разорванные обломки пузыристого базальто-

вого стекла свидетельствуют о пульверизационном процессе подводных извержений на небольшой глубине. Характерны глобулярные и шаровые структуры гиалокластических базальтовых брекчий прижерловых фаций, угловатые изометрические "колотые" столбчатые и секториальные формы обломков базальтов вулcano-эдафогенных осыпных накоплений у подножий сбросовых уступов, сфотографированные с подводных аппаратов в рифтовых зонах.

Грубообломочный эдафогенный материал несет на себе обычно признаки тектонических деформаций, в том числе — зеркала скольжения, направленную трещиноватость.

Структуры биогенного материала океанских осадков делятся на биоморфные (прижизненные формы скелетных образований) и детритовые (обломки или остатки от растворения биоморфных зерен). Биоморфные структуры предопределены биологическими особенностями осадкообразующих организмов. Сохранность первичных форм, их распад с образованием детрита, его количество и характер тесно связаны с фациальными условиями осадкообразования и с механизмом седиментации.

Планктоногенные известковые частицы (раковины фораминифер, кокколиты) сохраняют свою биоморфную структуру на пути ко дну. Распад их с образованием детрита происходит на дне главным образом в результате растворения CaCO_3 , который начинается с растворения малоустойчивых форм фораминифер на верхней границе ненасыщенных CaCO_3 глубинных вод и в основном завершается на уровне критической глубины (КГК). Обилие фораминиферового детрита и уменьшение численности целых раковин при избирательном растворении менее устойчивых форм и относительном возрастании доли кокколитов свидетельствует о глубинах между лизоклином и КГК. Цельнораковинные фораминифероые пески и алевроиты характеризуют условия усиленной подвижности вод выше лизоклина, но встречаются также в базальных слоях турбидитов, на больших глубинах.

Значительная часть малоустойчивых кремнистых скелетов диатомей и радиолярий распадается на детрит или растворяется полностью уже в водной толще, на пути ко дну. Кремнистый детрит образуется не только в результате растворения, но также при прохождении организмов через пищевые цепи, что, по современным представлениям, составляет основной путь осаждения легких кремнистых частиц.

Поскольку детрит как карбонатных, так и кремнистых микроорганизмов поддается размыву придонными течениями легче, чем целые формы, то детритовая структура при прочих равных условиях особенно характерна для фаций переотложенных осадков. Но это не обязательно означает механическое дробление биоморфных частиц в ходе переотложения. В большинстве случаев перенос в достаточно разреженной суспензии — процесс весьма деликатный, и поэтому находки целых форм, даже очень хрупких, нельзя истолковать однозначно как отсутствие переотложения.

Очень важную генетическую информацию несут структуры аути-

генных образований. В ряде случаев только по ним удастся решить вопрос об аутигенной природе минералов или их агрегатов. Так, например, проведенные при участии автора электронно-микроскопические исследования эвпелагических глин и гялокластитов (Мурдмаа и др., 1972; Курносов и др., 1976; Скорнякова и др., 1973) выявили характерные формы аутигенного смектита, образующегося в ассоциации с филлипситом путем гальмиролиза палагонита (рис. 5, см. вкл.). К аутигенным, кроме указанных, относятся микродендритовая структура гидроокислов марганца в осадках, пойкилобластовая структура с включением частиц осадка в кристаллы аутигенных минералов, а также идиоморфные кристаллические структуры (цеолитов, гипса, барита).

ТЕКСТУРЫ ОСАДКОВ

Текстуры океанских осадков изучены хуже, чем их состав и структуры. Явно недостаточно уделялось им внимания при отечественных исследованиях современных осадков морей и океанов, хотя в первичных описаниях проб текстурный рисунок осадков всегда фиксировался. В экспедиционных геологических журналах содержится богатый материал по разнообразным текстурам, но лишь незначительная часть его использована в публикациях. В данном разделе я пользуюсь главным образом собственными полевыми наблюдениями, интерпретируя их на основании сопоставления с опубликованными зарубежными данными и теоретическими обобщениями. Особенно богатые материалы по осадочным текстурам получены при бурении на борту "Гломар Челленджера".

В океанских осадках наблюдаются различные по происхождению сингенетические слоистые, неслоистые и гомогенные текстуры, несущие богатую фациально-генетическую информацию.

Гомогенные осадки возникают, во-первых, при равномерном накоплении взвешенных частиц (или их биогенных агрегатов — пеллет) из водной толщи по пелагическому механизму; во-вторых, в результате вторичной гомогенизации (перемешивания) путем механического взмучивания или биотурбации. Практически гомогенными могут быть также осадки, накопившиеся за счет поступления совершенно однородного материала, независимо от того, прерывисто или непрерывно это поступление.

Первичная седиментационная неоднородность текстуры свойственна как пелагическим, так и гемипелагическим илам, но нередко на нее наложены цветковые текстуры, обусловленные раннедиагенетическим перераспределением красящих компонентов — Fe и Mn, а также следы роющих организмов.

Вторичная гомогенизация в результате многократной переработки осадков илоедами характерна в основном для продуктивных зон открытого океана с относительно низкими скоростями осадконакопления, а с другой стороны, для некоторых мелководных фаций с исключительно обильной фауной заглатывающих грунт детритофагов. Образование путем биотурбации гомогенного поперх-

ного слоя пелагических карбонатных осадков было изучено, с использованием датировок по ^{14}C , в экваториальной зоне Тихого океана (Berger, 1982). Гомогенный слой мощностью 5—7 см не показал изменения возраста сверху вниз, будучи полностью перемешан роющими организмами. Он подстилается промежуточным, слабо изрытым ходами беспозвоночных, под которым залегают осадки возрастом 10—16 тыс. лет. Бергер характеризует выделенный им гомогенный подвижный слой как "принадлежащий столько же придонному слою океанских вод, сколько нижележащим отложениям" (Berger, 1982, с. 95).

Следы роющих организмов отражают условия более или менее равномерной седиментации, скорость которой измеряется сантиметрами или миллиметрами в тысячу лет; они позволяют отличить такую постепенную седиментацию от мгновенного накопления слоев в результате деятельности турбидных потоков или иных гравитационных процессов. Так, в турбидитах следы роющих организмов метят промежутки между отдельными, геологически мгновенными актами седиментации из турбидных потоков. В эти достаточно длительные промежутки гемипелагической седиментации животные успевают заселять поверхностные слои осадков.

Обилие ходов илоедов свидетельствует о повышенном содержании и о высоких скоростях накопления в осадках органического вещества, служащего пищей для заглатывающих грунт детритофагов. Наличие следов донных животных доказывает отсутствие сероводородного заражения придонных вод.

На рис. 6 (см. вкл.) показаны фотографии дна со следами донных животных, которые могут при благоприятных условиях сохраняться в ископаемом состоянии как биогенные текстуры ("ходы", гиероглифы, горизонты биотурбации).

В результате раннедиагенетического перераспределения подвижных форм Fe и Mn возникают различные цветковые текстуры, не выраженные в основном литологическом составе осадков, но отражающие существенные черты обстановки осадкообразования. Сюда относятся иногда очень яркие пятна, линзы и полосы — окрашенные ходы роющих организмов, поверхностный коричневый окисленный слой гемипелагических сероцветных осадков; сопровождающие его обесцвеченные зоны выщелачивания и темные зоны цементации, обогащенные Fe и Mn. При неравномерной аккумуляции коричневые окисленные слои могут быть захоронены в толще сероцветных осадков, где они метят этапы относительно замедленной седиментации или кратковременных перерывов. В случае многократного повторения периодов ускорения и замедления осадконакопления создаются своеобразные пестроцветные пачки с цветовой полосчатостью, характеризующие условия переходные от приконтинентальных к пелагическим (Мурдмаа, 19796).

Настоящая слоистость, которую Д.В. Наливкин (1956, с. 68) определяет как "свойство осадочных отложений делиться на слои, ограниченные снизу и сверху ясной поверхностью", создается в океане, в рамках отдельных фациальных систем, процессами прерывистой пульсационной седиментации. Это слоистые текстуры тур-

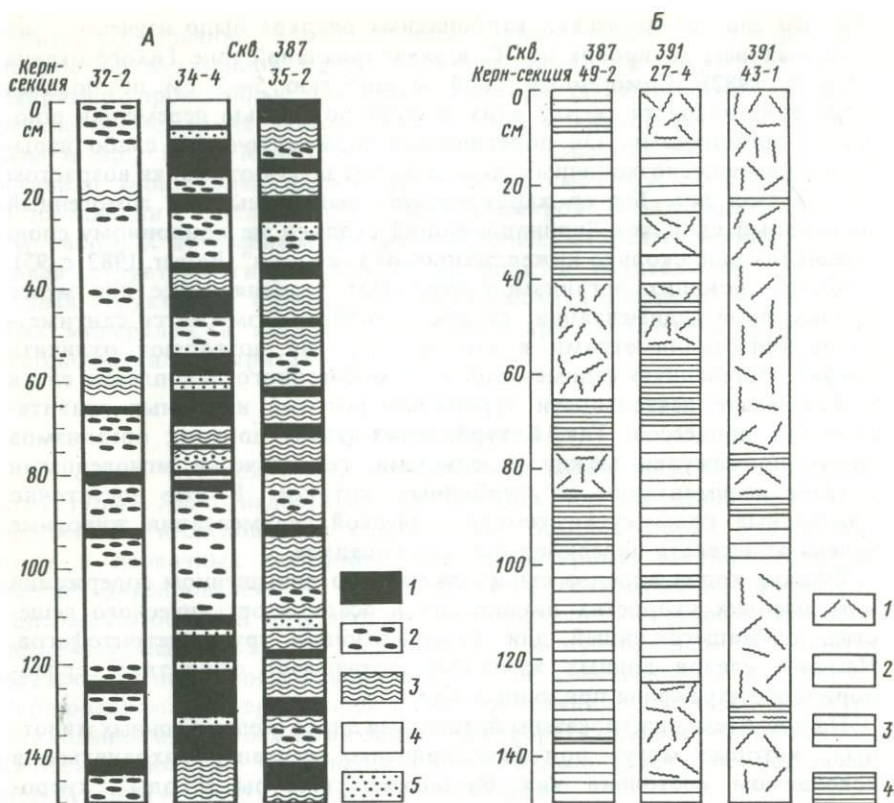


Рис. 7. Текстуры меловых отложений (фаши приконтинентальных абиссальных равнин) северо-запада Атлантики (зарисовки ядер глубоководного бурения)

А — апт-сеноманская формация черных глин: 1 — однородные черные слои гемипелагитов; 2 — пятнистая текстура (ходы илоседов?); 3 — волнистая микрослойчатость течений; 4 — однородные серые слои гемипелагитов; 5 — прослой "радиоляриевых песков" (турбидиты?). **Б** — нижнемеловая сероцветная карбонатная формация: 1 — массивные известняки с текстурой интенсивной биотурбации (полная гомогенизация деятельностью илоседов); 2—4 — тонкослойчатые текстуры известняков (2), мергелей (3) и известковистых глин, обогащенных органическим веществом (4)

бидитов, отложений различных гравитационных потоков, а также осадков с прослоями тефры. Все они возникают в результате чередования мгновенных (в геологическом масштабе времени) актов аккумуляции с "нормальной", несоизмеримо более медленной седиментацией. При достаточно большой частоте таких актов аккумуляции промежуточные слои фоновой седиментации могут отсутствовать.

Текстуры различных по составу и происхождению исходного материала турбидитов — терригенных, вулканогенных, эдафогенных, биогенных известковых или кремнистых обладают общими чертами, в целом сопоставимыми со схемой Боума (Bouma, 1962), ставшей эталоном этого генетического типа отложений. Правда, полный цикл Боума наблюдается в современных турбидитах довольно редко, чаще отдельные элементы выпадают. Имеются случаи ритмич-

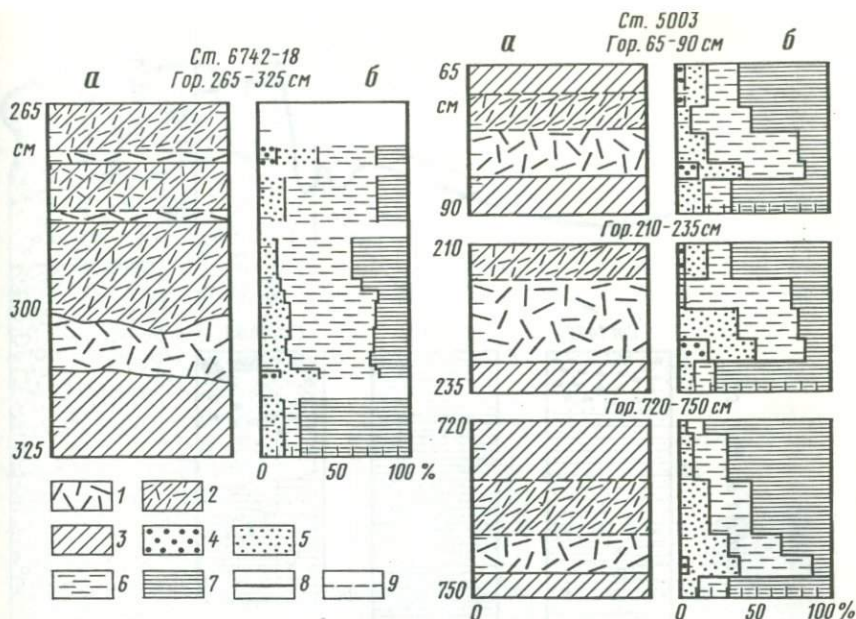


Рис. 8. Гранулометрический состав туффитовых прослоев в глубоководных осадках (а — литология; б — granulометрия):

1 — витрокластическая тефра; 2 — туффитовые осадки глинисто-кремнистые, 10—90% вулканокластического материала; 3 — кремнисто-глинистые, <10% вулканокластического материала; гранулометрические фракции (в мм): 4 — > 0,1—1,0; 5 — 0,5—0,1; 6 — 0,01—0,05; 7 — <0,01; 8 — резкий контакт; 9 — постепенный переход

ного переслаивания только трех, а то и двух элементов циклита (тонкозернистого гомогенного и гемипелагического), и тогда турбидитная природа отложений может вызвать сомнение. Вероятно, ритмично-слоистые текстуры, внешне напоминающие неполные циклиты Боума, могут образоваться не только под действием турбидных потоков, а также в результате периодических колебаний интенсивности терригенного питания или биологической продуктивности. Пример такого рода текстур мне удалось наблюдать в обогащенных органическим веществом черных глинах и в известняках мелового возраста Северной Атлантики (Мурдмаа, Михина, 1979; Tucholke, Vogt et al., 1979; рис. 7).

Градационные текстуры, подобные турбидитным, наблюдаются также в прослоях витрокластической тефры, которые сами создают слоистость глубоководных осадков в пределах ареалов разноса концентрированной тефры вулканов андезитового пояса (рис. 8).

По текстурным признакам отчетливо отличаются друг от друга разные генетические типы отложений гравитационных потоков высокой плотности — зерновых, грязекаменных, пастообразных. Общими являются грубая нечеткая слоистость или полное отсутствие слоистости, грубая градационность (как прямая, так и обратная) (рис. 9, 10), пуддинговая текстура с "подвешенными" в тонкозернистой массе обломками. Пуддинговая текстура наблюдается, например, в мио-

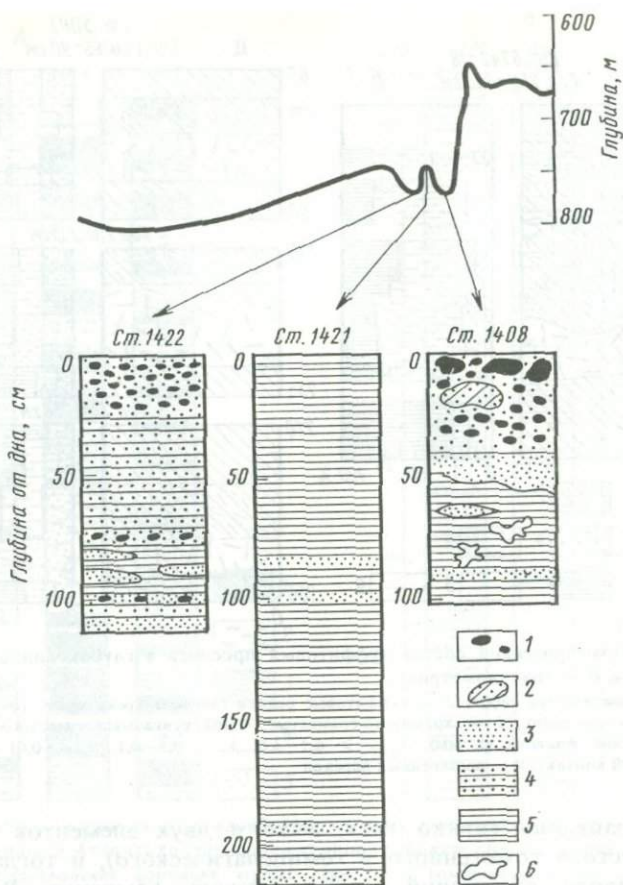


Рис. 9. Зарисовки колонок вулканотерригенных осадков охотоморского склона о-ва Парамушир (Курильские острова): отложений гравитационных (грязекаменных) потоков на дне депрессий — промоин с неупорядоченной градационной текстурой (ст. 1422, 1408) и контуритов с прослоями отсортированного песка в аккумулятивном теле вала (ст. 1421)

1 — окатанная галька вулканических пород размером до 10 см; 2 — полуокатанный обломок уплотненного осадка (турбидита); 3 — песок; 4 — песчано-алевритово-пелитовый несортированный осадок; 5 — пелитово-алевритовый слабо кремнистый осадок; 6 — диагенетические карбонатные стяжения. Сверху показан эхолотный профиль

ценовых отложениях мощного лавиноподобного пастообразного потока у подножия плато Блейк (Мурдмаа, Михина, 1979; Benson, Sheridan et al., 1978) (рис. 11, см. вкл.).

Кроме четко выраженной слоистости, где слои ограничены резкими границами, в океанских отложениях широко развиты слоистые и линзовидные текстуры с расплывчатыми контурами и постепенными переходами. Они отражают уже не дискретные акты быстрой аккумуляции, а постепенные изменения условий осадконакопления. Сюда относятся обусловленные колебаниями климата флуктуации карбонатности в разрезах плейстоценовых осадков, переслаивание

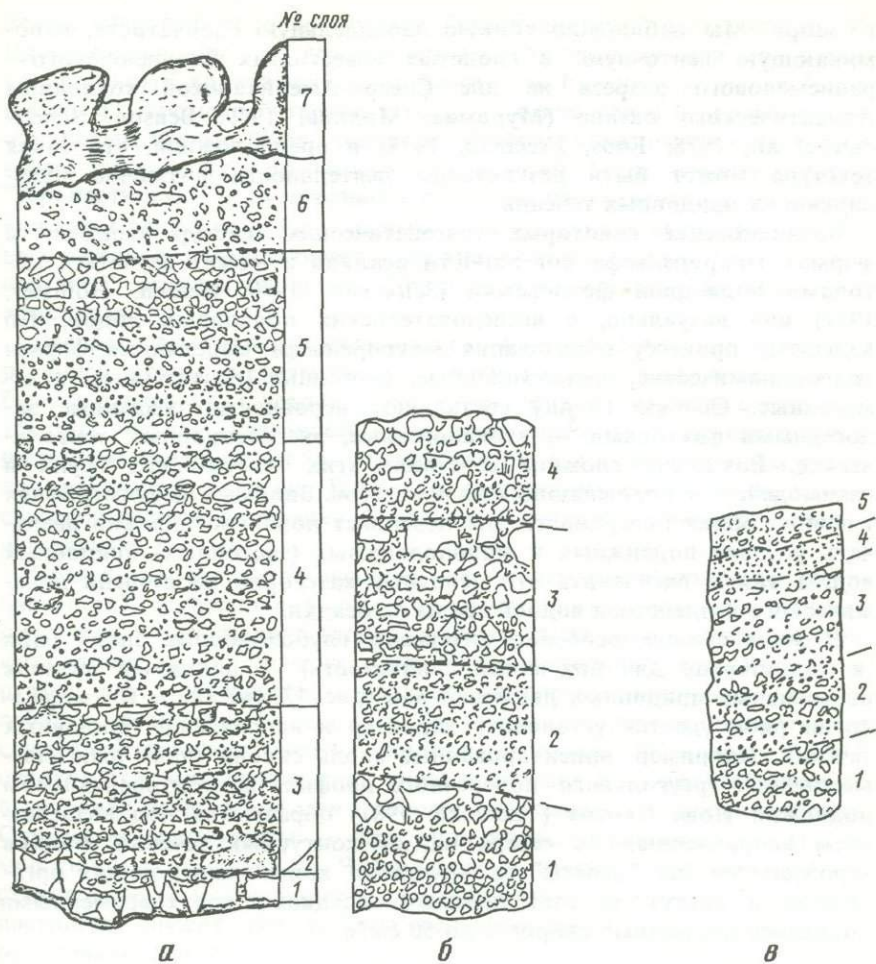


Рис. 10. Текстуры глубоководных эдафогенных отложений зерновых потоков (зарисовка В.Г. Сафонова)

а — нижнемеловые вулканодафогенные мелкообломочные брекчи плато Манихики; *б, в* — верхнемеловые вулканодафогенные брекчи и песчаники подножия горы Нэшвилл (Атлантический океан).

Границы раздела: сплошная линия — резкие, пунктир — постепенные; примерно 1/2 нат. величины. Цифрами обозначены последовательные этапы накопления

разных по содержанию филлипсита эвпелагических глин и многие другие.

Особую группу составляют текстуры типа ленточной слоистости (слоистости). В четвертичных отложениях Калифорнийского залива, например, описано тонкое ритмичное чередование пар слоев темного диатомово-терригенного и светлого диатомового ила, отражающие сезонные колебания интенсивности выноса терригенного материала и цветения фитопланктона в апвеллинге (Calvert, 1966; Currag, Moore et al., 1982). Параллельно-слоистая текстура ленточного типа описана нами в диатомовых (талассиотриксных) илах Японско-

го моря. Мы наблюдали тонкую параллельную слоистость, напоминающую ленточную, в слоистых известняках позднеюрского—раннемелового разреза на дне Северо-Американской котловины Атлантического океана (Мурдмаа, Михина, 1979; Benson, Scheridan et al., 1978; Enos, Freeman, 1978) и предположили, что такая текстура может быть результатом деятельности ритмично пульсирующих придонных течений.

Возникновение некоторых сингенетических текстур отражено в формах микрорельефа поверхности осадков и может изучаться методами подводной фотосъемки (Зенкевич, 1970; Heezen, Hollister, 1971) или визуально, с исследовательских подводных лодок. По ведущему процессу образования микрорельефа выделяются формы гидродинамические, гравитационные, биогенные (бентогенные) и хемогенные. Особую группу составляют неровности, созданные эндогенными факторами — вулканогенные, эксгаляционные, тектонические. Возможно сложное сочетание этих генетических групп и взаимодействие порождающих их процессов. Видимый на фотографиях внешний облик поверхности дна позволяет довольно надежно различать условия подвижных и малоподвижных (застойных) придонных вод, а также расчлнить эти основные категории по степени динамического воздействия водной среды на осадки.

В этом смысле особенно интересны глубоководные знаки ряби (и характерная для них косая слоистость) — надежный признак интенсивных придонных движений вод (рис. 12, см. вкл.). По морфологии ряби удастся установить характер и направление придонных течений. Например, ориентированные вдоль склона знаки ряби симметричного треугольного поперечного профиля на континентальном подножии Нова Скотия (Tucholke, 1981) образуются под воздействием направленных с севера на юг контурных течений. Валики зарождаются как "хвосты" за крупными холмиками роющих организмов и растут за счет перемива осадков кратковременными потоками, имеющими скорость до 50 см/с.

ЦВЕТ ОСАДКОВ

Описание цвета издавна считается обязательным при изучении осадков (осадочных пород) и фаций. В начальный период развития морской геологии не только первичное полевое описание, но и типизация осадков базировалась в значительной мере на окраске ("красная глина", "синяя глина", "желтый ил" и т.п.). Главную причину различной окраски морских осадков при этом нередко видели в цвете "того обломочного материала, который приносится с суши" (Наливкин, 1956 с. 147). На современном уровне литологического описания цвет сохранил свое значение в основном как индикатор окислительно-восстановительного состояния осадков, а следовательно, условий захоронения и раннедиагенетического преобразования органического вещества и аутигенного минералообразования.

При всем разнообразии цветовых оттенков современных и древних океанских осадков существуют две главные гаммы цветов, по которым подавляющее большинство глубоководных донных отло-

жений может быть разделено на "красноцветные" и "сероцветные". Названия условные: к "красноцветным" относятся осадки всех оттенков красного, коричневого, оранжевого, до бледно-желтого, к "сероцветным", кроме собственно серых, — также зеленые, голубоватые, оливковые, черные. "Красноцветность" обусловлена окисленными формами подвижных (аутигенных) соединений Fe и отчасти Mn, а "сероцветность" — аутигенными формами двухвалентного Fe и органическим веществом. Коричневым тонам молодых нелигифицированных осадков соответствуют высокие положительные Eh, в "сероцветных" осадках величина Eh отрицательная или низкая положительная.

Распределение окраски, связанной с окислительно-восстановительной реакцией среды и валентным состоянием красящих компонентов, бывает в океанских осадках различным. Можно говорить о цветовой текстуре осадка, связанной не с ориентировкой и относительным расположением осадкообразующих частиц, а с распределением участков различной окраски. Цветовая диагенетическая текстура может согласовываться с первичной текстурой или накладывается на нее независимо.

Общая гамма цветов осадков, их "красноцветность" или "сероцветность", отражает окислительно-восстановительную среду раннего диагенеза, возникающую непосредственно после захоронения осадков, выходящих из-под прямого воздействия придонных вод. Контролируется она содержанием, а главное, скоростью накопления дееспособного органического вещества, бактериальное разложение которого служит источником энергии раннего диагенеза. "Красноцветность" осадков (т.е. окисленное состояние) возникает и сохраняется только в условиях замедления или полного прекращения осадконакопления. Океанские красноцветы — это индикаторы перерывов или крайне медленной седиментации. Чередование в разрезе сероцветных (восстановленных) и красноцветных (окисленных) осадков, т.е. пестроцветность служит показателем неравномерности и прерывистости осадконакопления.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Разные генетические группы минералов океанских осадков — терригенная, вулканогенная, эдафогенная, биогенная и аутигенная — обладают неодинаковой чувствительностью к фаціальным изменениям и несут различную по характеру информацию о фаціальной обстановке.

Обломочные минералы

В океанских осадках встречаются следующие генетические разновидности обломочных минеральных зерен: терригенные (включая вулканотерригенные), вулканогенные (субаэрального и подводного вулканизма), эдафогенные (включая вулканоэдафогенные) и космогенные (микрометеориты, микротектиты). Традиционно они изучаются в песчано-алевритовых фракциях, доступных обычной оптической микроскопии

(иммерсионному и шлиховому методам), но современные рентгенодифрактометрические и электронно-микроскопические методы позволяют исследовать минеральный состав осадков в целом, включая тонкодисперсные обломочные минералы.

Начиная с работ Ниб (Neeb, 1943), Н.М. Страхова и др. (1954) и В.П. Петелина (1957, 1961, 1971), исследование минералогии песчано-алевритовых фракций современных глубоководных морских и океанских осадков развивалось главным образом в направлении картирования ареалов распространения отдельных минералов с последующим выделением минеральных комплексов, терригенно-минералогических провинций и соответствующих им питающих провинций суши. Меньше уделялось внимания сопоставлению минеральных комплексов с типами осадков или с фациями.

Составленные нами (Мурдмаа и др., 1979 г.) карты распространения в Мировом океане только прозрачных обломочных минералов (соотношения которых выявились путем пересчета минералогических анализов на прозрачные аллотигенные минералы) показывают, что "обломочная" минералогия осадков может быть использована в качестве самостоятельного фациального признака, индикатора определенных фациальных условий. Об этом же свидетельствуют примеры интерпретации автором обломочно-минералогических комплексов в кернах глубоководного бурения (Мурдмаа и др., 1979б); Murdmaa, Kazakova, 1980) и результаты минералогических исследований осадков тектонически активных районов океана (Мурдмаа, 1961, 1968а, 1976).

Карты распространения прозрачных тяжелых минералов, например, иллюстрируют циркумконтинентальный план распространения эпидота и роговой обманки, преимущественную приуроченность их к приконтинентальной фациальной области. Все разнообразие терригенно-минералогических провинций, связанное с различиями состава пород питающих провинций и условиями их выветривания, сосредоточено, как оказалось, в приконтинентальных фациях. В пелагическую область проникают лишь слабые "тени" этих провинций, почти лишенные индивидуальности и представленные скорее случайными находками отдельных зерен терригенных минералов континентального происхождения, чем их закономерными комплексами.

Ареалы ромбического пироксена более узко локализованы и приурочены, за немногим исключением, к андезитовому вулканическому поясу активных континентальных окраин. Преимущественно двупироксеновый состав тяжелой фракции при отсутствии минералов континентальных питающих провинций является характерным диагностическим признаком фаций этой тектонической области. Границы ареалов ортопироксена часто безразличны к границе приконтинентальной области, что свидетельствует о независимом от терригенного материала разnose вулканокластики, в состав которой он входит.

В еще большей степени независимо от путей разноса терригенного материала и от связанных с этим фаций распределение бесцветного вулканического стекла генетически также связанного

с вулканизмом активных окраин. Мы объясняем такое распределение золотым переносом и транспортировкой в составе плавающей пемзы поверхностными течениями (Мурдмаа и др., 1979 г; Свальнов и др., 1976).

Своеобразно распределение концентраций моноклинового пироксена, отчетливо тяготеющих к пелагическим областям океанов, где В.П. Петелин (1965; 1971) выделил на основании комплексов аутигенных и биогенных минералов Центральную минералогическую провинцию. Мы обосновали (Мурдмаа и др., 1979 г.) выделение пелагической мегапровинции по аллотигенным обломочным минералам. Она представлена бедным количественно и качественно клинопироксеновым комплексом тяжелых минералов, в котором типоморфный минерал (чаще авгит или титанавгит) составляет более 50% (нередко более 75%) суммы прозрачных минералов тяжелой фракции. Легкая фракция отличается низким содержанием главного терригенного минерала — кварца, присутствием основного плагиоклаза и базальтового стекла, нередко на этот комплекс наложены ареалы бесцветного стекла. Такой набор минералов, скорее всего образованный за счет продуктов подводного базальтового вулканизма дна океана, отражает условия удаленных от континентальных источников питания пелагических областей океана и может служить признаком этих областей, например индикатором фаций эвпелагических глин (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа и др., 1976).

Комплексы обломочных минералов служат иногда индикаторами специфических условий транспортировки осадочного материала. Так, распространение на дне северной части Индийского океана выделенных комплексов обломочных минералов позволяет различить придонную транспортировку от поверхностной, судить о характере осадконакопления и о седиментационных провинциях (Свальнов, Рудакова, 1978; Попов, Свальнов, 1981).

Внутри выделенной нами терригенной приконтинентальной мегапровинции различаются внутренняя, близкая к побережьям, зона с резко дифференцированными разнообразными комплексами минералов и внешняя "интегральная", представленная, по сути дела, одним универсальным (пироксен-эпидот-роговообманковым) комплексом. Внутренние и внешние зоны удается иногда выделить даже в пределах ареалов разноса отдельных точечных источников терригенного выноса — устьев крупных рек (Попов, 1979). В целом же по контрастности и разнообразию минералогических провинций можно судить об удаленности от побережий континента.

На слабом фоне центрально-океанского клинопироксенового комплекса в пелагической области ярко выступают локальные участки развития эдафогенных и подводно-вулканогенных комплексов с их характерным "офиолитовым" (гипербазит-серпентинитовым, габброидно-метаморфическим, зеленокаменным, базальтовым) набором минералов, имеющие явно очаговый характер распространения (Мурдмаа 1968а, 1976; Безруков и др., 1972; Розанова, 1971; Мурдмаа, Розанова 1976, 1979; Скорнякова и др., 1971, 1978). Очагами поступления эдафогенного материала служат в первую очередь текто-

нически активные структуры, такие, как трансформные разломы и раздвиги рифтовых зон срединно-океанских хребтов, системы разломов океанских плит, зоны субдукции (глубоководных океанских желобов).

Эдафогенные комплексы, следовательно, могут рассматриваться как признак приразломных фаций. Помимо специфического состава обломочных минералов, они отличаются от соседних "нормальных" пелагических фаций еще и по обилию кластической составляющей осадков: эдафогенные минералы становятся нередко осадкообразующими, содержание песчано-алевритовых обломочных фракций по сравнению с пелагическим фоном возрастает. В то же время почти полное отсутствие континентальных терригенных минералов отражает положение этих фаций внутри пелагической области, за пределами циркумконтинентальных ареалов разноса терригенного обломочного материала.

Большое локальное увеличение содержания минералов базальтового вулканокластического материала — клинопироксена и оливина в тяжелой фракции, основного плагиоклаза и вулканического стекла в легкой — метит фации, примыкающие к центрам подводного вулканизма. При этом минеральный состав неизменного толлит-базальтового вулканокластического материала рифтовых зон спрединга существенно отличается от состава измененной гиалокластике внутриплитного субщелочного вулканизма. Для первого характерно высокое содержание оливина в тяжелой фракции, основного плагиоклаза и сидеромелана в легкой; для второго — преобладание клинопироксена (особенно титанавгита), иногда также роговой обманки и сфена в тяжелой фракции, палагонита и продуктов его преобразования (филлипсита, смектита) в легкой. Состав вулканогенных обломочных минералов позволяет, таким образом, судить не только о соседстве подводных вулканических очагов (действующих или потухших), но и о принадлежности фаций к определенным тектоническим структурам.

Связь с крупными фациальными областями обнаруживают также тонкодисперсные обломочные минералы — кварц и полевые шпаты, определенные в неразделенных на фракции осадках рентгено-дифрактометрическим методом (Серова и др., 1975). Выделяется два плана распространения этих минералов: 1) циркумконтинентальный, связанный непосредственно с выносом обломочных продуктов денудации суши и их осаждением в приконтинентальных фациях; 2) пелагический, особенно отчетливый у кварца, генетически связанный с эоловыми процессами и служащий индикатором особых эоловых фаций пелагических осадков.

Глинистые минералы

Терригенные глинистые минералы имеют по сравнению с обломочными менее дифференцированный характер распределения, ареалы разноса их комплексов шире, не только перекрывают макрофациальный масштабный уровень, но и, нередко, безразличны даже

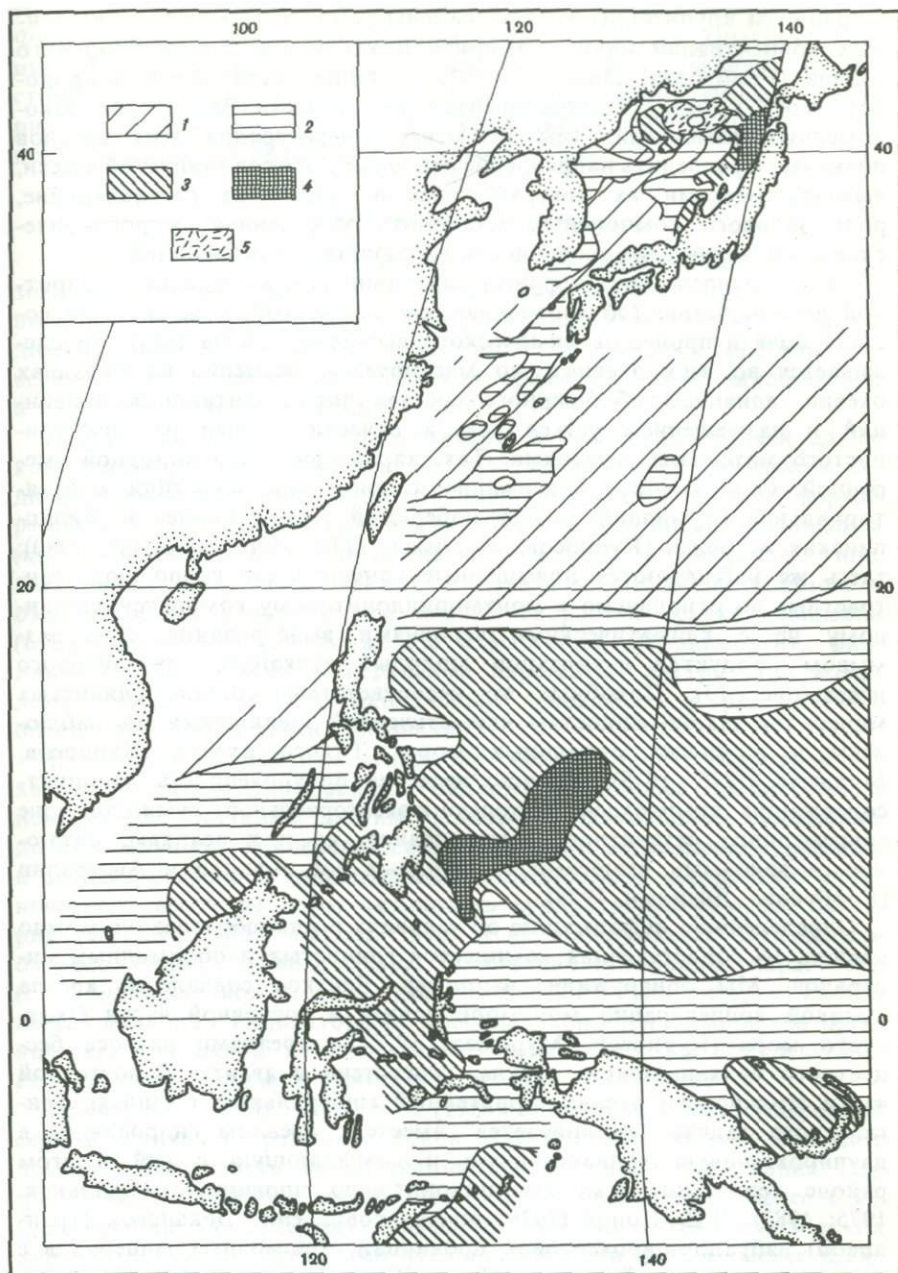


Рис. 13. Содержание монтмориллонита во фракции менее 0,001 мм поверхностного слоя осадков окраинных морей Тихого океана (в процентах от суммы глинистых минералов)

1 — менее 30; 2 — 30–50; 3 — 50–70; 4 — более 70; 5 — вулканокластические осадки

к границам крупнейших мегафациальных областей. Ареалы повышенных концентраций иллита, хлорита и каолинита на дне Мирового океана (Горбунова, Лисицын, 1979) в большинстве случаев проходят через границу приконтинентальной области без всяких закономерных изменений. Тем не менее конфигурация этих ареалов позволяет проследить направление основных потоков глинистой взвеси, выявить местами их поверхностные и придонные составляющие, роль золотого компонента, установить обобщенные петрографические и климатические особенности питающих мегапровинций.

Связь распределения терригенных глинистых минералов с широтной зональностью (обусловленная климатической зональностью состава почв и процессов химического выветривания на суше) прослеживается во всех океанах, но маскируется, особенно на окраинах океана, влиянием обобщенного состава пород питающих провинций и размещением устьев рек, а отчасти путями разноса глинистого материала течениями. Так, характерное для холодной умеренной зоны высокое содержание хлорита мы встретили в экваториальной гумидной зоне у побережий Новой Гвинеи и Филиппинских островов (Курносов, Мурдмаа, 1976; Мурдмаа и др., 1980); здесь же наблюдаются повышенные концентрации гидрослюд, контрастные по отношению к монтмориллонитовому комплексу, связанному не с климатическими условиями выветривания, а с размывом продуктов глинизации молодых вулканитов андезитового пояса (рис. 13). Подобные же несоответствия состава глинистых минералов закономерностям климатической зональности мы наблюдаем и в других окраинных морях Тихого океана (Курносов, Мурдмаа, 1976, 1978). Хорошо известна приуроченность каолинитсодержащих комплексов не только к экваториальной гумидной зоне современного латеритного выветривания, но и к осадкам, питающимся золовыми выносами из аридных зон Африки и Австралии (Горбунова, Лисицын, 1979).

Определенную информацию об условиях осадкообразования можно извлечь из сопоставления комплексов глинистых и обломочных минералов. Мы обнаружили, например, близкое совпадение ареала высокой концентрации монтмориллонита в восточной части Охотского моря (Курносов, Мурдмаа, 1976) с ареалами разноса бесцветного вулканического стекла, гиперстена и авгита. В восточной части Индийского океана терригенный минеральный комплекс Бенгальского залива "вклинивается" вместе с ареалом гидрослюды в двупироксеновую вулканогенную и совпадающую с ней в этом районе терригенную монтмориллонитовую провинцию (Свальнов, 1975; 1983). В.П. Попов (1979) описал совпадение Деканской (трапвой) лабрадор-пироксеновой провинции обломочных минералов с монтмориллонитовой глинистой, а Южно-Индостанской (чарнокитово-гнейсовой) — с ареалом повышенного содержания каолинита. Во всех названных случаях у глинистых и обломочных минералов единый терригенный источник и одинаковые пути разноса.

Несоответствие составов глинистой и обломочной фракций осадков указывает на различные их источники или способы тран-

спортировки. Например, в гемипелагических фациях северной части Филиппинского моря терригенный гидрослюдистый комплекс глинистых минералов, переносимый поверхностными течениями из Восточно-Китайского моря, сочетается с вулканокластическим материалом андезитового пояса, поступающим с современных вулканов островных дуг (Курнос, Мурдмаа, 1976).

Аутигенные минералы

В качестве фациальных признаков могут служить как новообразования, формирующиеся собственно в ходе седиментогенеза на границе вода—дно (хемогенные и гальмиролитические), так и раннедиагенетические минералы, выпадающие из иловых растворов в верхнем (деятельном) слое осадков сразу же после захоронения, в масштабе геологического времени сингенетичные.

Аутигенные минералы представлены в океанских осадках двумя комплексами, характеризующими два главных типа океанского седиментогенеза (Мурдмаа и др., 1979в): приконтинентальным, формирующимся при наличии раннедиагенетической восстановительной зоны (пирит, карбонаты кальция, магния, железа и марганца, гипс, глауконит, шамозит, фосфаты), и пелагическим, образующимся в окислительных условиях при низких скоростях осадконакопления (оксигидратные минералы железа и марганца, феррисмектит, филлипсит). Конкретные минеральные парагенезы внутри этих комплексов чувствительны к фациальным условиям и в ряде случаев определяют фации почти однозначно.

Парагенезы с участием *сульфидов железа* (пирит, гидротроилит) характеризуют разнообразные приконтинентальные фации — от прибрежных (эстуарии, лагуны, заливы) и мелководных шельфовых до абиссальных гемипелагических. При этом содержание сульфидов в осадках связано с концентрацией и скоростями захоронения органического вещества через активность сульфатредуцирующих бактерий (Петелин, 1957; Calvert, 1976) и не обнаруживает зависимости от абсолютной глубины океана. Собственно сульфидные парагенезы (с небольшим количеством диагенетического кальцита, а иногда гипса) являются индикаторами высоких скоростей накопления органического вещества в относительно тонкозернистых гемипелагических осадках, а также в турбидитах, на любых глубинах.

Проведенные И.И. Волковым (1984) определения моносульфидной серы в осадках из разных районов Мирового океана подтверждают прямую зависимость концентрации сульфидов от содержания $S_{орг}$ (рис. 14). Из графика видно, что осадки, содержащие менее 0,3% $S_{орг}$, вообще не содержат сульфидов. Однако в гемипелагических фациях периферии приконтинентальной области низкое (менее 0,2%) содержание сульфидной серы наблюдается даже в относительно богатых органическим веществом осадках (до 1% $S_{орг}$), имеющих окисленный поверхностный слой. Осадки с высоким содержанием (более 0,5%) сульфидной серы и типичным сульфидным парагенезом аутигенных минералов встречены как на шельфах, так и в глубо-

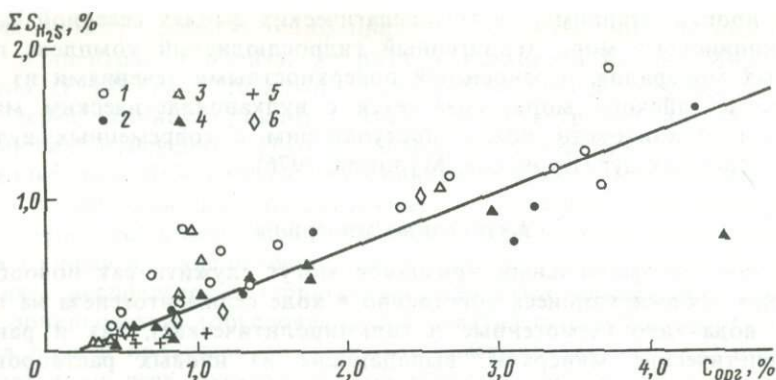


Рис. 14. Связь между содержанием сульфидной серы (S_{H_2S}) и органического углерода ($C_{орг}$) в осадках

1 — шельф морей; 2 — шельф океанов; 3 — склон и дно котловин морей; 4 — континентальный склон и подножие склона океанов; 5 — окраина ложа океанов (гемипелагические фации); 6 — глубоководные желоба (Волков, 1984)

ководных фациях континентальных склонов, их подножий и глубоководных желобов.

Глауконит (если понимать под этим термином неупорядоченные смешаннослойные агрегаты ряда монтмориллонит-гидрослюда) широко распространен в приконтинентальных областях современного океана (Мурдмаа и др., 1979в). Независимо от решения спорных вопросов генезиса глауконитовых зерен, они характеризуют вполне определенные фациальные обстановки, а следовательно, могут служить их индикаторами при анализе ископаемых фаций.

Повышенные концентрации глауконита приурочены прежде всего к фациям относительно грубых осадков внешнего шельфа и верхней части континентального склона, особенно в районах с высокой биологической продуктивностью вод и интенсивным накоплением органического вещества. Ярким примером служат глауконитоносные фации апвеллингов (Pratt, 1963; Логвищенко и др., 1973; Николаева, 1977; Сенин, 1968; Емельянов, Сенин, 1969). Аутигенный глауконит описан на шельфах Курильских (Петелин, 1954) и Японских (Takahashi, 1955) островов, на подводных склонах Японии и Мексики (Лисицына и др., 1974, 1976); автор изучал глауконитоносные фации района Фолклендских островов, шельфа Антарктиды, банки Ямато в Японском море. Во всех случаях это — условия высокой подвижности придонных вод, довольно низких температур, замедленного осадконакопления и отсутствия резко восстановительной среды с H_2S (по крайней мере, на поверхности осадков).

Шамозит в отличие от глауконита характерен для прибрежных фаций гумидных зон, особенно экваториальной (Porgenga, 1966; Cailliere, Martin, 1972; Емельянов и др., 1976).

Фосфатный парагенез (с пиритом) образуется в современную эпоху в фациальном комплексе апвеллингов (Батурин, 1978), где он гене-

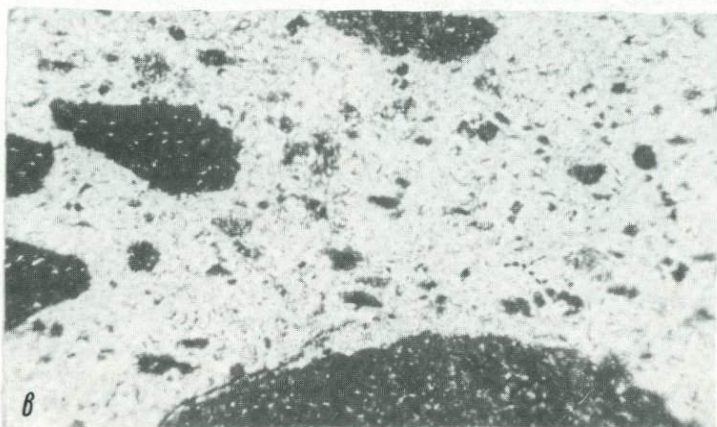


Рис. 11. Микрофотографии текстур переотложенных осадков северо-западной Атлантики (к с. 54)

a — градационная текстура верхнемелового вулканозадафогенного турбидита подножия подводной горы Нэшвилл; *б* — микрослоистая текстура нижнемеловых известняков — отложений придонных течений; *в* — микропудинговая текстура отложений пастообразного гравитационного потока — миоценовых мелоподобных известняков с интракластами диатомового ила (темные)

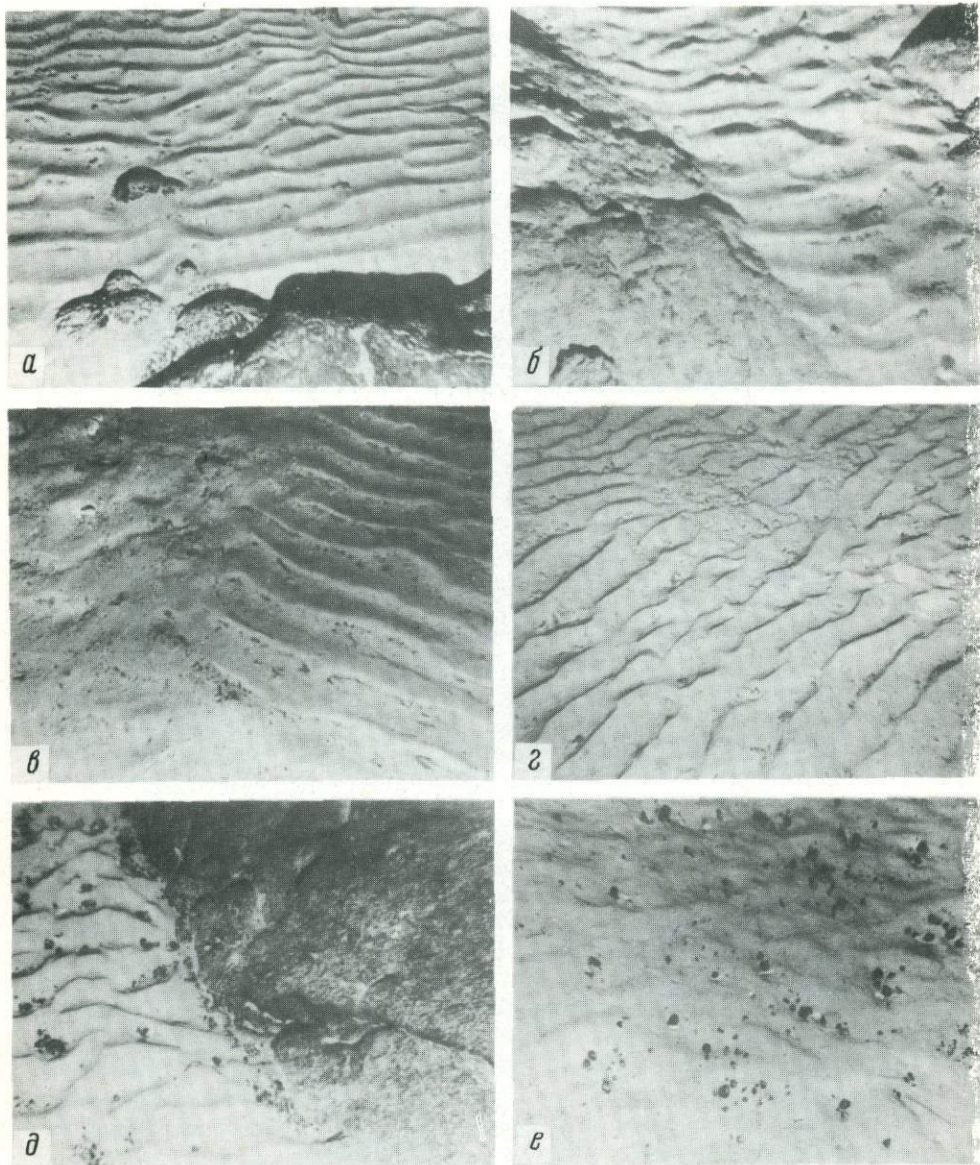


Рис. 12. Знаки ряби на поверхности пелагических известковых осадков, перемываемых течениями (фото Н.Л. Зенкевича и П.Ф. Фоминых) (к с. 56)

a — *г* склон подводной горы Щербакова в Индийском океане (глубина 2000—2800 м);
д — *е* вершина гайота ст. 6002 в Тихом океане (глубина 1700 м) (видны мелкие железо-марганцевые конкреции с ядрами из эдафогенных обломков фосфоритов)

тически связан с интенсивным накоплением органического вещества за счет исключительно высокой биопродуктивности вод. При распаде органического вещества освобождающийся фосфор (кальциевый фторапатит) осаждается из иловых вод в виде конкреций, корок, оолитов, замещает створки диатомей, костный детрит, копролиты.

Карбонат Mn обычно сложного состава, с переменным количеством катионов (Mn, Ca, Mg, Fe) обнаружен в слабо восстановленных океанских осадках ряда районов (Логвиненко и др., 1972; Zen, 1959; Lynn, Bonatti, 1965; Calvert, 1976). Автор нашел родохрозит в серовато-коричневых пелагических глинах Северо-Американской котловины (Мурдмаа и др., 19796).

Физико-химические аспекты образования марганцевых карбонатов изучены на примере нескольких колонок из Панамской котловины (Pedersen, Price, 1981). Авторы обнаружили в восстановленном слое осадков карбонатные корки состава $(Mn_{48}Ca_{47}Mg_5)CO_3$. По отношению к чистому родохрозиту концентрация Mn^{2+} в иловом растворе этих осадков приближается к точке насыщения лишь в одном случае, но авторы считают, что точка насыщения по отношению к изоморфной смеси карбонатов должна быть ниже, так что иловые растворы достигали насыщения или даже пересыщения. Педерсен и Прайс приходят к выводу, что лимитирующим фактором образования марганцевых карбонатов является поступление Mn^{2+} в составе иловых вод за счет диффузии вверх и что органическое вещество нужно лишь для обеспечения восстановления Mn, тогда как сульфат-редукция может отсутствовать. Этот вывод хорошо согласуется с находками карбонатов Mn преимущественно в бедных органическим веществом осадках периферии приконтинентальной области, иногда в ассоциации с гидроокислами Fe и всегда при отсутствии сульфидов.

Парагенезы с участием аутигенных *оксигидратов* Fe и Mn возникают в окислительных условиях, которые характеризуют весь деятельный слой раннего диагенеза в пелагических фациях и верхнюю окисленную зону на восстановленных осадках — в приконтинентальных фациях. В пелагической области конкреционные, микроконкреционные, корковые и рассеянные в осадках тонкодисперсные формы гидроокислов входят в парагенетические ассоциации с филлипситом и феррисмектитом (характеризуя фации эпелагических глин); с баритом и феррисмектитом (вблизи КГК) или в фациях эксгалационно-осадочных металлоносных илов; с палагонитом, филлипситом и метасоматическим фосфатом (в рудных корках и глыбовых конкрециях на подводных горах); либо являются единственной фазой (в аллотигенных бесцеолитовых пелагических глинах и известковых осадках). В железо-марганцевых конкрециях наблюдаются различные варианты ассоциации марганцевых (бузерит, асболан, бернессит, вернадит) и железистых (гидрогётит и др.) кристаллических фаз с аморфными.

В окисленном слое осадков приконтинентальных фаций встречаются свободные аморфные оксигидраты Fe и Mn или их микроконкреции. Макроконкреции редки и характеризуются либо высоко-

железистым, либо высокомарганцовистым составом, что объясняется их формированием в процессе диагенетического перераспределения Fe и Mn, при котором происходит разделение этих элементов (Скорнякова, 1976б).

Филлипсит-феррисмектитовый парагенез с оксигидратами Fe и Mn, палагонитом, фосфатом (по костному детриту) характеризует фации эвпелагических глин глубже КГК, в условиях минимальных скоростей осадконакопления, практически соответствующих перепадам (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа и др., 1976б).

Образование филлипсит-феррисмектитовой ассоциации мы объясняем (Скорнякова и др., 1971, 1973) медленными гальмиролитическими реакциями предварительно палагонитизированного гиалокластического материала с придонной водой, что подтверждается сходством химического состава филлипсита и палагонита. Процесс происходит в условиях открытой системы (по отношению к водообмену, кислороду, а также катионам Ca^{2+} и Mg^{2+}), при которых формируется диоктаэдрический феррисмектит. В условиях полузакрытой системы (в трещинах и миндалинах базальтов, а также в автоклавных экспериментах) взаимодействие базальта с морской водой приводит к формированию триоктаэдрических магнезиально-железистых смектитов (Курносов, Мурдмаа, 1980; Курносов, 1984). Как показали эксперименты (Холодкевич, 1981), решающее значение имеет предварительная подготовленность базальтового стекла: диоктаэдрические смектиты удалось получить только после предварительного кислотного выщелачивания из толеит-базальтового стекла не только Ca, но также Mg. При избытке Mg даже в условиях повышенного давления кислорода образовались триоктаэдрические смектиты.

Биогенные минералы

К биогенным мы относим минералы, образованные в процессе жизнедеятельности организмов (планктона, nekтона, бентоса), включающие твердые части их тела (раковины, панцири, элементы скелета, зубы и т.п.), которые сохраняют в той или иной мере биоморфную структуру (Лисицын и др., 1979). Минералы, выпавшие в результате химических реакций при участии бактерий в ходе раннего диагенеза, отнесены к группе аутигенных. Наиболее широко распространены в океанских осадках карбонаты кальция (кальцит, арагонит, магнезиальный кальцит) и опал (рентгено-аморфная сильно гидратированная модификация "опал-А", при глубоком диагенезе переходящая в "опал-СТ" с кристобалит-тридимитовой скрытокристаллической структурой). Кроме них встречаются, а иногда приобретают важное значение как фациальные признаки аморфный фосфат (коллофан) и минеральные формы органического вещества (хитин, кероген). Разные таксономические группы организмов генерируют строго определенные биогенные минералы. Минералогическая специализация проявляется в одних случаях на видовом или родовом уровне, а в других — на уровне крупных таксонов — типов, классов, отрядов.

Кальцит генерируют главным образом карбонатсекретирующие планктонные организмы — планктонные фораминиферы и кокколитофориды, а также многие представители бентосной фауны — мшанки (только холодноводные), брахиоподы, иглокожие, пелециподы, гастроподы, некоторые членистоногие (усоногие раки, остракоды), гидрокораллы, большинство фораминифер. В силу большей по сравнению с другими биогенными карбонатными минералами устойчивости к растворению кальцитовые биогенные частицы распространены во всем диапазоне глубин, где возможно карбонатнакопление, вплоть до КГК. В этом смысле кальцит — наиболее эврибатная, глубоководная минеральная форма биогенного CaCO_3 .

Арагонит синтезируют известковые водоросли, небольшая часть видов донных фораминифер, гидрокораллов, один отряд альционарий, некоторые черви и мшанки, а главное — все шестилучевые кораллы, планктонные моллюски (птероподы, гетероподы) и большинство донных моллюсков (гастропод, пелеципод), из ископаемых — аммониты. Арагонит более растворим в морской воде, чем кальцит, и критические уровни его растворения (критическая глубина и лизоклип) находятся на значительно меньших глубинах.

Распространение биогенного арагонита контролируется его критической глубиной, положением которой изучено недостаточно. Судя по распространению раковин птеропод, она варьирует в широких пределах (от 200—500 м до 3—3,5 км) в зависимости от физико-химических характеристик придонных вод и экологических условий обитания в поверхностных водах. Большинство арагонит-секретирующих организмов тепловодные, и высокое содержание в известковом биогенном материале арагонита — признак тепловодных фаций. С другой стороны, арагонит — чуткий индикатор глубин меньших по сравнению с кальцитом.

Магнезиальный кальцит (более 5% Mg CO_3) неустойчив в гипергенезе (Goldsmith, 1959) и может образовываться только как биогенный минерал. Содержание MgCO_3 в биогенном магнезиальном кальците изменчиво, например, в тропических бентосных водорослях — литотамниях оно может достигать 30% (молекулярных). Магнезиально-кальцитовые скелетные части свойственны красным водорослям, встречаются у донных фораминифер, губок, альционарий, червей, мшанок, брахиопод, ракообразных, моллюсков рода *Argonauta* и иглокожих. В значительных количествах этот минерал синтезируется только на мелководьях тропических широт, и он может считаться индикатором соответствующих фаций. Особенно характерен магнезиальный кальцит наряду с арагонитом для рифовых фаций.

Опал синтезируется в океане в наибольших количествах диатомовыми водорослями, а также радиоляриями, кремнистые остатки которых служат индикатором фациальных зон высокой биопродуктивности. Меньшее, хотя местами осадкообразующее значение имеют кремневые губки, спиккулы которых широко распространены в океанских осадках, в том числе абиссальных и ультраабиссальных фаций, где они входят в биоценозы сестонофагов — фильтраторов.

Биогенные фосфаты представлены коллофаном костного детрита, зубов, слуховых косточек (отолитов) nekтонных организмов, при диагенетической раскristаллизации которого образуется апатит. В океане имеются две группы фациальных обстановок, для которых характерен биогенный коллофан: зоны апвеллинга, где высокая биопродуктивность вод обуславливает обилие ихтиофауны, и пелагические области (особенно фации пелагических глин), где происходит пассивная концентрация костного детрита за счет предельно медленного осадконакопления.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Информационная ценность геохимических параметров зависит, с одной стороны, от их способности отражать те или иные стороны фациальной обстановки (т.е. рефлекторности) и от чувствительности (сенсорности) к изменениям условий в пространстве, а с другой стороны, от способности сохранять информацию об условиях седиментогенеза на стадиях постседиментационных преобразований (т.е. от консервативности признаков).

Химический состав всех океанских осадков в той или иной мере гетерогенный, включает генетически не связанные друг с другом химические компоненты. Поскольку определяемые химическими анализами процентные содержания испытывают влияние "разбавляющих" компонентов, то для извлечения информации о процессах и условиях осадкообразования применяются различные способы "чистки": метод абсолютных масс Н.М. Страхова, пересчет на бескарбонатное (или целиком абиогенное) вещество, парные отношения компонентов или комбинированные модули, нормирование по средним величинам или эталонным составам, изотопный состав элементов.

В значительной мере условно в составе океанских осадков могут быть выделены основные генетические компоненты, концентрация и накопление масс которых зависят от разных процессов и отражают разные параметры фациальных условий. Здесь я рассмотрю кратко значение для фациального анализа биогенных (CaCO_3 , SiO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$), водородных (реакционноспособные формы Fe и Mn, сорбированные микроэлементы) и литогенных химических компонентов осадков.

Биогенные компоненты

Накопление и концентрирование в осадках биогенных компонентов, как известно, контролируются, с одной стороны, биологическими процессами извлечения растворенных веществ из океанских вод с переводом их в твердую (взвешенную) фазу, а с другой — частичным растворением этих твердых фаз в ходе осаждения через водную толщу, на дне и в активном верхнем слое осадков, что приводит к возврату определенной доли химических веществ в динамический резервуар океанских вод и оттуда — в биологические циклы. Такой круговорот ("рециклинг"), установ-

ленный сейчас для многих химических компонентов океанских осадков, чувствителен к изменениям фаціальных условий осадкообразования. При этом выход из круговорота в осадки одних компонентов (SiO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$) обнаруживает более тесную связь с вариациями биологической продуктивности, а других (CaCO_3) — с изменениями условий растворения на дне.

Наибольшие по амплитуде колебания химического состава океанских осадков обусловлены изменениями содержания в них CaCO_3 . Концентрация CaCO_3 меняется от аналитического нуля до 99% и на долю его разбавляющего влияния падает максимум вариаций всех других химических компонентов, в том числе аморфного биогенного кремнезема, который сам разбавляет содержание таких компонентов, как железо, марганец и многие микроэлементы.

Концентрация CaCO_3 в глубоководных осадках контролируется прежде всего критической глубиной (КГК), ниже которой, при нормальной пелагической седиментации, карбонатаккумуляция практически не происходит. В отечественной литературе (Лисицын, Петелин, 1967; Лисицын, 1974) принято считать КГК по 10% CaCO_3 , что по крайней мере для пелагической области метит фаціальную границу быстрого убывания карбонатности с глубиной практически до нуля. Менее четко выражена глубина, на которой растворение биогенных карбонатных частиц начинает влиять на содержание CaCO_3 — кальцитовый лизоклин. В данной работе он проводится условно по падению CaCO_3 (за счет растворения) ниже 70%.

Закон КГК и карбонатного лизоклина в чистом виде "работает" только в пелагических областях океанов, где осаждение терригенного материала ничтожно мало, и он не может разбавлять накапливающийся значительно быстрее биогенный CaCO_3 . Я считаю, что в этих условиях определение КГК следует вести не по огибающей точек максимального содержания CaCO_3 , как это обычно делается (Лисицын, 1978), а по наименьшей глубине появления бескарбонатных осадков — пелагических глин или кремнисто-глинистых илов, ибо бескарбонатные пелагические осадки, представляющие собой "нерастворимый остаток" известковых илов, не могут образоваться выше КГК.

В приконтинентальной области, в условиях высоких скоростей накопления терригенного материала, концентрация CaCO_3 зависит не только от баланса между поступлением на дно известковых частиц и их растворением, но также от соотношения скоростей поступления карбонатного и терригенного материала. Поэтому определение уровня КГК по 10% CaCO_3 в этих условиях не всегда правильно, необходимо дополнительное изучение карбонатных биогенных частиц и абсолютных масс CaCO_3 .

Таким образом, по содержанию и скоростям накопления CaCO_3 глубоководные (глубже шельфа) океанские фации делятся на две большие группы: умеренно глубоководные с участием пелагического карбонатаккумуляции и абиссальные, где карбонатаккумуляция "запрещено" из-за интенсивного растворения карбонатов. В общем, если исключить случаи быстрого переотложения и очень высоких

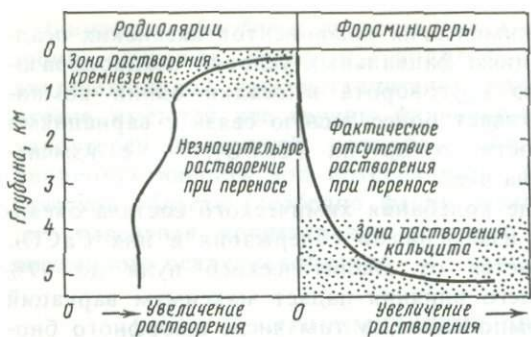


Рис. 15. Сопоставление профилей растворения радиолярий и фораминифер (Бергер, 1978)

скоростей накопления бескарбонатного (терригенного или вулканогенного) материала, то можно утверждать, что "карбонатные" фации в океане менее глубоководны, чем "бескарбонатные". Процентное содержание

CaCO_3 в осадках прямо не отражает ни величину первичной продукции, ни продукцию биогенного карбоната, поскольку влияние факторов растворения и разбавления сказываются на его изменениях гораздо сильнее, чем продукция. Но абсолютные массы CaCO_3 (выше КГК) в общих чертах отражают структуру поля его продукции.

Концентрация аморфного кремнезема тесно связана с полем первичной продукции и полем продукции кремнийсекретирующего планктона (Лисицын, 1966а, 1978; Богданов, 1980). Повышенное содержание биогенного SiO_2 метит фации, связанные с увеличенной первичной продукцией, даже в условиях значительного разбавления его терригенным материалом или биогенным карбонатом. После исключения влияния разбавления (методом абсолютных масс, пересчетом на бескарбонатное вещество) пояса кремненакопления представляют собой проекцию на дно повышенных значений первичной продукции.

Кроме разбавления, на концентрацию аморфного кремнезема сильно влияет фактор растворения. Растворение биогенных кремнистых частиц при осаждении в водной толще приводит к зависимости доли осажденного на дно кремнезема от длительности пути, т.е. от глубины. Но эта связь существенна лишь при сопоставлении мелководных (шельфовых) фаций со всеми более глубоководными, ибо интенсивное растворение малоустойчивых форм происходит главным образом в верхнем слое водной толщи. Закономерного увеличения скорости растворения осевших на дно кремнистых частиц с глубиной не отмечено. Во всяком случае не удастся установить глубинных уровней растворения SiO_2 , подобных КГК или лизоклину (рис. 15). Установлено (Johnson, 1974), что степень растворения опалового кремнезема на дне находится в обратной зависимости от величины первичной продукции. Можно предположить существование предельных "критических" величин первичной продукции и скоростей осадконакопления, ниже которых биогенное кремненакопление вообще не происходит, ибо весь продуцируемый биогенный кремнезем растворяется и возвращается в круговорот. Именно этими критическими величинами определяется фациальный переход от пелагических поясов кремненакопления к фациям бескремнистых пелагических глин.

Отражение поля первичной продукции в величине концентрации биогенного кремнезема может, помимо разбавления и растворения, исказиться переотложением кремнистых частиц или масс кремнистых осадков. Процессы переотложения, во всяком случае в пелагической области, являются главной причиной прихотливого распределения по площади концентрации биогенного кремнезема (в пересчете на бескарбонатное вещество).

Органическое вещество, его концентрация (обычно определяемая по органическому углероду — $C_{орг}$), элементный и компонентный состав благодаря чувствительности к условиям и процессам седиментогенеза может служить важнейшим геохимическим признаком океанских фаций на разных уровнях организации седиментосферы. Установлено (Романкевич, 1977), что во всех фациальных зонах океана, в том числе на шельфах, органическое вещество осадков преимущественно автохтонное, планктоногенное, генетически связанное с первичной продукцией фитопланктона в поверхностных водах.

Концентрация и абсолютные массы сапропелевого органического вещества океанских осадков зависят от его первичной продукции в эвфотическом слое вод, от процессов осаждения на дно и захоронения. Каждый из этих трех элементов системы круговорота определенным образом связан с фациальными условиями.

Зависимость концентрации и скорости накопления $C_{орг}$ от первичной продукции подтверждается близким совпадением закономерностей распределения этих величин (структуры их полей) на картах, составленных для отдельных океанских бассейнов и для Мирового океана в целом (Романкевич, 1970, 1977; Лисицын, 1978; Емельянов, Романкевич, 1979). Ю.А. Богданов (1980) показал эту зависимость графически. На картах отчетливо видны циркумконтинентальные широтные зоны высоких значений, соответствующие продуктивным зонам, и области предельно низких величин в пелагических мегафациях "океанских пустынь", где первичная продукция минимальна.

Но уже на мегафациальном уровне выявляются отклонения от однозначной связи между первичной продукцией и захороненным в осадках $C_{орг}$. Эти отклонения становятся отчетливее при переходе на нижние уровни фациальной иерархии, где все больше сказываются условия осаждения и захоронения продуцируемого в поверхностных водах органического вещества. С другой стороны, отражение поля первичной продукции полем органического вещества осадков более полное в пелагических областях, чем в приконтинентальных, где вариации условий захоронения сильно искажают его.

Поле концентрации $C_{орг}$ отражает поле первичной продукции в "сглаженном" виде: если при переходе от продуктивных зон к непродуктивным величина первичной продукции уменьшается в 50—100 раз, то концентрация $C_{орг}$ — всего в 10—20 раз. Поле абсолютных масс $C_{орг}$ (Богданов, 1980; Богданов, Левитан, 1980; Романкевич, 1977), наоборот, более контрастно, чем поле первичной продукции: максимальные и минимальные значения отличаются в

открытом океане больше чем в 300 раз, а при учете фаций лавинной седиментации максимальные величины могут превышать минимальные в тысячи и десятки тысяч раз, главным образом за счет вариаций скоростей осадконакопления.

Влияние скоростей осадконакопления на концентрацию $C_{орг}$ имеет двойственный характер: с одной стороны, высокие скорости накопления терригенного, вулканогенного или биогенного материала приводят к рассеиванию (разбавлению) поступающего на дно органического вещества, а с другой стороны, они способствуют быстрому захоронению, преодолению барьера вода — осадок. Несмотря на эффект разбавления, концентрация $C_{орг}$ в осадках океана связана прямой зависимостью со скоростями осадконакопления (Heath et al., 1977), а в первую очередь — со скоростями накопления тонкого глинистого вещества. Это подтверждается сходством распределения концентрации $C_{орг}$ и скоростей осадконакопления, а также прямой корреляцией между этими величинами, выявленной статистической обработкой данных глубоководного бурения (Троцюк, 1979).

Еще более тесная связь обнаруживается между скоростями осадконакопления и абсолютными массами $C_{орг}$, т.е. после снятия эффекта разбавления. Если зависимость концентрации $C_{орг}$ от скоростей осадконакопления четко проявлена в основном в приконтинентальных фациях, то абсолютные массы чувствительны также к колебаниям скоростей осадконакопления в пелагической области, при малых вариациях концентрации. Именно этим, а не прямым влиянием длины пути ко дну можно объяснить показанную Ю.А. Богдановым (1980) связь повышенных значений абсолютных масс $C_{орг}$ в пелагической области Тихого океана с относительно менее глубоководными карбонатными осадками. Ю.А. Богданов (1980) выявил также тесную связь со скоростью осадконакопления коэффициента захоронения $C_{орг}$ (доли захороненного в осадках $C_{орг}$ от его количества, достигшего дна), причем плотность этой связи увеличивается в сторону больших значений скоростей, т.е. от пелагической области к приконтинентальной.

На меридиональном фациальном профиле через экваториальную продуктивную зону (рис. 16) видно, что, несмотря на большой разброс величин первичной продукции, повышенным ее значениям, приуроченным к экваториальной дивергенции, соответствует максимум абсолютных масс $C_{орг}$, тогда как низкая биопродуктивность в центре южного субтропического круговорота течений (в "океанской пустыне") отражается в минимальных абсолютных массах $C_{орг}$.

Зависимость концентрации и абсолютных масс $C_{орг}$ от первичной продукции можно, таким образом, использовать для восстановления палеопродуктивности океанов прошлого, но только с учетом влияния скоростей осадконакопления. Один из вариантов количественной связи между этими величинами выражается эмпирической формулой (Müller, 1979)

$$C = (0,003 \cdot S \cdot 0,3 r) / P (1-f),$$

где C — концентрация $C_{орг}$, r — величина первичной продукции;

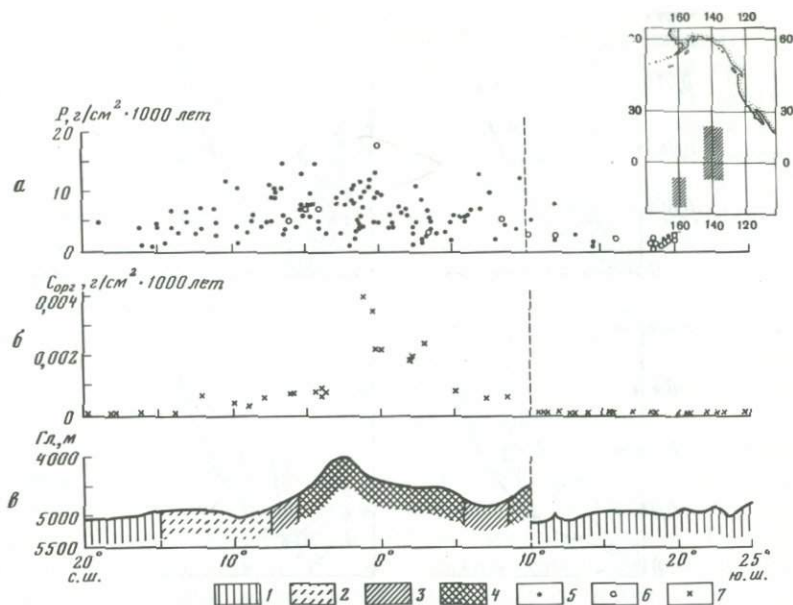


Рис. 16. Меридиональный фациальный профиль через экваториальную зону Тихого океана по 140°з.д. (левая часть), и Южную котловину по 160°з.д. (правая часть). График над профилем (В) — точки фактических определений первичной продукции (а) и абсолютных масс $C_{орг}$ (б) в меридиональных полосах, положение которых показано на врезке (справа наверху)

1 — эвпелагические глины; 2 — кремнисто-глинистые радиоляриевые илы; 3 — кремнисто-глинисто-известковые (кремнисто-мергельные) илы (30—70% $CaCO_3$); 4 — известковые фораминиферо-кокколитовые илы (> 70% $CaCO_3$); 5 — определения первичной продукции на борту судна; 6 — определения первичной продукции in situ; 7 — абсолютные массы $C_{орг}$ (средние для четвертичных отложений)

S — скорость осадконакопления; P — плотность влажного осадка, f — пористость.

Связь планктоногенного органического вещества осадков с абсолютной глубиной в открытом океане, за пределами мелководий, довольно слабая. На номограмме Ю.А. Богданова и др. (1981), построенной для пелагической области Тихого океана, линии равных величин абсолютных масс $C_{орг}$ показывают зависимость от глубины только до 1000 м, а далее идут почти параллельно оси глубин, контролируемые целиком вариациями первичной продукции. Еще менее выражена зависимость $C_{орг}$ от глубины в глубоководных фациях приконтинентальной области, где высокие скорости накопления и большие коэффициенты захоронения наблюдаются у подножий склонов, на глубине 4—5 км, а в глубоководных жёлобах — до 7—10 км.

В.Е. Васильева (1987) провела, на основании большого массива данных по первичной продукции $C_{орг}$ (более 3000 определений), концентрации $C_{орг}$ в осадках и его абсолютных масс (более 400 точек), статистический анализ накопления $C_{орг}$ в семи главных литолого-фациальных типах четвертичных осадков Тихого океана. В резуль-

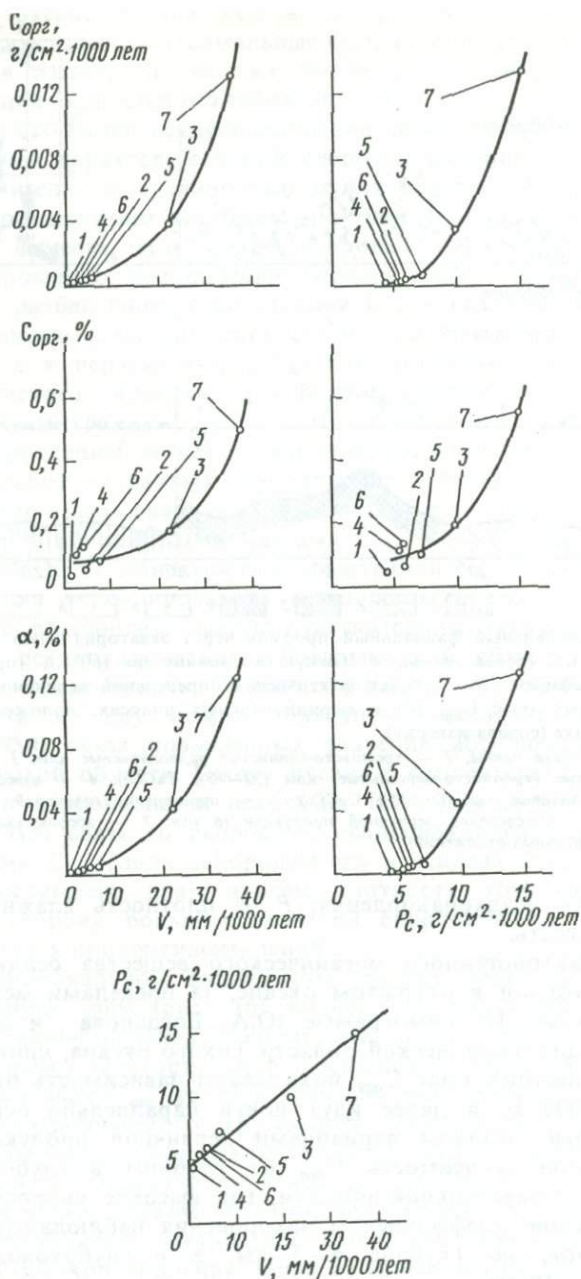


Рис. 17. Средние величины параметров накопления органического углерода для различных типов осадков; $C_{орг}$ — содержание органического углерода в последиагенетическом слое осадков; α — коэффициент аккумуляции, равный процентному отношению величин абсолютных масс $C_{орг}$ к P_c ; v — скорость осадконакопления; P_c — величина первичной продукции фитопланктона на поверхности океана (Васильева, 1987).

тате установлено, что средние величины всех изученных параметров — абсолютных масс, концентрации и коэффициента аккумуляции $C_{орг}$ (отношения абсолютных масс к первичной продукции в сопоставимых единицах — граммах на квадратный сантиметр в 1000 лет) связаны со скоростями осадконакопления и с первичной продукцией нелинейной зависимостью (рис. 17), тогда как между абсолютными массами $C_{орг}$ и скоростями осадконакопления существует прямая (линейная) зависимость. Характеристики захоронения органического вещества в типичных пелагических осадках, отличающихся низкими скоростями накопления (менее 10 мм/1000 лет), близки между собой и по величине значительно ниже соответствующих параметров для гемипелагических глинистых осадков приконтинентальной области. Карбонатные пелагические и гемипелагические осадки с высокими скоростями накопления (более 10 мм/1000 лет) занимают промежуточное положение.

Помимо планктоногенного, в океанских осадках приконтинентальных фаций присутствует, иногда в заметных количествах, аллохтонное органическое вещество наземного происхождения — споры, пыльца, обрывки растительной ткани, смоляные тельца. По наблюдениям автора, видимые под оптическим микроскопом фрагменты растительной ткани встречаются чаще всего в приконтинентальных фациях гумидных зон, особенно экваториальной, причем практически на любых глубинах, вплоть до ультраабиссальных и на значительном расстоянии от берегов (во всяком случае до нескольких сотен километров). Широко распространено аллохтонное органическое вещество также в древних приконтинентальных отложениях, вскрытых глубоководным бурением (Боголюбова, Тимофеев, 1978; Мурдмаа, Михина, 1979; Kvenvolden, 1978).

Гидрогенные компоненты

В эту условно выделяемую группу обычно относят формы элементов, для которых предполагается транспортировка, хотя бы частично, в растворенном виде и хемогенное выпадение из растворов (на дне или в водной толще). Сейчас установлено, что в миграции и осаждении многих (если не всех) элементов этой группы участвуют биологические процессы, но в отличие от типичных биогенных компонентов роль химических процессов здесь всегда существенна.

Подвижные формы *железа* и *марганца*, служащие сорбентами для многих растворенных микроэлементов, встречаются в океанских осадках в виде аморфных оксигидратов или аутигенных минералов, связи которых с определенными фаціальными условиями были рассмотрены в минералогическом разделе данной главы. Здесь упо-

←
Типы осадков: 1 — эвпелагические глины; 2 — карбонатные илы ($v < 10$ мм/1000 лет); 3 — карбонатные илы ($v \geq 10$ мм/1000 лет); 4 — кремнисто-глинистые (радиоляриевые) илы; 5 — глинисто-карбонатные (мергельные) илы; 6 — миопелагические глины; 7 — гемипелагические глины

мяну только о некоторых чертах глобального (мегафациального) распределения их концентраций и абсолютных масс.

Уже первые карты распространения валовых содержаний Fe и Mn для океанских бассейнов (Скорнякова 1964, 1970) выявили увеличение их концентраций в пелагических осадках по сравнению с приконтинентальными (гемипелагическими) осадками такого же гранулометрического состава (после пересчета на бескарбонатно-бескремнистое вещество). Было показано, что обогащение абиогенной фракции пелагических осадков Mn обусловлено целиком, а Fe — большей частью подвижными (гидрогенными) формами этих элементов. Повышение концентрации Fe (более 5%) и Mn (более 0,2%) в поверхностном слое осадков можно, таким образом, считать признаком пелагических фаций. Внутри пелагической области (вне эксталяционного влияния) концентрации Fe и Mn связаны обратной зависимостью со скоростями осадконакопления, достигая максимальных значений в эпелагических глинах.

Очень низкое содержание Mn (обычно менее 0,05%) характеризует восстановительные условия раннего диагенеза в приконтинентальных фациях, где Mn в двухвалентной форме выносятся из осадков. Этот признак, как показывает изучение кернов бурения, сохраняется и в ископаемых приконтинентальных фациях вплоть до меловых и позднюрских (Мурдмаа и др., 1979а; Murdmaa et al., 1978, 1979а, 1980а,б). В условиях сравнительно пониженных скоростей приконтинентального (гемипелагического) осадконакопления на поверхности осадков формируется окислительный слой, который может обогащаться марганцем за счет диагенетической миграции его снизу, из восстановленной зоны. Концентрация Mn может достигать 1% и более. На границе окисленного и восстановленного слоев нередко возникает реакционная зона с резко повышенным содержанием гидроокислов Fe и Mn. Такие окисленные слои могут сохраняться в ископаемом состоянии, особенно в условиях пульсационной седиментации.

Аномально высокие концентрации Fe и Mn в пересчете на бескарбонатное вещество или по отношению к Al (больше 1) и Ti (больше 25) характеризуют фации металлоносных осадков активных срединно-океанских хребтов (Скорнякова, 1964; Vostgröm, Peterson, 1969; Лисицын и др., 1976; Страхов, 1976). Величины концентраций и отношений, а также характер их изменения сенсорны к интенсивности поставки рудных компонентов эксталяциями, которая в свою очередь зависит от скоростей спрединга, а также к фациальным условиям осадкообразования.

Микроэлементы осадков и конкреций, сорбированные гидроокислами Fe и Mn из морской или иловой воды, связаны с сорбентами — носителями корреляционной зависимостью (Скорнякова, 1976а, 1986) и вместе с ними образуют характерные для пелагических мегафаций геохимические ассоциации. Для других гидрогенных микроэлементов (например, урана) установлена связь с восстановительными условиями приконтинентальной области, с органическим веществом и фосфором (Батурин, 1975).

Литогенные компоненты

Алюмосиликатная составляющая осадков (за исключением аутигенных алюмосиликатов) отражает природу литогенного, т.е. поступающего в виде твердых терригенных, вулканогенных или эдафогенных частиц, материала осадков. В целом состав ее мало чувствителен к меняющимся фаціальным условиям, хотя в отдельных случаях специфичность источника поступления бывает решающей при распознавании фаций.

Содержание кремнезема в обломочном и глинистом материале осадков, особенно по отношению к Al, несет информацию о питающих провинциях. Повышение содержания SiO_2 абиогенного и отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (больше 3,5) связано почти исключительно с обломочными компонентами — кварцем и кислым вулканическим стеклом. Увеличение содержания полевых шпатов также отражается на повышении содержания SiO_2 , но понижает отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Глинистое вещество большинства океанских осадков характеризуется почти постоянной величиной отношения — около 3,3—2,5, реже до 4.

Понижение содержания SiO_2 и величины отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ связано с присутствием базальтового вулканокластического материала или продуктов его вторичного преобразования (Мурдмаа и др., 1979а) и может служить дополнительным критерием распознавания соответствующих фаций (табл. 5). Особенно низко содержание SiO_2 в эдафогенных отложениях с гипербазитовым (серпентинитовым) комплексом минералов, резко выделяющихся по высокому содержанию магнезия (MgO более 20%).

Информативным является отношение Al/Ti [Boström, 1976; Murdmaa et al., 1980а,б), позволяющее различить три исходных компонента осадков даже в случае существенных вторичных преобразований, а именно: терригенное глинистое (величина отношения около 20), океанское базальтовое (менее 10) и кислое островодужное (более 25) вещество.

Таблица 5

Характерные отношения элементов для некоторых литолого-фаціальных типов океанских осадков и их компонентов (пределы)

Тип осадка	SiO_2	Al	Fe	Fe
	Al_2O_3	Ti	Ti	Al
Гемипелагическая глина	3,4—4	18—24	10—15	0,5—0,7
Кремнисто-глинистый (диатомовый) ил	5—10	18—24	10—15	0,5—0,7
Витрокластическая тефра	4,5—6	30—40	10—15	0,1—0,2
Базальтовый гиалокластит	2,5—3	6—9	2,5—7	0,9—1,5
Эвпелагическая аутигенная глина	3—3,5	10—15	10—20	0,6—1,5
Металлоносный ил срединного хребта	4—20	6—15	>20	>2

Геохимические ассоциации

Подобно минеральным комплексам, рассмотренным выше, химические компоненты (элементы, соединения) осадков значительно более информативны в фациальном смысле, если рассматривать их не в отдельности, а в виде геохимических ассоциаций. Попытка выявления таких фациально значимых геохимических ассоциаций была сделана Е.М. Емельяновым (1980) для современных осадков бассейна Атлантического океана. Он сгруппировал элементы по их родству с основными источниками осадочного материала, используя полученные ассоциации при характеристике выделенных им седиментационных провинций, т.е. крупных фациальных комплексов.

Приведу несколько примеров. Высокое содержание в осадках сапропелевого органического вещества в сочетании с биогенным кремнеземом (диатомовыми), фосфатами, ураном характеризует фациальные комплексы шельфовых апвеллингов (Батурин, 1975, 1978). Ассоциация повышенных концентраций гидроокислов Mn, Fe (как рассеянных в осадках, так и в конкреционных формах) с Ni, Cu, Co при пониженных величинах отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и малых концентрациях $C_{\text{орг}}$ — признак фаций эвпелагических глин. Повышенное содержание Fe (общего) в ассоциации с Ti, Cr при низких величинах отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и особенно Al/Ti характерно для фаций шельфов и склонов вулканических островов. Геохимические ассоциации использованы ниже при описании фаций наряду с другими признаками.

Изотопы

Изотопный состав элементов широко используется при исследовании процессов океанского седиментогенеза. Соотношения одних изотопов (S, C, H, Pb, He и др.) служат индикатором источников этих элементов, соотношения других (O, S) указывают на температуру, при которой происходило их связывание в минералах, по третьим определяют абсолютный возраст осадочных образований, скорости их накопления, возраст обломочных минералов в составе терригенного материала осадков. Связь этих характеристик осадочного процесса с фациями и предопределяет возможность использования изотопов в фациальном анализе. Так, палеотемпературный анализ с помощью ^{18}O в составе биогенного CaCO_3 позволяет распознавать фации разных климатических зон; по отношениям изотопов серы можно выявить влияние гидротермальной поставки сульфидов.

ФАУНА И ФЛОРА

Микрофоссилии

Микрофоссилии несут фациальную информацию двоякого рода: во-первых, будучи осадкообразующими компонентами, они являются индикаторами процессов и условий биогенного осадкообразования; во-вторых, через видовой состав сообществ (танатоценозов) фа-

ции "запоминают" условия обитания организмов — в поверхностных (планктон) или в придонных (бентос) водах. Индикаторами фациальных условий служат, с одной стороны, количественные показатели — число экземпляров организмов данной группы (в расчете на единицу массы осадка) и характерные отношения между группами (планктонными и бентосными фораминиферами, радиоляриями, птероподами), а с другой — состав танатоценозов, соотношение в них различных таксонов, ареалы таксонов, связь их с теми или иными экологическими характеристиками среды обитания. Самостоятельное значение как фациальный признак имеет степень сохранности скелетных остатков организмов, выраженная через соотношение устойчивых и неустойчивых к растворению видов, либо выявленная прямо по форме зерен или по соотношению целых форм и детрита. Сказанное иллюстрируется примерами выделения фаций по степени растворения кремнистых и известковых форм.

Планктон. Наиболее богатую информацию для фациального анализа и палеоокеанологических реконструкций содержат при современном состоянии изученности планктонные фораминиферы, диатомеи, радиолярии и кокколитофориды; меньше известно о связи с условиями среды обитания птеропод, остракод, силикофлагеллят, динофлагеллят. Танатоценозы планктонных организмов, с теми или иными искажениями отражающие их биоценозы, вносят в фациальные системы информацию об условиях в поверхностных слоях вод океана.

Ареалы распространения видов и танатоценозы всех главных групп микроорганизмов в современных осадках отчетливо связаны с климатической зональностью, а в первую очередь с полем температуры поверхностных вод. Выделены холодноводные и тепловодные виды, а также био- и танатоценозы, характеризующие определенные широтные (биогеографические) зоны (Беляева, 1969; Жузе и др., 1969). Чувствительность видового состава сообществ планктонных организмов к температуре (термосенсорность) определяет возможность их использования в качестве критерия распознавания климатических зон и свойственных этим зонам типов водных масс.

Разработаны методы палеотемпературного анализа по разным группам планктонных микроорганизмов, применимые для восстановления палеоклимата не только четвертичного времени, но и более древних эпох. К таким относится, например, метод М.С. Бараша, использующий в качестве индикатора температур танатоценозы планктонных фораминифер.

М.С. Бараш и Н.С. Блюм (1974) составили температурный ряд, в котором виды расположены в зависимости от их температурных диапазонов обитания в поверхностных водах. Виды с близкими диапазонами температур обитания объединены в климатические группы. Процентные соотношения климатических групп в танатоценозах на дне отражают (с точностью до $\pm 2^\circ\text{C}$) среднегодовую температуру поверхностных вод, что позволяет использовать этот пара-

метр для палеотемпературного анализа. Путем применения статистической обработки данных удалось формализовать метод и распространить его на всю пелагическую область Мирового океана (Иванова, 1983). Типы танатоценозов фораминифер и соответствующие им диапазоны температур характеризуют климатические зоны и ареалы распространения определенных типов поверхностных водных масс (Бараш, 1981).

С.Б. Кругликова (1981) предложила изящный метод восстановления условий палеосреды по соотношению таксонов радиолярий высокого ранга. Она показала на материале из современного океана, что количественное соотношение трех подотрядов радиолярий — циртоидей, ларкоидей и дискоидей — в танатоценозах современных осадков отражает с большой степенью достоверности температуру, соленость и плотность поверхностных вод океана (коэффициент корреляции этих параметров с относительным содержанием циртоидей колеблется в пределах 0,75—0,77). Благодаря использованию долгоживущих таксонов высокого ранга предложенный метод применим для палеоклиматического анализа по крайней мере в пределах кайнозоя, а вероятно, и в мезозое.

Помимо изучения отдельных групп микроорганизмов с точки зрения отражения ими температур поверхностных вод, сделаны попытки совместного анализа комплексов всех групп (Molfino et al., 1982) с целью палеоокеанологических реконструкций. Именно такой комплексный подход позволяет извлечь из микропалеонтологических данных наиболее полную информацию о фациальных условиях.

То, что биогеографические зоны планктона связаны не просто с определенными условными интервалами температуры, а с водными массами и структурами вод, приводит к связи биоценозов и танатоценозов с другими параметрами водных масс — соленостью, плотностью, содержанием кислорода, а также с первичной продукцией. Соответствующие фациальные переходы, выраженные в смене комплексов микрофауны и микрофлоры, отражают поэтому не только градиенты поля температуры, но также полей солености и других параметров (Murdmaa, Ivanova, 1985).

Самостоятельным фациальным признаком является численность (число экземпляров в единице массы осадка) отдельных групп микрофоссилий. Численность целых форм скелетных образований зависит от трех главных факторов: продукции, разрушения (растворения или дробления) в ходе седиментации и разбавления инородным материалом. Изучение изменений в составе танатоценозов в сочетании с методом абсолютных масс позволяет различить эффект каждого из этих факторов и использовать численность как показатель соответствующих фациальных условий. За пределами области интенсивного терригенного разбавления численность кремнистых скелетов радиолярий и диатомей отражает поле их продукции, тогда как численность карбонатных раковин фораминифер или птеропод контролируется зависящими от глубины уровнями растворения. На фоне общих закономерностей в опре-

деленных фациальных обстановках наблюдаются аномалии численности, обусловленные процессами механической сортировки частиц при перемыве придонными течениями или турбидными потоками. Так, в турбидитах даже глубже КГК можно наблюдать высокую численность раковин планктонных фораминифер.

Во всех группах микроорганизмов установлена различная устойчивость разных видов (и более крупных таксонов) к растворению, что приводит к резкому искажению видового состава и соотношения видов в танатоценозах по сравнению с породившими их биоценозами. По мере растворения видовой состав танатоценозов становится беднее за счет исчезновения менее устойчивых видов и в нем проявляется тенденция доминирования одного или нескольких наиболее устойчивых видов. Одновременно убывает численность целых форм по отношению к детриту, что далеко не всегда сопровождается соответствующим уменьшением процентного содержания данного биогенного компонента (CaCO_3 или аморфного кремнезема) в составе осадков.

Преимущественное растворение одной группы организмов приводит к относительному обогащению осадков другими, более устойчивыми. Например, растворение раковин фораминифер ниже КГК обогащает осадки радиоляриями (в расчете на единицу массы). Изменение количественных соотношений разных групп в процессах единой биогеографической зоны служит поэтому показателем растворения одной из них, что можно использовать для распознавания фаций в рядах растворения. Так, в обусловленном глубиной ряду растворения CaCO_3 разные фации характеризуются различными отношениями планктонных и бентосных фораминифер (Бурмистрова, Беляева, 1980, 1981; Беляева, Бурмистрова, 1984; Williams et al., 1985a), а в экваториальной зоне для распознавания фаций в этом ряду можно пользоваться отношением чисел фораминифер и радиолярий.

Кроме растворения, состав наблюдаемых в осадках компонентов микрофоссилий зависит, иногда существенно, от процессов переотложения, которое в силу различий гидравлической крупности остатков разных групп и видов микроорганизмов также имеет избирательный характер.

Индикатором придонных условий служат *бентосные фораминиферы*, раковины которых (секреционные или агглютинированные) сохраняются в осадках на месте обитания. Микробентос *in situ* нужно четко отличать от переотложенного, который, естественно, отражает фациальные условия не на месте осаждения, а там, откуда поступает перенесенный материал.

Сообщества бентосных фораминифер чувствительны к глубине (батисенсорны), а также к обилию пищи, насыщенности CaCO_3 и к кислородному режиму придонных вод (Саидова, Бурмистрова, 1980). Четко различаются абиссальные танатоценозы, представленные только агглютинирующими фораминиферами, и менее глубоководные (выше КГК) сообщества, в составе которых существенную, а обычно резко преобладающую роль играют секреционные

(известковые) формы. Среди последних отчетливо выделяются мелко-водные (шельфовые) фауны.

Внутри этих главных глубинных уровней фауна бентосных фораминифер обнаруживает батисенсорность более дробного порядка, обусловленную ограниченностью глубинных интервалов обитания (стенобатностью) видов, родов и более крупных таксонов, а также изменением с глубиной их количественных соотношений в составе биоценозов. Хотя абсолютные глубины обитания сообществ (таксоценозов по Х.М. Саидовой, 1976) далеко не универсальны для всего Мирового океана, относительная последовательность их смены с изменением глубины в пределах отдельных регионов и фациальных рядов довольно выдержанная, что позволяет использовать этот фаунистический признак для реконструкции палеорельефа.

Правда, такие реконструкции не достаточно убедительны, пока не выяснено, какой фактор среды контролирует вертикальное распределение таксонов: гидростатическое давление (т.е. собственно глубина) и зависящее от него содержание в водах CO_2 или стратифицированная структура водной толщи, т.е. совокупность свойств водных масс, омывающих дно на определенных интервалах глубин.

Численность раковин бентосных фораминифер в осадках зависит, с одной стороны, от плотности заселения ими поверхности дна и от скорости репродукции живых популяций, а с другой стороны, от разбавления при захоронении, т.е. от скорости осадконакопления. Разобраться в относительной роли каждого из этих факторов помогает изучение соотношения живых и мертвых фораминифер в разных фациальных условиях (Саидова, 1976; Хусид, 1979). Плотность заселения живых популяций зависит от трофического фактора — обилия органического вещества на поверхности осадка и в придонном слое. Количественно богатые биоценозы отражают эвтрофные условия обитания. Суммарная высокая численность раковин и аномально большое количество видов при малой доле живых организмов свидетельствуют о дополнительном накоплении их в результате перемива. Высокая численность немногих видов при малой доле живых отражает условия пониженных скоростей осадконакопления (пассивной концентрации).

Уменьшение численности раковин за счет разбавления терригенным материалом показала на примерах приконтинентальной области Индийского океана И.И. Бурмистрова (1979). В этой же работе она пишет, что уменьшение численности секреторных бентосных фораминифер от вершин подводных хребтов к подножиям в пелагической области связано не с уменьшением плотности живых популяций, а с увеличением скорости осадконакопления за счет перемива.

Макробентос

Донная фауна всегда считалась одним из важнейших признаков фации, который позволяет уверенно восстанавливать палеогеографическую обстановку прошлого в силу чувствительности организмов и их ассоциаций (биоценозов) к среде обитания, а значит, и к

условиям осадконакопления. Но богатая фауна с хорошо развитыми минеральными скелетными формами, сохраняющимися в осадках, обитает в основном на мелководьях. С увеличением глубины, на континентальных склонах и особенно при переходе к глубоководным областям открытого океана, бентос резко обедняется как качественно, так и количественно (по биомассе). Особенно резко уменьшается количество организмов с сохраняющимися в ископаемом состоянии скелетными образованиями, так что большинство глубоководных отложений оказываются по макробентосу практически "немыми". Если биомасса бентоса на шельфах достигает килограммов, а то и десятков килограммов на квадратный метр, причем в основном за счет организмов с известковыми раковинами, то большая часть глубоководных областей характеризуется биомассами менее 10 г/м^2 , а в обширных районах открытого океана они в среднем меньше 1 г/м^2 и даже меньше $0,1 \text{ г/м}^2$ (Соколова, 1976) при явном преобладании мягкотелых организмов, не имеющих минеральных скелетов.

Распределение биомасс бентоса и состав сообществ подчинены тем же трем видам зональности — широтной, циркумконтинентальной и вертикальной, как и осадкообразование. Современные представления о вертикальной зональности донной макрофауны в океане — от шельфа до абиссальных глубин — сведены в работе Н.Г. Виноградовой (1977).

Сублитораль как фаунистическая зона приурочена в основном к континентальному шельфу и нижняя ее граница может смещаться в связи с различной глубиной края шельфа, а также — с проникновением сублиторальной фауны местами на верхнюю часть континентального склона. "Сублиторальная зона населена чрезвычайно разнообразной фауной и флорой, четко отграниченной по своему составу на видовом уровне... от более глубокой батинальной зоны" (Виноградова, 1977, с. 182). Именно в этой зоне обитает наибольшее количество форм, обладающих сохраняющимися в ископаемом состоянии минеральными (прежде всего карбонатными) скелетными образованиями или раковинами. По сути дела, только сублиторальный (и литоральный) макробентос может сохранить в ископаемом состоянии не только отдельные, в биологической структуре живых сообществ нередко случайные формы, но и образы самих сообществ, их структуру и даже некоторые количественные показатели биоценозов. Особенно тесно связана с абсолютной глубиной верхняя подзона сублиторали, где донное население зависит от освещенности. Прежде всего это относится к водорослям, наличие которых является одним из наиболее надежных признаков мелководных фаций. К верхней сублиторали относятся биоценозы коралловых рифов, также связанных с освещенностью и аэрацией вод.

Гидробиологические данные, таким образом, подтверждают давно известную истину, что количественно богатая и разнообразная скелетная фауна является признаком мелководных условий, а отсутствие остатков донной фауны может свидетельствовать о глубо-

ководности, хотя известны и шельфовые фации с бедной фауной. Но для установления по фауне мелководности фаций важно убедиться, что фаунистические остатки находятся *in situ* на месте обитания организмов. В океане очень широко развиты процессы переотложения остатков фауны с малых глубин на большие, вплоть до абиссальных и ультраабиссальных. Автор неоднократно наблюдал скелетные остатки мелководной фауны и флоры в современных глубоководных осадках континентальных и островных склонов, в турбидитах абиссальных равнин. Мелководный кораллово-водорослевый детрит покрывает склоны коралловых атоллов и барьерных рифов до глубин 1—2 км, а в виде примеси встречается и гораздо глубже (Лисицын, Петелин, 1967; Лисицын и др. 1979). Переотложенный мелководный известковый детрит (ракушечный, кораллово-водорослевый) обнаружен в глубоководных турбидитах и склоновых отложениях гравитационных потоков во многих скважинах океанского бурения (Мурдмаа, Михина, 1979; Benson, Sheridan et al., 1978). Очевидно, что переотложенная фауна не отражает ни глубины, ни других параметров среды на месте осаждения и захоронения, а свидетельствует лишь о соседстве мелководного источника и о самом факте переноса.

Батиальная фаунистическая зона сменяет сублиторальную, как правило, непосредственно за краем шельфа, что выражается в резкой смене состава фауны. Именно как циркумконтинентальную зону, приуроченную к континентальному склону (а не как абстрактный интервал глубин), рассматривал ее Л.А. Зенкевич (1973). Для батиальной зоны известны специфические виды брахиопод, морских перьев, двустворчатых моллюсков и др. Выявлено общее закономерное уменьшение обилия фауны с глубиной от богатой по биомассам верхней батиаля (до десятков грамм на квадратный метр) до бедной в подзоне нижней батиаля (десятые доли грамма на квадратный метр). В фауне явно доминируют мягкотелые формы и захороненные в осадках скелетные остатки не отражают состав живых сообществ. Пожалуй, единственным исключением являются биоценозы с доминированием кремневых губок, которые в отдельных районах, на склонах Антарктиды (Лисицын, 1966а) или в Охотском море (Петелин, 1954), не только четко фиксируются в осадках, но являются существенным источником осадочного материала. Приурочены эти биоценозы, как правило, к верхней батиаля.

Из особенностей абиссальной фауны (3—6 км) Н.Г. Виноградова (1977) выделяет прежде всего большую монотонность условий обитания и ограниченность пищевых ресурсов, что находит отражение в малом числе видов и общей количественной бедности донного населения. Биомасса абиссального макробентоса выше 1 г/м^2 , только в высокопродуктивных приконтинентальных районах, в открытых пространствах северной и южной умеренных зон она составляет $0,1—1 \text{ г/м}^2$, а в олиготрофных центральных районах падает до $0,05 \text{ г/м}^2$ и меньше. На глубинах более 3 км обитает не более 1,5—3,5% от общего числа видов морской фауны, но представлены почти все крупные группы беспозвоночных. По числу видов на первом месте

стоят иглокожие, а среди последних — голотурии, морские звезды, офиуры. На втором месте — полихеты и ракообразные, как и глубоководные иглокожие, они практически не оставляют минеральных остатков в осадках. Редко встречаются двустворчатые моллюски. Абиссаль в целом четко отграничена от вышележащих зон только на видовом уровне. Отряды, семейства и даже роды в большинстве общие с более мелководными зонами. Из захороняющихся в осадках стенобатные абиссальные виды губок составляют 87%, погонофор—84, гастропод—62, пеллеципод—60, криноидей—50, брахиопод—36% (Виноградова, 1977).

Весьма специфична донная фауна глубоководных желобов, которую, за немногими исключениями, можно считать фауной ультраабиссальных глубин (более 6 км). Ее эндемизм на видовом уровне составляет около 60%, глубже 9 км — 88%, а из числа видов, найденных глубже 10 км, ни один не известен с глубин менее 6 км. Резко преобладают узкостенобатные виды. Эндемизм на родовом уровне составляет около 12% (26 родов беспозвоночных), а из семейств эндемичны только 2. Очень характерно качественное обеднение фауны при переходе от абиссали к ультраабиссали: из 36 классов, обитающих в абиссали на глубину 6—7 км, проникают 32, а глубже 10 км — только 8, среди них гастроподы и двустворчатые моллюски, раковины которых могут сохраняться в ископаемом состоянии. Большинство кишечнополостных, мшанки, морские ежи не характерны для этих глубин, а известковые губки и брахиоподы вообще не найдены (Беляев, 1977).

Биогеографические исследования показали, что ареалы видов донной фауны шельфов и склонов открытого океана контролируются среди различных физико-химических параметров в первую очередь температурой вод (Нейман, 1977), а следовательно, они сенсорны к климатическим зонам (поясам). Установлено, во-вторых, что в верхних горизонтах бентали сгущения границ ареалов видов, т.е. естественные биогеографические границы, совпадают с границами гидрологических структур (фронтальными зонами). Отсюда следует, что фронтальные зоны могут найти отражение в фациальных переходах, связанных с изменениями фауны.

С увеличением глубины, при переходе от шельфа к континентальному склону и далее к абиссали, широтная зональность фауны ослабевает, что прямо связано со сглаживанием зональных различий в температуре водных масс у дна. Но сохраняется и прослеживается вплоть до максимальных глубин зональность по различиям продуктивности. Трофический фактор становится ведущим.

Наиболее тесную связь с фациальными системами обнаруживают не статистически усредненные зоны или зоогеографическая зональность ареалов видов, а трофическая структура донного населения. В характере питания сообществ бентоса как бы сфокусированы те экологические условия их обитания, которые одновременно являются фациальными условиями осадкообразования. Это прежде всего количество и качество органического вещества, поступающего на дно, динамика придонных вод, контролирующая его осаждение или удер-

живание во взвешенном состоянии и скорости осадконакопления, определяющие темпы захоронения и условия преобразования органического вещества. Стройную концепцию трофической структуры бентоса, связанной с условиями осадконакопления, разработала М.Н. Соколова (1986). На возможность использования трофических группировок донной фауны в качестве признаков современных фаций впервые обращалось внимание в работах по Курильскому району (Мурдмаа, 1961, 1962), а затем трофический принцип был использован для показа фауны на литолого-фациальной карте последнеледниковья морей СССР (Атлас литолого-палеогеографических карт..., 1967). Тесное взаимопроникновение идей трофической организации донного населения и фациального анализа современного осадкообразования в океане оказалось плодотворным для обоих научных направлений и продолжает успешно развиваться (Соколова, 1977, 1986; Мурдмаа, 19796).

В общем случае условия для преобладания сестонофагов (питающихся взвешенным в придонной воде органическим детритом) возникают, когда высокая подвижность вод препятствует устойчивому осаждению тонких глинистых частиц, а вместе с ними и частиц органического детрита на дно, т.е. на грубозернистых осадках и скалистом дне. Наоборот, условия для преобладания детритофагов (питающихся органическим веществом осадков) возникают, когда на данном участке дна происходит устойчивое, притом достаточно быстрое осаждение тонкозернистого материала и органического детрита (Соколова, 1960).

Но эта общая закономерность, связывающая трофические зоны бентоса с литодинамикой и фациями, действует в полной мере лишь в эвтрофных условиях достаточно обильной пищи. В исключительно бедных по пищевым ресурсам глубоководных олиготрофных областях, пространственно и генетически сопряженных с пелагическими фациями, даже в условиях малой подвижности придонных вод и осаждения тончайших глинистых фракций, обстановка неблагоприятна для развития детритофагов, особенно илоедов: слишком ничтожно количество осевшего на дно, а тем более захороненного органического вещества. Здесь относительно (при общих малых биомассах) доминируют сестонофаги (Соколова, 1977, 1986).

А.П. Кузнецов (1970, 1974) выявил связь трофических зон шельфов высоких и умеренных широт с динамикой придонных вод и соответственно с обусловленными гидродинамикой фациальными изменениями. Схема чередования трофических зон на широком плоском шельфе в эвтрофных условиях показана на рис. 18 (Кузнецов, Нейман, 1977). Она прямо связана с фациальной зональностью шельфа благодаря сенсорности как трофических, так и фациальных зон к одним и тем же гидро- и литодинамическим факторам. На рис. 18 видно, как по мере суживания шельфа и возрастания крутизны уклона дна сокращаются и последовательно выпадают зоны детритофагов, сначала глотающих, а затем и собирающих, вплоть до шельфов, целиком занятых зоной преобладания сестонофагов.

В олиготрофных условиях, возникающих в случае покрытия шель-

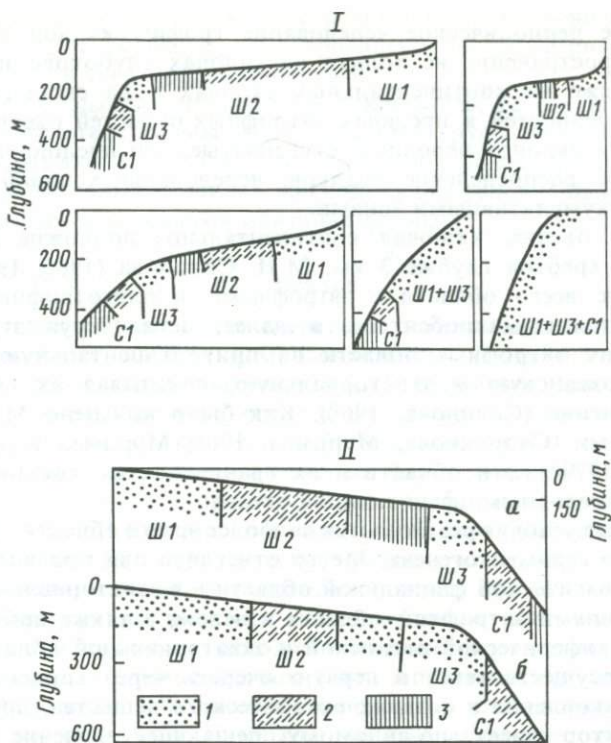


Рис. 18. Схемы трофической зональности шельфов разной ширины и крутизны (I); на широком плоском шельфе (II) в эвтрофных (а) и олиготрофных (б) условиях (Кузнецов, Нейман, 1977, с дополнениями автора)

Зоны преобладания: 1 — сестонофагов; 2 — собирающих детритофагов; 3 — глотающих детритофагов. Фации: Ш1 — волновой зоны; Ш2 — среднего шельфа; Ш3 — бровки шельфа; С1 — верхней части склона

фов малопродуктивными водами субтропических широт (Восточно-Китайское море, Большой Австралийский залив), характер трофической структуры меняется: расширяются зоны сестонофагов, сокращается зона собирающих детритофагов и исчезает зона глотающих, развитию которой препятствует малое количество захороняющегося в осадках кормового органического детрита (Кузнецов, Нейман, 1977). Связь с гидродинамической активностью и процессами механической седиментации при этом сохраняется, выражаясь в преобладании сестонофагов на краю шельфа.

Сопряженность трофических группировок бентоса со склоновыми фациями установила впервые на примере склонов глубоководных желобов М.Н. Соколова (1956). Она показала, что обнаруженное на склоне желобов многократно повторяющееся чередование трофических зон имеет определенную связь со ступенчатым поперечным профилем склона (с чередованием выпуклых относительно пологих и вогнутых участков), с соответствующим чередованием зон аккумуляции и размыва осадков.

Подобное периодическое чередование трофических зон имеет широкое распространение не только на склонах глубоководных желобов, но также на континентальных склонах и на склонах подводных возвышенностей в пределах эвтрофных областей океана, всюду, где профили склонов неровные, ступенчатые, что предопределяет неравномерное распределение осадков, чередование условий "неотложения" с аккумулятивными зонами.

На ложе океана, включая континентальное подножие и склоны подводных хребтов глубже 3 км, М.Н. Соколова (1965, 1977) выделяет прежде всего области с эвтрофными и олиготрофными условиями обитания макробентоса, а далее, детализируя эту общую схему, делит эвтрофные области на приконтинентальную, периферическую океанскую и экваториальную, показывая их глобальное распространение (Соколова, 1968). Как было выяснено М.Н. Соколовой и нами (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа и др., 1976; Мурдмаа, 1979), эти области и их границы тесно связаны с главными глубоководными фациями дна океана.

Эвтрофные условия реализуются наиболее ярко в областях приконтинентального седиментогенеза. Менее отчетливо они проявлены на периферии пелагической фациальной области и в экваториальном поясе. Связь с фациями эвтрофной области в целом, а также приконтинентальной, периферической океанской и экваториальной областей в отдельности осуществляется в первую очередь через концентрацию и скорости накопления в осадках органического вещества, причем последний фактор имеет, по-видимому, решающее значение. Приконтинентальная эвтрофная область отличается от океанической большей степенью приуроченности к ней детритофагов, большими биомассами макробентоса и более крупными размерами организмов.

"Олиготрофные условия возникают при минимальном поступлении на дно органического вещества, разлагающегося главным образом на поверхности осадка и захороняющегося в глубоко преобразованном недееспособном состоянии" (Соколова 1986, с. 24). В олиготрофных условиях, как показала М.Н. Соколова, наиболее эффективным оказывается питание взвешенным органическим веществом и в меньшей степени — осевшим детритом с самой поверхностной пленки осадков. Это предопределяет относительное доминирование сестонофагов (при весьма низких биомассах), а во вторую очередь — детритофагов, питающихся с поверхности осадков. Безвыборочно заглатывающие грунт детритофаги редки или отсутствуют, ибо пищевая ценность захороненного органического вещества близка к нулю.

Трофические группировки макробентоса проявляют связь не только с крупнейшими фациальными областями абиссали океана, но и с фациями, приуроченными к формам рельефа разного масштаба и отличающимися локальными особенностями процессов осадконакопления. Так, среди эвтрофной океанической области на вершинах и склонах подводных гор и хребтов развиты "острова" богатой фауны с преобладанием сестонофагов, а в аккумулятивных шлейфах у подножий склонов внутри олиготрофных областей местами обитают нехарактерные для них детритофаги. Мозаичное, но тесно свя-

занное с рельефом и фациями распределение двух трофических группировок бентоса особенно ярко проявлено на периферии пелагической области и в экваториальном поясе.

В итоге выясняется, что донная макрофауна, ее следы в осадках, а также отсутствие фауны или отдельных групп донных животных могут сохранить в ископаемом состоянии разнообразную информацию о фациальных условиях, поскольку эти условия прямо или косвенно являются и условиями обитания фауны.

Нектон

Поддающиеся диагностике скелетные остатки нектонных организмов в океанских осадках немногочисленны. Сюда относятся зубы рыб, слуховые косточки китообразных (отолиты), клювы кальмаров, весьма редки находки ростров дельфинов и других диагностируемых фрагментов скелетов рыб или млекопитающих. Относительно повышенная концентрация этих фаунистических остатков характеризует, с одной стороны, фации зон исключительно высокой биологической продуктивности вод, особенно прибрежных апвеллингов, а с другой — пелагические фации предельно низких (близких к нулевым) скоростей осадконакопления, где возможна их пассивная концентрация вместе с неопределимым костным детритом.

В последнем случае происходит смешение фаун разного возраста. Так, например, в поверхностном слое эпипелагических глин Тихого океана обнаружены зубы акул миоценового и плиоценового возраста (Беляев, Гликман, 1970). Глубоководные пелагические скопления остатков нектонной фауны характеризуются полным отсутствием мелководного бентоса; как правило, они встречаются в бескарбонатных пелагических глинах, где отсутствуют карбонатные и редки кремнистые микрофоссилии. Зубы и кости в этих условиях обычно служат ядрами железо-марганцевых конкреций. В разрезах такие скопления должны отражать стратиграфические перерывы (условия нулевой седиментации).

Возможности использования таксономического состава нектонной фауны в целях фациального анализа пока не ясны, вероятно, они реальны лишь при изучении мелководных фаций.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Скорость накопления осадков как количественный интегральный показатель интенсивности процессов седиментогенеза является важнейшим параметром океанских фациальных систем разных уровней — от мегафациальных областей до элементарных фаций. Широкое использование этого параметра в океанской литологии стало возможным благодаря развитию за последние десятилетия хроностратиграфических методов изучения разрезов, вскрытых грунтовыми трубками, а затем глубоководным бурением. Сама же идея о важности количественного учета распределения осадочного вещества в пространстве и времени при решении задач фациального анализа была высказана еще А.Д. Архангельским. Н.М. Страхов (1954,

1960) разработал метод абсолютных масс отдельных компонентов осадков и первый успешно применил его для анализа современного морского осадконакопления.

В настоящее время изучение скоростей осадконакопления и рассчитанных по ним абсолютных масс компонентов — важнейший инструмент исследования океанского седиментогенеза (Лисицын, 1974, 1978) и его истории (Геологическая история океана, 1980). Скорости осадконакопления (неточно называемые скоростями седиментации) являются одним из стандартных параметров, определяемых при изучении разрезов в скважинах глубоководного бурения.

Расчет скорости осадконакопления (измеряемой по наращиванию мощности за единицу времени) производится по установленным тем или иным стратиграфическим методом интервалам времени. Естественно, что разрешающая способность такого расчета зависит в первую очередь от детальности и надежности хроностратиграфического расчленения разрезов. Но даже детальные хроностратиграфические шкалы дают лишь усредненное представление о ходе аккумуляции осадков за длительный (в масштабе физического времени) промежуток. Эта средняя величина приближается к истинной скорости накопления осадков в данной точке только в случае равномерной седиментации и весьма далека от нее при пульсационном характере процесса. Она не учитывает перерывов, которые могут встречаться внутри данного стратиграфического интервала.

При анализе процессов аккумуляции в конкретных фациальных обстановках поэтому важно отличить средние скорости осадконакопления для стратиграфических интервалов (измеряемые в единицах Б — миллиметры в тысячу лет или метры в миллион лет) от физических скоростей нарастания осадочного тела. Различие между этими величинами тем больше, чем резче выражена неравномерность осадконакопления. Максимально оно в генетических типах отложений гравитационных потоков, а также в вулканитах, где каждый акт аккумуляции протекает в масштабе геологического времени практически мгновенно и разделен от следующего несоизмеримо более долгим промежутком, в течение которого данная динамическая форма аккумуляции вообще не действует. Средние скорости осадконакопления, как правило, не связаны с физическими скоростями этих мгновенных процессов и отражают лишь суммарный объем осадочного материала, накопившегося в результате многократных актов аккумуляции.

С другой стороны, средние скорости относятся к уже фиксированным в разрезах геологическим телам, тогда как измеряемые при изучении современных процессов физические скорости накопления наносов характеризуют еще не устоявшееся подвижное состояние системы, где наряду с истинными геологическими телами образуются эфемерные формы, не переходящие в ископаемое состояние и не влияющие на суммарные скорости накопления осадочных толщ.

Средние для изучаемого стратиграфического интервала скорости осадконакопления зависят от суммарного поступления абиогенного (обломочного и глинистого) материала, от продукции биогенного ма-

териала, от гидродинамических и физико-химических условий осаждения и захоронения. Такая многофакторность затрудняет однозначную генетическую интерпретацию измеряемых величин скоростей. Но в сочетании с другими фаціальными признаками этот параметр является важнейшей характеристикой фаціальных систем, для многих из них он служит основным системообразующим признаком.

Так, существенное различие скоростей осадконакопления, а особенно абсолютных масс терригенного материала, считается одним из основных критериев выделения приконтинентальной и пелагической мегафаціальных областей (Arrhenius, 1964; Мурдмаа, 1979а, б). Внутри пелагической области по скоростям осадконакопления и абсолютным массам биогенных компонентов выделяются широтные зоны, отражающие структуру поля биологической продуктивности вод и поля взвеси (Лисицын, 1974, 1978; Богданов, 1980; Мурдмаа 1979б). Приконтинентальная область делится на подобласти с резко различающейся интенсивностью осадконакопления, контролируемой прежде всего поставкой терригенного материала. Именно по скоростям осадконакопления обособляются фаціальные комплексы областей лавинной седиментации (Лисицын, 1982).

Величины скоростей позднечетвертичного осадконакопления в открытом океане, закартированные А.П. Лисицыным (1974), варьируют в широких пределах от менее 1 (включая нулевые) до более 100 мм/1000 лет, а в приконтинентальных областях лавинной седиментации они достигают тысяч и даже десятков тысяч единиц Б. Глобальное поле скоростей подчиняется циркумконтинентальной и широтной зональности седиментогенеза.

На фоне глобальной зональности при более детальном изучении обнаруживается сложная неравномерная картина распространения масс осадочного материала и скоростей его накопления, связанная с придонными условиями осаждения и захоронения.

Даже в ареалах высоких фоновых величин поступления осадочного вещества имеются фации, характеризующиеся ограниченной седиментацией, а также участки полного отсутствия аккумуляции (неотложения) и эрозии дна. Наоборот, в пелагической области низких фоновых величин скоростей осадконакопления имеются локальные участки относительно интенсивной аккумуляции, например шлейфы у подножий подводных возвышенностей, локальные бассейны накопления турбидитов или отложений придонных течений. Как показали исследования абсолютных масс голоценовых осадков в Атлантическом океане (Блажишин, 1980), в бассейнах на флангах срединного хребта абсолютные массы карбонатных осадков местами превышают 175 г/см^2 , тогда как обычные "фоновые" величины составляют не более 30 г/см^2 , а в большинстве случаев значительно меньше.

**ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ (ГЕНЕТИЧЕСКИЕ) ТИПЫ
ОКЕАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Понятием "генетический тип отложений", введенным в русскую геологическую литературу А.П. Павловым, широко пользуются главным образом при описании континентальных отложений (Шанцер, 1966). Принципы выделения и основы систематики генетических типов морских отложений разработаны В.Т. Фроловым (1973, 1984), подход которого, однако, несколько отличен от принятого А.П. Павловым и Е.В. Шанцером. В.Т. Фролов (1973, с. 315) выделяет генетические типы и их группы как "проявления какой-либо одной динамической формы аккумуляции...", но наряду с динамикой аккумуляции в понятие "генетический тип" внесено также представление о генезисе осадочного вещества (хемогенно-биогенный и вулканогенно-осадочный ряды). Не оспаривая такой подход, я все же считаю, что для морских отложений необходим термин, отражающий именно динамику аккумуляции в узком смысле слова, вне зависимости от способа формирования осадочных частиц. Поскольку термин "генетический тип отложений" в понимании В.Т. Фролова уже употребляется, а к тому же близкий по звучанию термин "генетический тип осадков" имеет совершенно иное содержание, я предлагаю ввести понятие "литодинамический тип" (отложений, процесса аккумуляции). Под литодинамикой понимается здесь совокупность процессов транспортировки и фиксации на дне твердого осадочного вещества (частиц или масс осадка).

Литодинамические типы отражают, таким образом, различные способы механического перемещения твердого осадочного вещества в системе седиментогенеза под действием энергии гравитации (потенциальной) энергии масс, находящихся на разных гипсометрических уровнях, в том числе энергии рельефа), гидродинамических, аэродинамических, криодинамических (ледовых) процессов, а также энергии вулканических извержений (механической, тепловой) и кинетической энергии живых организмов (биотурбации, биофильтрации). Каждый литодинамический тип характеризуется своей спецификой движения твердого осадочного вещества и относится к определенному виду потока (способа транспортировки). Потоки осадочного материала представляют собой функционально целостные динамические системы, включающие поступление материала из источника (например, твердый сток рек, генерация частиц в биогенных процессах, выброс пирокластического материала вулканами), его перенос определенным динамическим агентом и фиксация на дне в виде осадка.

Вопрос о взаимоотношении литодинамических типов отложений (как и генетических типов) с фациями не решен однозначно. В данной работе эти взаимоотношения истолковываются следующим образом. Как было изложено в гл. I, фациальные системы объединяются по признаку латеральной (площадной) литологической и генетической однородности разновозрастных отложений. В формиро-

вании облика осадков (т.е. фации в буквальном смысле слова) могут участвовать один или несколько наложенных друг на друга литодинамических типов отложений, иначе говоря — потоков осадочного материала. При этом поток в одних случаях (на высших уровнях организации фациальных систем) укладывается целиком (от источника до места осаждения) в пределы одной фациальной единицы, а в других элементы потока находятся в разных фациях. Так, например, терригенный турбидный поток проходит от края шельфа через подводный каньон до глубоководного конуса выноса континентального подножия и далее растекается по абиссальной равнине, отлагая дистальные турбидиты. Весь путь потока проходит в пределах приконтинентальной мегафации, а отложения потока представлены целым рядом макрофаций (шельф — континентальный склон — континентальное подножие — абиссальная равнина) и мезофаций (проксимальных и дистальных турбидитов, а также "фаций размыва" и резидуальных грубообломочных отложений дна каньона). При этом в фациях каньона и конуса выноса турбидиты сочетаются с отложениями различных гравитационных потоков, а в фациях абиссальной равнины — с гемипелагитами и нефелоидитами.

Выделение и интерпретация литодинамических типов отложений осложняется разнообразными явлениями трансформации порождающих их потоков. Термин "трансформация потока" был предложен Фишером (Fisher, 1983, 1984) для обозначения внутренних преобразований гравитационных потоков высокой плотности из ламинарных в турбулентные и обратно. Этот же термин применим для необратимого перехода подводных оползней или обвалов в гравитационные или турбидные потоки. Возможно и более широкое применение понятия. Так, при срыве оползня или движении гравитационного потока вниз по склону наряду с генерацией турбидного потока возникают разреженные облака мутной воды, поднимающиеся силами турбулентности и медленно перемещающиеся придонными течениями в сторону от направления турбидного потока. Образуется нефелоидный поток взвеси, отложения которого здесь предлагается именовать нефелоидитами. Сам же переход от одного вида движения осадочного материала к другому следует отнести к трансформациям потоков. Трансформацией можно назвать также подхват вертикального пелагического "снегопада" частиц придонными течениями с образованием латерального (адвективного) потока биогенной взвеси. По сути дела, трансформацией является и образование придонного нефелоидного слоя за счет взмучивания осадков роющими бентосными организмами (трансформация биомеханического движения в гидродинамическое).

Трансформации находят отражение в структурно-текстурных изменениях осадков, а часто и в формах их залегания. В большинстве случаев связанные с трансформациями фациальные изменения имеют резкий, скачкообразный характер, свидетельствуя о качественной перестройке динамики потока. Например, трансформация преимущественно ламинарного грязекаменного потока в турбулентный турбидный поток выражена в смене (как вертикальной, так и лате-

ральной) массивных несортированных грубообломочных толщ маломощными градационными слоями хорошо сортированных мелкозернистых осадков (Fisher, 1984).

Классификация литодинамических типов отложений должна строиться на основе типизации порождающих их потоков, с учетом возможности и естественной последовательности трансформаций. В первом приближении все потоки твердого осадочного материала делятся на вертикальные, или седиментационные, и латеральные (перемещение субпараллельно дну). Между ними имеется ряд промежуточных видов, а с другой стороны, осуществляются скачкообразные трансформации.

ОТЛОЖЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПОТОКОВ

Вертикальные седиментационные потоки — осаждение частиц, обладающих отрицательной плавучестью; по закону Стокса, они могут в чистом виде существовать только в неподвижной воде. В реальном океане строго вертикальное падение частиц практически повсеместно нарушается турбулентностью и латеральными движениями вод, причем вертикальная (направленная вверх) составляющая турбулентности уменьшает суммарную скорость осаждения совокупности частиц, а течения отклоняют их в сторону. Эти отклонения от закона Стокса сказываются тем сильнее, чем меньше гидравлическая крупность частиц. Подсчитано и доказано лабораторными экспериментами, что тонкие глинистые частицы, а также кокколиты и мелкие ажурные створки диатомей в глубоком океане при измеренных скоростях течений и величинах турбулентности вообще не должны доходить до дна (Кеннетт, 1987). Это противоречит как самому факту накопления на дне океана тонкозернистых осадков (вплоть до глин с преобладанием частиц мельче 1 мкм), так и картине распределения ареалов танатоценозов нанопланктонных организмов, близко соответствующей ареалам их биоценозов в поверхностных водах. Парадокс был разрешен открытием механизма биофильтрационной садки тонкозернистого материала в составе фекальных пеллет, являющихся продуктами жизнедеятельности зоопланктонных организмов. Идею такого механизма высказал еще в начале нашего века Ломанн (Lohmann, 1902). Идея эта, однако, была затем забыта и возродилась в 70-е годы благодаря работам Хонджо (Honjo, 1976, 1977) и ряда других исследователей (Лисицын, 1978, 1982; Кеннетт, 1987). К настоящему времени надежно установлено, в том числе путем прямых измерений потоков осаждающихся частиц с помощью седиментационных ловушек, что подавляющее большинство тонкодисперсного (мельче 10 мкм) материала осаждается в океане путем биофильтрации. По данным Хонджо (Honjo, 1976), в северной части Тихого океана 92% кокколитов, продуцируемых в поверхностных водах, попадает на глубины в несколько тысяч метров в составе фекальных пеллет зоопланктона.

Биофильтрационный (пеллетный) механизм значительно ускоряет осаждение тонкодисперсной взвеси, предотвращая существенные от-

клонения пелагического потока от вертикали и препятствуя растворению мелких биогенных частиц (особенно кокколитов и органического детрита) на пути ко дну. Наряду с пеллетами в состав вертикальных седиментационных потоков входят относительно крупные (крупнее 50 мкм) биогенные частицы, прежде всего кальцитовые раковины планктонных фораминифер, скелеты радиолярий, а также раковины птеропод, крупные створки диатомей и некоторые другие. Мощность этих потоков (т.е. скорость поступления осадочного материала на единицу площади дна) зависит от скорости продуцирования пеллет и крупных биогенных частиц в верхних слоях водной толщи, а также от продукции тонкодисперсного биогенного материала фитопланктоном (т.е. от первичной продукции) и в какой-то мере от концентрации терригенной взвеси. Роль последнего фактора достоверно не установлена, но, судя по прямой корреляции между первичной продукцией и интенсивностью потока осаждающихся частиц, измеряемой с помощью седиментационных ловушек (Betzer et al., 1984), она невелика, по крайней мере, в пелагических областях океана.

Вертикальные пелагические седиментационные потоки создают два основных, сходных между собой литодинамических типа отложений — пелагиты и гемипелагиты, а кроме того, образуют (универсальный) "пелагический фон" при формировании других типов отложений. Гемипелагиты отличаются от пелагитов главным образом по количественным показателям (скоростям осадконакопления и абсолютным массам всех основных компонентов), о чем сказано подробнее в последующих главах настоящей работы. Но, по-видимому, имеются и качественные отличия в характере порождающих их потоков. Если сравнительно маломощные пелагические потоки практически целиком биогенные, то в состав более мощных гемипелагических потоков входит какое-то количество терригенной взвеси, осаждающейся "частица за частицей" через водную толщу, минуя биофильтрационный пеллетный механизм.

Реальность механизма прямого осаждения терригенной взвеси доказана для шельфовых фаций, где таким путем отлагается основная масса силта и пелита. При формировании глубоководных гемипелагитов существенную роль может играть взвесь глубинных и придонных "облаков" мутной воды, осаждающаяся без участия биофильтрации. Некоторое количество тонкой глинистой взвеси может пройти всю толщу вод — от поверхности до дна — за счет нисходящих ветвей турбулентных вихрей разного масштаба и опускания вод (даунвеллинг). Здесь уместно заметить, что приведенные выше соображения о невозможности механического осаждения очень мелких частиц через многокилометровую толщу подвижных океанских вод, на мой взгляд, не совсем корректны. Во-первых, при турбулентном перемешивании равновероятны движения воды вверх (поддерживающие частицы во взвешенном состоянии) и вниз ("заталкивающие" частицы на глубину), а отрицательная плавучесть частиц, пусть даже небольшая, увеличивает вероятность их суммарного нисходящего движения. Во-вторых, при горизонтальном переносе течениями из-за той же от-

рицательной плавучести траектории частиц будут несколько отклоняться вниз от горизонтали, а вероятность перехода взвешенных частиц из потока через нижнюю его границу в более глубинные слои воды (или на дно) не будет равна нулю. Следовательно, путь легкой глинистой частицы с поверхности океана до дна будет весьма длительным, но когда-нибудь завершится осаждением, даже без вмешательства биофильтрационного фактора.

Типичные пелагиты и гемипелагиты залегают на дне в виде плаща, облегающего неровности подстилающего рельефа. Они обладают первично массивной текстурой при условии равномерности седиментационного потока либо горизонтальной слоистостью разного масштаба, обусловленной изменениями интенсивности потока или состава входящих в него частиц (см. гл. III). Поскольку изменения седиментационных потоков, как правило, медленные, слоистость получается нечеткая, размазанная. Широко развиты вторичная гомогенизация осадков биотурбацией, а также текстуры ходов роющих организмов. Исключение составляют гемипелагиты некоторых зон апвеллингов, где в условиях высоких скоростей осадконакопления и резких осцилляций биопродуктивности может возникать сезонная или многолетняя микрослойчатость.

Такая микрослойчатость (типа варв) наблюдалась нами в плейстоценовых талассиотриковых диатомовых илах Японского моря. Известна она и в кремнистых гемипелагитах Калифорнийского залива. По мнению некоторых исследователей, к сезонной или многолетней относится также микрослойчатость нижнемеловых гемипелагитических известняков и мергелей северо-западной части Атлантического океана (см. рис. 7).

По механизму накопления и структурно-текстурным характеристикам к гемипелагитам близки нефелоидиты, которые образуются путем механического осаждения взвеси из разбавленных суспензий (нефелоидных слоев), движущихся в виде диффузных "облаков" в потоках глубинных и придонных течений или висящих над дном в неподвижных водах. Нефелоидные (мутные) слои, установленные путем гидрооптических измерений, наблюдений с подводных аппаратов или изучения взвеси, имеют в океане довольно широкое распространение, но о механизмах переноса и осаждения ими взвешенного материала известно мало. Поэтому нефелоидиты выделены в особый литодинамический тип сугубо предположительно, исходя из факта существования нефелоидных "облаков", содержащих значительные массы тонкодисперсного взвешенного осадочного материала.

Нефелоидные слои возникают в результате взмучивания осадков придонными гидродинамическими процессами (волнами, течениями) оползнями, гравитационными потоками, биотурбацией, или при выносе в море потоков мутных вод из устьев рек, эстуариев, временных водотоков, а также при выпадении тонкого, устойчиво удерживаемого во взвешенном состоянии, вулканического пепла. По-видимому, слои повышенной мутности вод могут образоваться и путем распада фекальных пеллет (Honjo, 1976) или усиленного осаждения биогенной взвеси. Осаждающиеся из этих слоев нефелоидиты явля-

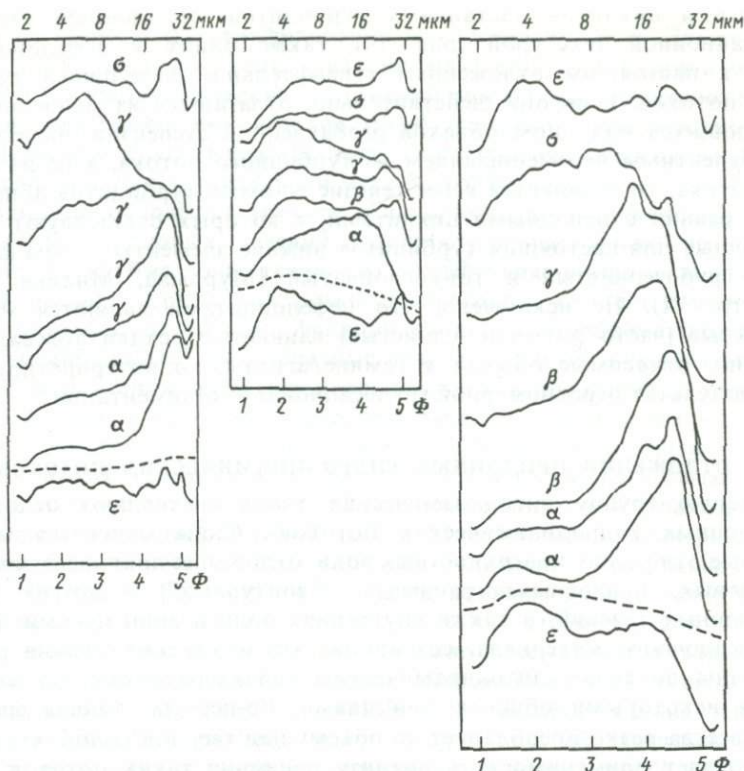


Рис. 19. Результаты гранулометрического анализа эоценовых биогенно-кремнистых турбидитов северо-западной Атлантики с помощью счетчика Култера (McCave, 1979)

Шкала диаметра частиц в микрометрах (вверху) и фи-единицах (внизу). Каждая проба характеризуется 0,5–1 см. Показано три циклита. Греческими буквами обозначены элементы циклита: α — массивный грубозернистый; β — тонкослойчатый; γ — однородный тонкозернистый; δ — тонкозернистый с текстурой биотурбации; ζ — гемипелагический. Сдвиг пиков в сторону тонких фракций отражает градационную текстуру. Гемипелагические прослои между циклитами (ζ) выделяются худшей сортировкой. Пунктир — основание циклита

ются разновидностью гемипелагитов или пелагитов. Возможно, что к нефелоидитам относятся широко распространенные в тропических поясах океанов этмодискусские илы, механизм накопления которых до сих пор не выяснен.

Требуется дальнейшего изучения вопрос о роли нефелоидитов в накоплении контуритов и дистальных турбидитов. Так, тонкозернистые (глинистые, силтово-глинистые) отложения придонных "контурных" течений, образующие громадные аккумулятивные валы ("внешние хребты") на континентальном подножии атлантической континентальной окраины Северной Америки (Мурдма, Михина, 1979; Hollister, Ewing et al., 1972), сформировались, скорее всего, путем переноса и осаднения взвеси из нефелоидных "облаков", переносимых придонными течениями. Верхние однородные тонкозернистые

элементы циклитов дистальных турбидитов, обладающие скрытой градационной текстурой (рис. 19), также ближе к нефелоидитам, чем к настоящим отложениям стремительно движущихся турбидных потоков. Если они, действительно, отлагаются из медленно растекающихся над дном облаков разбавленной суспензии, вынесенной турбулентным перемешиванием из турбидного потока, а не из самого потока, то становится яснее генезис мнимых турбидитов абиссальных равнин с неполными циклитами, в которых отсутствуют столь типичные для настоящих турбидитов нижние элементы — градационный грубозернистый и тонкослойчатый (Мурдмаа, Михина, 1979; см. гл. VI). Не исключено, что нефелоидитами являются многие слоистые (часто ритмично-слоистые) глинистые осадки абиссальных равнин, относимые обычно к гемипелагитам, но интерпретируемые как результат неравномерной (пульсационной) седиментации.

ОТЛОЖЕНИЯ ПРИДОННЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

Вторую группу литодинамических типов составляют отложения придонных гидродинамических потоков¹. Сюда относятся мелко-водные отложения поверхностных волн, отложения приливо-отливных, волновых, придонных пограничных ("контурных") и других видов придонных течений, а также внутренних волн и волн цунами. Потоки осадочного материала, создающие эти отложения, весьма разнообразны по своим литодинамическим характеристикам, но отличаются некоторыми общими свойствами. Во-первых, водная среда в них всегда резко преобладает по объему над твердой фазой, что предопределяет применимость к анализу движения таких потоков законов гидродинамики ньютоновских жидкостей. Во-вторых, придонные гидродинамические потоки осадочного материала (в отличие от потоков взвеси в водной толще) не теряют на всем своем пути непосредственной связи с дном, включая динамическое взаимодействие и обмен веществом (осаждение, повторное взмучивание, эрозия). В-третьих, как вытекает из самого определения, свойства отложений гидродинамических потоков отражают характер порождающих их гидродинамических процессов и позволяют восстанавливать придонную гидродинамическую ситуацию на месте осаждения.

Изучением процессов переноса и осаждения частиц в придонных гидродинамических потоках (иногда их неудачно называют "гидрогенными" процессами) занимается особый раздел морской геофизики — литодинамика (Лонгинов, 1973). К настоящему времени хорошо изучены прибрежные и шельфовые отложения этой группы, включая динамику их формирования, структурно-текстурные особенности и геоморфологические аспекты. На эту тему имеется обширная литература, даже краткий обзор которой занял бы слишком много места. Гораздо меньше известно о глубоководных гидродинамических процессах придонного переноса и осаждения осадочного материала, хотя сам факт их существования установлен давно, прежде

¹ Д. Е. Гершанович и Б. Н. Котенов (1981) предложили для них термин "гидродинамиты".

всего по данным фотографирования дна (Зенкевич, 1970; Heezen, Hollister, 1971). Поэтому, если критерии выделения и типизация мелководных гидродинамических отложений достаточно детально разработаны (например, см.: Фролов, 1984), то среди глубоководных отложений этой группы удастся пока выделить лишь несколько основных типов, и то в значительной мере гипотетичных.

Волновые отложения (вместе с их штормовыми аналогами и отложениями волновых течений) распространены только на мелководьях, не глубже зоны активного воздействия поверхностного волнения на дно. Среди них резко доминируют хорошо сортированные, отмытые от мелких фракций пески, слагающие плащеобразные, клиновидные, валообразные тела различных аккумулятивных форм. Характерны параллельнослойчатые и косослойчатые текстуры разного типа, в том числе текстуры ряби. В подчиненном количестве встречаются тела гравийно-галечных отложений, линзы и слои более тонких (алевритовых, реже — алевритово-пелитовых) осадков. Среди современных (времени послеледниковой трансгрессии) волновых отложений пятнами или протяженными зонами распространены реликтовые и резидуальные отложения. Последние представляют собой результат вымывания волнами и течениями из реликтовых осадков (в том числе морен и ледово-морских отложений) тонких фракций, поэтому их можно рассматривать как разновидность внутри литодинамического типа волновых отложений.

Отложения приливных течений в силу распространения этих течений на большие глубины могут в принципе образоваться в любых фациальных обстановках океанов и приливных морей — от мелководных бухт до абиссальных котловин. Но более или менее достоверно отложения приливных течений установлены лишь в немногих специфических ситуациях. К таким относятся узкие заливы, эстуарии, некоторые открытые шельфы (Свифт, 1978) и проливы, в том числе глубоководные проливы островных дуг (Мурдмаа, 1971). В проливах типа Курильских приливо-отливные течения имеют четко выраженный возвратно-поступательный характер и вымывают доступный им по гидравлической крупности материал в обе стороны от порога, обычно совпадающего с горловиной пролива, где скорости течений максимальны. Аккумулятивные тела отложений приливных течений выражены в рельефе в виде пологих шлейфов, сложенных мелкозернистыми песками. На порогах формируются кровы гравийно-галечных резидуальных отложений.

Существенную, а в ряде случаев преобладающую роль играют придонные приливные течения, по всей вероятности, также в смысле тонкозернистого материала с вершин подводных возвышенностей и в образовании аккумулятивных шлейфов у их подножий. Такие шлейфы имеются почти у всех достаточно резко выделяющихся в рельефе подводных поднятий, гор и холмов как в пелагической, так и в приконтинентальной области, но динамические факторы их формирования не выяснены. Возможно, что имеет место комбинированное действие разных гидродинамических агентов — приливных и квазистационарных придонных течений, а также внутренних

волн. Поэтому глубоководные шлейфы подводных возвышенностей отнесены здесь к объединенному литодинамическому типу придонных течений (каррентитам от англ. current — течение).

В особый тип выделены контуриты — отложения омывающих подводные склоны и движущихся вдоль определенных изобат ("контурных") течений. Контуриты были впервые выделены и разносторонне изучены, в том числе с помощью глубоководного бурения, на атлантическом континентальном подножии Северной Америки (Heezen, Hollister, 1971), а затем описаны в разных районах приконтинентальной области Мирового океана. Они могут образовывать мощные (до 1—2 км) аккумулятивные валы протяженностью сотни километров, классическими примерами которых служат "внешние хребты" Блейк-Багама и Больших Антильских островов. В других случаях тела контуритов не столь внушительные, нередко вообще не выражены в формах рельефа. Для контуритов характерно переслаивание тончайших (миллиметровых) слоев хорошо отсортированного алевролита или мелкого песка с алевроитово-глинистым или глинистым илом. Количество алевроитовых слоев по отношению к основной массе ила варьирует в широких пределах. Так, в аккумулятивном вале на атлантическом континентальном подножии Северной Америки, пробуренном в 44-м рейсе "Гломар Челленджера" (Benson, Sheridan et al., 1978), мы встречали лишь по несколько прослоев на метр керна, а в тонкослойчатых илах с нижней части склона Курило-Камчатского желоба, вероятно также относящихся к контуритам, П.Л. Безруков насчитал несколько десятков слоев на 10 см колонки. На поверхности дна, сложенного контуритами, по подводным фотографиям выявлены разнообразные микроформы рельефа — валики, промоины, знаки ряби и др. (Heezen, Hollister, 1971), вариации которых связаны с изменениями скоростей контурных течений.

Перемыв осадочного материала, комбинированным действием различных видов движения придонных вод на больших глубинах представляет собой весьма широко распространенное явление, приводящее к серьезным геологическим последствиям. Внимание к нему обострилось в связи с обнаружением на дне океана бесчисленных обнажений коренных пород и дочетвертичных осадков (Безруков, 1955, 1962, 1964; Геологическая карта..., 1973; Riedel, Funnell, 1964), а затем в результате глубоководного бурения — многочисленных стратиграфических перерывов в разрезах океанских осадков любого возраста — от поздней юры до плейстоцена (Безруков 1976; Кеннетт, 1987; отчеты глубоководного бурения по проектам DSDP и IPOD). Но если перерывам посвящена обширная литература, то отложения, формирующиеся из материала, смытого придонными течениями с обнажений, пока еще мало изучены, так же как конкретные гидродинамические процессы, создающие эти отложения.

Нашими работами в пелагической области Тихого и Индийского океанов (см. гл. VII) выявлен ряд примеров глубоководных отложений придонных течений. Сюда относятся уже упомянутые здесь пологие шлейфы четвертичных пелагических глин у подножия вул-

канического массива на полигоне 6298 и радиолариевых илов у подножия гряды абиссальных холмов на полигоне 2783. Подобные шлейфы, развитые у большинства крутосклонных подводных гор и хребтов, являются результатом, с одной стороны, отклонения вертикальных седиментационных потоков придонными течениями, скорости которых над вершинами резко возрастают, а с другой — перемыва и эрозии этими же течениями накопившихся на вершинах карбонатных осадков, с последующим растворением CaCO_3 глубже КГК. Суммарное действие двух механизмов поставки материала приводит к тому, что скорости осадконакопления в шлейфе возрастают в несколько раз по сравнению с пелагическим (седиментационным) фоном, причем иногда они могут быть даже выше скоростей накопления известковых осадков на "питающих" возвышенностях. Так, например, подсчитанные на основании палеомагнитных и биостратиграфических данных в одной из колонок известковых осадков с гребня хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) скорости осадконакопления оказались в три раза меньше скоростей накопления пелагических глин у подножия этого же хребта (Мурдмаа и др., 1980).

Кроме шлейфов, отложения абиссальных придонных течений образуют раздувы слоев одновозрастных осадков на пологих склонах и на дне депрессий или линзовидные тела заполнения впадин. При высоких скоростях течений, на вершинных поверхностях, ступенях склонов подводных возвышенностей, а также в западинах и на дне глубоководных "каналов" между впадинами образуются формы перемыва и намыва осадков с четко выраженными знаками ряби и другими морфоскульптурными индикаторами течений.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ГРАВИТИТЫ)

В группу гравититов или гравитационных отложений входят подводно-оползневые, подводно-обвальные, подводно-осыпные отложения, образования, связанные с медленным сползанием осадков под действием силы тяжести (крипом) и отложения разнообразных гравитационных потоков масс осадков. В эту же группу включены турбидиты, поскольку порождающие их турбидные (суспензионные) потоки также движутся под действием силы тяжести, хотя характер движения существенно отличается от чисто гравитационного. В.Т. Фролов (1984) объединил гравититы в группу подводно-колювиальных отложений.

Есть все основания считать, что гравитационные процессы транспортировки осадочного материала, причинно обусловленные нестабильностью подводных склонов, являются главным механизмом формирования осадочных тел на континентальных окраинах и к тому же служат важным фактором рельефообразования. По оценке Эмери (см.: Кеннетт, 1987), основанной на данных сейсмопрофилирования, не менее 50% осадочной толщи атлантического континентального подножия Северной Америки подвергалось воздействию обвалов и оползней. Большую роль оползней в формировании рельефа и осадков континентального склона подчеркивали еще А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938). О ведущей роли гравитацион-

ных отложений на современных континентальных окраинах писали многие советские и зарубежные исследователи. В последние годы появляется все больше примеров ископаемых аналогов этих отложений, вплоть до самых древних докембрийских. Сейчас уже практически общепризнано, что к типичным подводно-колювиальным гравитационным отложениям следует отнести олистостромы, "дикий флиш", а также многие другие терригенные и вулканокластические субаквальные образования. Не вызывает сомнений турбидитная природа большинства (если не всех) флишевых и флишоидных формаций, как и тот факт, что турбидиты слагают основную часть осадочных тел приконтинентальных абиссальных равнин и континентальных подножий.

Безусловно, гравититы наиболее характерны для приконтинентальной области океана, где гравитационными процессами переносятся в основном массы терригенного материала, но развиты они также в пелагической области. Здесь, в условиях достаточно крутых склонов, происходит гравитационное перемещение пелагического биогенного, эдафогенного и вулканокластического материала. В депрессиях флангов срединно-океанских хребтов широко распространены довольно мощные (до 500—600 м) тела известковых биотурбидитов. В депрессиях трансформных разломов встречаются эдафогенные осыпи и турбидиты. Вулканокластические осыпи развиты в океанских рифтах (подушечные брекчии, талусы), а эдафогенные — на склонах подводных гор.

Для развития гравитационных процессов транспортировки осадочного материала, без существенного участия других агентов переноса, необходимы два главных условия: 1) достаточная потенциальная энергия гравитации, определяемая массой готовых к перемещению осадков и разностью высот (глубин) между исходной и конечной точками движения; 2) достаточный уклон дна, обеспечивающий переход потенциальной энергии масс в кинетическую. Критические величины масс и уклонов, необходимые для начала и поддержания разных видов гравитационного движения, варьируют в широких пределах в зависимости от физико-механических свойств осадочного материала.

Гравитационные процессы носят необратимый характер и приводят к передвижению осадков только сверху вниз, с меньших глубин на большие. Поэтому гравитационные потоки любого типа, так же как оползни, обвалы, крип или осыпи, не способны преодолеть геоморфологические преграды вроде подводных или надводных дамб или впадин, стоящих на их пути. Только турбидные потоки могут течь за счет инерции по субгоризонтальной поверхности абиссальных равнин и даже переваливать через невысокие пологие поднятия рельефа.

Гравитационные отложения можно расположить в ряд по степени преобразования структурно-текстурных особенностей исходного осадка и по отношению межгранулярной жидкости и твердой фазы в потоках. В одном конце ряда расположены сползающие монолиты (slides) и подводные оползни (slumps), в другом — турбидиты, пе-

реходный тип от гравититов к отложениям гидродинамических потоков. Между членами этого ряда существуют переходные разности, а по ходу движения потоки испытывают трансформации (Fisher, 1984).

В зарубежной литературе (Кеннетт, 1987) различают два вида гравитационного движения масс осадков без нарушения сплошности: скольжение (sliding) и оползание (slumping). Подводный оползень согласно такому разделению представляет собой смещение блоков осадков вниз по склону по многим дискретным вогнутым поверхностям срезания, что обуславливает поворот блока и создает наклон первоначально горизонтальных слоев в сторону склона. Нижний край оползневого тела обычно разжижается, первичные текстуры осадков разрушаются и возникают предпосылки для развития грязевого или грязекаменного потока. Крупные подводные оползни с мощностью смещенных блоков в сотни метров, особенно характерны для перегиба континентального склона от более пологой верхней части к крутой (вогнутой) нижней. Протяженность оползневых тел вдоль континентальных склонов достигает, судя по данным сейсмопрофилирования, 20—50 км, а возможно, и больше. Геоморфологически они выражены в виде ступеней и неправильных гряд. Оползни возникают чаще всего на склонах крутизной 3—9° (в среднем 3,5°), но процесс контролируется также скоростью осадконакопления: в условиях лавинной седиментации оползание происходит при уклоне 1° или меньше.

Скольжение пластин происходит в отличие от оползней по определенным четким поверхностям с минимальными внутренними деформациями осадочного тела. Между этим типом движения, напоминающим гравитационное сползание тектонических пластин в складчатых поясах, и настоящими подводными оползнями имеются, очевидно, постепенные переходы (Кеннетт, 1987).

Формирование подводных осыпей менее изучено. Основные сведения о них получены путем фотографирования дна и прямых наблюдений с обитаемых подводных аппаратов. Наиболее известны вулкано-эдафогенные глыбовые и щебнистые осыпи (талусы) у подножий уступов и в гьярах океанских рифтов, сложенные угловатыми обломками массивных базальтовых потоков и фрагментами пиллоу-лавы, с наполнителем из мелкого гиалокластического материала или пелагического известкового ила. В большинстве случаев это, по-видимому, отложения подводных камнепадов. Камнепады, а также обвалы вероятны также на уступах трансформных разломов и склонов глубоководных желобов, где в условиях повышенной сейсмичности срываются отдельные эдафогенные обломки или горные массы дезинтегрированного в результате тектонического дробления эдафогенного материала.

Иной, пока еще слабо изученный механизм приводит к образованию рассеянных дресвяно-щебнистых или глыбовых эдафогенных осыпей на покрытых пелагическими осадками склонах подводных гор, возвышенностей и сбросовых депрессий. Обломочный материал таких осыпей служит часто ядрами железо-марганцевых конкреций (в том числе гигантских глыбовых конкреций до метра в поперечни-


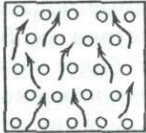
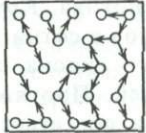
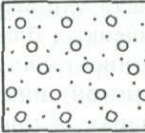
Концентрация твердой фазы	Низкая	Высокая		
Тип потока	Турбидный	Разжиженного осадка	Зерновой	Грязекаменный
Характер движения потока	Турбулентный	Преимущественно ламинарный		
Механизм поддержания частиц	Турбулентность	Подъем межгранулярной жидкости	Сталкивание частиц	Прочность тонкозернистого наполнителя
Литодинамический тип отложений	Турбидиты Дисталь-Проксимальные мальные	Песчаные покровы	Гравититы Грейниты	Дебриты
				

Рис. 20. Главные типы автокинетических (гравитационных) потоков осадков (Middleton, Hampton, 1976, с дополнениями автора)

ке). Большую роль в формировании таких осыпей играет, безусловно, медленное гравитационное сползание обломков по поверхности мягких осадков, что подтверждается наблюдениями следов сползания отдельных глыб на фотографиях дна. Но вероятно также участие процессов "выталкивания" обломков из осадков за счет упруго-пластичных сил (Горяинов, Горяинова, 1983) и при медленном сползании масс осадков, сходном с солифлюкцией.

Гравитационные потоки масс разжиженных осадков от плотных, с резким преобладанием твердой фазы, до суспензий отличаются от водных (гидродинамических) потоков тем, что наполняющая жидкость приводится в движение силой тяжести, приложенной к твердой фазе. Иначе говоря, не вода движет частицы осадка, а частицы влекут за собой межгранулярную воду (Middleton, Hampton, 1976).

Осадочные гравитационные потоки делятся на две группы (Кеннетт, 1987). Первую составляют потоки масс осадков с высокой концентрацией твердого осадочного материала, вторую — турбидные потоки (потоки суспензии). В потоках высокой плотности частицы (зерна, обломки) удерживаются за счет трех ведущих механизмов: восходящих потоков межгранулярной жидкости, столкновений зерен или сил сцепления в упругопластичном матриксе. По доминированию одного из этих механизмов различаются потоки разжиженного осадка, зерновые и грязекаменные разных вариантов (Middleton, Hampton, 1976; Lowe, 1982) (рис. 20).

В потоках разжиженного осадка (песка, алевролита) основным удерж-

живающим механизмом служит выжимание межгранулярной жидкости при гравитационном опускании зерен, что приводит к расширению рыхлого осадка до превращения его в вязкую жидкость, способную течь под действием силы тяжести даже по очень пологим склонам в виде сплошного покрова. Поток движется ламинарно и останавливается, превращаясь в осадочное тело, когда поровое давление межгранулярной жидкости становится равным гидростатическому давлению окружающей воды. Потоки разжиженных осадков наряду с зерновыми потоками действуют в верхних частях каньонов континентального склона, отлагая на дне каньона хорошо сортированный песок или гравий (Кеннетт, 1987).

Отложения зерновых потоков (грейниты) близки к отложениям описанных потоков разжиженного зернистого несвязного осадка по структурно-текстурным особенностям и условиям формирования, но отличаются по способу удержания частиц в потоке. Главную роль играет здесь дисперсионное давление, создаваемое столкновениями зерен, которое превышает тенденцию погружения зерен под собственным весом. Осаждение из зерновых потоков имеет характер внезапной остановки за счет одновременного отложения слоя толщиной в несколько зерен. Зерновые потоки могут либо действовать самостоятельно, когда они переотлагают уже заранее отмытый от тонких фракций обломочный материал — песок, гравий, мелкую гальку, вулканокластический или эдафогенный материал такой же крупности, либо сопровождать в виде нижнего ламинарного "быстрого" слоя турбулентные турбидные потоки (Fisher, 1983, 1984). Текстура отложений зерновых потоков массивная, градационная (иногда обратно-градационная) или параллельно-слоистая. Слои, отложенные отдельными потоками, маломощны, но при многократном повторении потоков могут накапливаться мощные толщи обломочных отложений, лишенных тонкозернистого наполнителя.

Грязекаменные потоки (debris flows) представляют собой гравитационное движение вниз по склону напоминающей жидкий бетон смеси с водой крупнообломочного и тонкозернистого осадочного материала, при котором зерна и обломки (вплоть до крупных глыб) удерживаются в подвешенном состоянии за счет упруго-пластичных свойств (связанности) плотной суспензии тонкозернистого материала, служащего межгранулярной жидкостью (матриком), а отчасти — за счет плавучести обломков в этой суспензии. Отложение из подводного грязекаменного потока происходит путем остановки сразу всей его массы в момент, когда убывающая с уменьшением скорости потока движущая сила гравитации больше не в состоянии преодолеть силы сцепления в массе потока. Отложения терригенных грязекаменных потоков (дебриты) и близких им субаквальных пирокластических потоков (Fisher, 1984) характеризуются отсутствием сортировки и слоистости, реже — неясной слоистостью с признаками обратной градационной текстуры ("всплывания" крупных обломков к кровле потока) (см. рис. 9). Типична луддинговая текстура. Обязательно присутствие тонкозернистого наполнителя, в качестве которого могут служить любые глубоководные осадки,

в том числе биогенные пелагические. Грязекаменные потоки могут активно двигаться даже по склонам крутизной $0,1^\circ$ и проделать путь до 700 км от вершин каньонов до континентального подножия (Кеннетт, 1987). Это, по-видимому, основной механизм образования олистостром (Fisher, 1984).

Турбидиты, впервые изученные Кьюеном (Kuenen, 19506) и интерпретированные им как отложения турбулентных гравитационных потоков суспензии, плотность которой ($1,03-1,3 \text{ г/см}^3$) несколько больше плотности окружающей воды, представляют собой наиболее широко рассмотренный в океане литодинамический тип гравитационных отложений. Динамике турбидных (мутевых, суспензионных) потоков посвящена обширная литература (см., например: Лонгинов, 1973; Кеннетт, 1987; Middleton, Hampton, 1976; Lowe, 1982), но многие вопросы, касающиеся механизма их генерации и движения, остаются до сих пор не решенными. Считают, что основным механизмом возникновения турбидных потоков является трансформация оползневых движений путем разжижения и взмучивания осадков. Но скорее всего между оползнями и турбидными потоками имеются промежуточные звенья, представленные грязекаменными и пастообразными (грязевыми) потоками (Middleton, Hampton, 1976; Fisher, 1983). Кроме того, турбидные потоки могут возникать в связи с усиленным выносом речных взвесей при сильных паводках или в результате накопления на склонах больших масс рыхлых осадков (Кеннетт, 1987); они сопровождают (и продолжают) грязекаменные и субкавальные пирокластические потоки (Fisher, 1984). Сейчас установлено, что в турбидные потоки может быть вовлечен осадочный материал любого состава и происхождения. Наряду с наиболее типичными терригенными турбидитами континентальных окраин выявлены известковые биотурбидиты подводных хребтов (прежде всего флангов срединных хребтов, см. гл. IX), кремнисто-глинистые диатомово-радиоляриевые турбидиты абиссальных равнин (см. гл. VI), эдафогенные турбидиты депрессий трансформных разломов (см. гл. IX) и туфо-турбидиты островных дуг (см. гл. VIII).

Лучше всего изученные терригенные турбидиты отлагаются из турбидных потоков, возникающих в верховьях подводных каньонов у края шельфа или на верхней части континентального склона, движущихся по дну каньонов и растекающихся на конусах абиссального подножия и далее на абиссальных равнинах по разветвленной системе каналов (долин) часто обрамленных прирусловыми валами. Выделяется четыре типичных фации таких турбидитов (Кеннетт, 1987): 1) русловых песчано-гравийно-галечных отложений; 2) проксимальных турбидитов, представленных преимущественно массивными, слабо градационными слоями относительно крупнозернистых (песчаных, гравийных) осадков с подчиненным количеством тонкозернистых прослоев; 3) собственно турбидитов с хорошо выраженной градационной текстурой, развитием циклитов Боума, с эрозионными нижними контактами и прослоями гемипелагитов или пелагитов; 4) дистальных турбидитов, наиболее удаленных от источника, представленных преимущественно тонко-

зернистыми осадками, в которых градационные и параллельно-слоистые базальные слои циклитов тонки или отсутствуют, а косо-слоистые и гомогенные члены хорошо развиты. Как уже говорилось выше, дистальные турбидиты могут в значительной степени быть нефелоидитами.

ОТЛОЖЕНИЯ С ТРАНСПОРТИРОВКОЙ НА ПЛАВУ

Перенос осадочного материала на плаву осуществляется морскими и отчасти речными льдами, айсбергами, крупными водорослями (макрофитами), оторванными от дна, в желудках морских млекопитающих (в виде гастролитов) и в виде плавающей пемзы. Некоторое значение может иметь также разнос на плаву остатков наземной растительности, особенно древесины, способной длительно сохранять плавучесть. Морские и океанские отложения, образованные в результате переноса на плаву, встречаются на любых глубинах, ибо процесс переноса связан только с поверхностными течениями и не зависит от глубины.

Наибольшее значение в данной группе имеют отложения, связанные с транспортирующей деятельностью льдов (марино-гляциальные), выделенные и разносторонне изученные А.П. Лисицыным (1978). По механизму образования следует различать грубообломочные и тонкозернистые разности этих отложений. Грубообломочный (псефитовый) материал ледового и айсбергового разноса падает на дно на месте высвобождения (таяния ледового "плота"), не подвергаясь дальнейшему переносу. Однако самостоятельный литодинамический тип ледово-морских грубообломочных отложений формируется лишь в том случае, если интенсивные придонные течения препятствуют осаждению в данном месте тонкозернистых пелагических осадков. Иначе материал ледового транспорта становится примесью в фоновых пелагитах или гемипелагитах. Грубообломочные ледово-морские отложения можно поэтому отнести к категории резидуальных. Так же обстоит дело с гравийно-галечным материалом водорослевого разноса и гастролитами.

Впаянный в лед тонкодисперсный материал ("ледниковая мука"), слагающая основную массу айсберговых терригенных осадков приантарктической ледовой зоны седиментогенеза (Лисицын, 1978), переносится, осаждается и переотлагается под действием различных гидродинамических агентов, так же как обычная терригенная взвесь. При этом возникают такие же литодинамические типы отложений, которые характерны для приконтинентальных областей неледовых климатических поясов — гемипелагиты, нефелоидиты, турбидиты, контуриты, но с примесью грубообломочного материала ледового разноса и другими фациальными признаками ледовых зон.

АВТОХТОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В океане имеется большая группа осадочных отложений, не связанных с передвижением твердого осадочного материала, а образующихся на месте путем осаждения (биогенного или хемогенного) раст-

воренных компонентов, либо путем физического или химического подводного выветривания коренных пород дна. Сюда относятся все генетические типы подводно-элювиальной группы (Фролова 1984), а кроме того, биогермы и другие находящиеся в прижизненном положении бентогенные осадки, железо-марганцевые конкреции, гальмиролититы и прочие аутигенные образования. Они представляют условия неотложения твердого осадочного материала либо из-за резкого его дефицита, либо в силу сноса придонными гидродинамическими процессами.

Глава V

ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОКЕАНА

Если считать основным критерием выделения и типизации фациальных систем процессы осадкообразования, объединяющие воедино условия среды и их продукт — осадок (о чем говорилось в гл. I), то фациальное районирование океана логично вывести из пространственных закономерностей седиментогенеза, а именно из его зональности (Мурдмаа 1979б, 1981). Крупные фациальные категории — мега- и макрофации — выделяются на основании представления о трех главных системах зональности океанского седиментогенеза: широтной, циркумконтинентальной и вертикальной, сформулированного П.Л. Безруковым (1959, 1962). Но этим еще не определены критерии районирования, в качестве которых можно использовать различные аспекты осадочного процесса, по-разному соподчиняя друг другу названные типы зональности.

Проще всего исходить из схем геоморфологического районирования, выделяя фации крупных морфоструктурных элементов океанских бассейнов — шельфов, континентальных склонов, абиссальных котловин и т.д. Это правильнее, чем попытки свести классификацию фаций к упрощенной и во многом неверной "батиметрической" схеме, используя в качестве основного критерия абсолютную глубину (фации мелководные, батимальные, абиссальные). Приуроченность определенных фаций и их комплексов к крупным формам подводного рельефа и морфоструктурам использована в данной работе для выделения макрофаций. Но в океане удастся очертить и более крупные мегафациальные категории, охватывающие сочетания морфоструктур и объединенные общностью типов седиментогенеза. Если на уровне макрофаций используются главным образом закономерности вертикальной зональности, то мегафации выделяются на основании сочетания циркумконтинентальной и широтной (климатической) зональности. Вопрос в том, как их сочетать или соподчинять.

В принципе фациальные обстановки можно выделить путем наложения (перекрещивания) глобальных климатических зон (гумидных, аридных, ледовых) на приконтинентальные (Лисицын, Левитан, 1982). П.Л. Безруков неоднократно обсуждал эту идею с автором данной работы, и в какой-то мере она вошла в наши совместные публи-

кации (Безруков, Мурдмаа, 1971, 1972). Но мы пришли к выводу, что районирование Мирового океана на основании такого "перекрещивания" зональностей не обеспечивает в ряде случаев выявления естественных системно целостных фациальных объектов. Вместо этого получается мозаика площадей, границы между которыми часто не выражены в виде четких фациальных переходов.

Глобальные климатические зоны как выражение наиболее общих свойств гипергенеза проявляются в седиментогенезе приконтинентальных и пелагических областей океанов по-разному. Широтно-зональные факторы в этих областях различны, а значит, различен и характер обусловленных ими фациальных переходов, которые не обязательно протягиваются от побережий континентов до центра океана, следуя границам климатических зон. Например, пояса высокой и низкой биологической продуктивности, приуроченные в пелагической области к определенным климатическим зонам, в значительной мере теряют эту связь у побережий континентов, где определяющим фактором седиментогенеза становится интенсивность выноса терригенного материала с континентов, связанная с климатом совершенно иначе — через мегарельеф и речную сеть континентов.

А.П. Лисицыным (1974, 1978) обоснована и детально разработана концепция климатической (широтной, географической) зональности океанского осадочного процесса, что приводит его к выводу о существовании в океане широтно вытянутых природных зон, отличающихся друг от друга большим набором факторов осадкообразования и соответствующих признаков осадков. Климатическую зональность планеты на этом принципе можно ставить в основу географического районирования океанов, выделяя широтные зоны, границами которых служат фациальные изменения, связанные с широтно-зональными факторами. Широтная зональность в той или иной степени отражена в фациях любых глубин, форм рельефа и тектонических зон океана. Но конкретные ее проявления сильно различаются, так что в одних и тех же климатических зонах развиты разнообразные литолого-фациальные типы осадков. Нередко сходство типов осадков, отдельных их признаков, а также факторов осадкообразования между широтными зонами гораздо больше, чем внутри одной зоны. Поэтому, несмотря на глобальный характер климатической зональности, мы предпочли начать фациальное районирование океана не с выделения климатических зон, а с разделения его на приконтинентальную и пелагическую мегаобласти.

Развитие идеи П.Л. Безрукова о циркумконтинентальной зональности осадкообразования (Безруков, 1962, 1964) привело нас к представлению о двух главных системах океанского седиментогенеза — приконтинентальной и пелагической (Безруков, Мурдмаа, 1971, 1972; Мурдмаа, 1979б, 1981), на которые накладывается эндогенно-осадочный процесс. По преобладанию одной из этих систем океан разделен на приконтинентальную и пелагическую области, которые рассматриваются как мегафации первого порядка, по масштабам сопоставимые с областью континентального осадкообразования, взятого в

Таблица 6
Типизация океанских фаций

Широтная зональность	Циркумконтинентальная зональность, рельеф и тектоника			
ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ (пассивных окраин):				
	<i>Шельф</i>	<i>Склон</i>	<i>Подножие</i>	<i>Абиссальная равнина</i>
Терригенный ряд умеренных и тропических широт	Обломочных, глинисто-обломочных терригенных осадков (гидродинамитов, нефелоидитов) с фациями неотложения	Обломочно-глинистых терригенных осадков (нефелонидитов, гравититов, гемипелагитов, каррентитов) с фациями эрозии и неотложения	Обломочно-глинистых, глинисто-обломочных терригенных осадков (турбидитов, гравититов, контуритов) устойчивой аккумуляции	Глинистых, обломочно-глинисто-обломочных осадков (гемипелагитов, турбидитов, нефелоидитов) устойчивой аккумуляции
Терригенный ряд ледовых зон	Обломочных, обломочно-глинистых терригенных осадков (подводно-моренных, ледово-морских, гидродинамитов)	Обломочно-глинистых, глинистых, кремнисто-глинистых терригенных осадков (ледово-морских, айсберговых, гравититов, гемипелагитов)	Обломочно-глинистых, глинистых, кремнисто-глинистых осадков (ледово-морских, айсберговых, гемипелагитов, турбидитов, гравититов, контуритов)	Глинистых, обломочно-глинистых, кремнисто-глинистых терригенных осадков (ледово-морских, айсберговых, гемипелагитов, турбидитов)
Карбонатный ряд тропических и субтропических широт	Бентогенных известковых осадков (автохтонных или перемытых) с участием хемогенных карбонатов	Планктоногенных и бентогенно-планктоногенных известковых осадков (гемипелагитов, нефелоидитов, гравититов)	Планктоногенных известковых и мергельных осадков (гемипелагитов, турбидитов, контуритов)	Планктоногенно-терригенных известково-глинистых осадков (гемипелагитов, турбидитов)
Апвеллинговый ряд аридных зон	Сапропелево-диатомовых, фосфатных, глауконитовых, бентогенно-фораминиферовых осадков (гемипелагитов, хемогенно-диагенетических образований)	Планктоногенных известковых, глауконитово-известковых и мергельных осадков (гемипелагитов, нефелонидитов, гравититов)	Фации подножия слабо выражены	Планктоногенно-терригенных известково-глинистых осадков (гемипелагитов, турбидитов)
ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ:				
	<i>Выше КГК (фациальный ряд растворения CaCO₃)</i>		<i>Ниже КГК (полное растворение CaCO₃)</i>	
Фации продуктивных умеренных (гумидных) зон	Планктоногенных известковых и мергельных осадков с биогенным SiO ₂ (пелагитов, каррентитов)		Кремнисто-глинистых и кремнистых диатомовых осадков (пелагитов, каррентитов)	
Фации продуктивной экваториальной (гумидной) зоны	Планктоногенных известковых и мергельных осадков с биогенным SiO ₂ (пелагитов, каррентитов)		Кремнисто-глинистых диатомово-радиоляриевых осадков и миопелагических глин (пелагитов, каррентитов) с железомарганцевыми конкрециями	
Фации непродуктивных субтропических (аридных) зон	Планктоногенных известковых и мергельных осадков (пелагитов, каррентитов)		Эвпелагических золых и аутигенных (цеолитовых) глин с железомарганцевыми конкрециями, миопелагических глин (пелагитов, каррентитов, автохтонных образований)	
ФАЦИИ ОКРАИННО-ОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ:				
	<i>Желоба</i>	<i>Островные дуги</i>	<i>Задуговые бассейны</i>	
Фации умеренных продуктивных (гумидных) зон	Кремнисто-глинистых, кремнисто-туффитовых, эдафогенных осадков (гравититов, гемипелагитов, турбидитов) с фациями эрозии и неотложения	Вулканокластических и вулканотерригенных осадков (гидродинамитов, пирокластитов, гравититов) с фациями неотложения	Кремнисто-глинисто-туффитовых, глинисто-туффитовых, кремнисто-глинистых терригенных, кремнистых диатомовых осадков (гемипелагитов, турбидитов)	
Фации тропических и субтропических (аридных) зон	Глинисто-туффитовых, эдафогенных осадков (гравититов, гемипелагитов, пелагитов) с фациями эрозии и неотложения	Вулканокластических, вулканотерригенных, известково-туффитовых, известковых бентогенных осадков (гидродинамитов, автохтонных, гравититов)	Известково-туффитовых, известковых планктоногенных, глинисто-туффитовых, миопелагических глинистых осадков (гемипелагитов, турбидитов, пелагитов) с участием металлоносных осадков	
Фации экваториальной продуктивной (гумидной) зоны	Кремнисто-глинистых, кремнисто-туффитовых, эдафогенных осадков (гемипелагитов, гравититов, турбидитов) с фациями эрозии и неотложения	Вулканокластических, вулканотерригенных, известково-туффитовых, известковых бентогенных осадков (гидродинамитов, автохтонных, гравититов)	Мергельно-туффитовых, глинисто-кремнисто-туффитовых, известково-глинистых терригенных осадков (гемипелагитов, нефелоидитов, турбидитов)	
ФАЦИИ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ:				
	<i>Осевой рифт</i>	<i>Фланг</i>	<i>Трансформные разломы</i>	
Фации продуктивных (гумидных) зон	Подушечных и покровных лавовых потоков, вулканокластических осипей, гидротермальных образований, известковых и известково-туффитовых осадков с биогенным SiO ₂ (эффузивов, гравититов, пелагитов)	Известковых, кремнисто-известковых, кремнисто-мергельных планктоногенных, эксгалационно-осадочных металлоносных осадков (пелагитов, биотурбидитов, каррентитов)	Эдафогенных, эдафогенно-известковых, кремнисто-известковых осадков (турбидитов, гравититов, пелагитов, каррентитов) с обнажениями глубинных пород	
Фации непродуктивных (аридных) зон	То же, но без биогенного SiO ₂	Известковых, мергельных планктоногенных, эксгалационно-осадочных металлоносных (пелагитов, биотурбидитов, каррентитов)	Эдафогенных, эдафогенно-известковых, известковых планктоногенных осадков (турбидитов, гравититов, пелагитов, каррентитов) с обнажениями глубинных пород	

целом. В обеих областях седиментогенез подчинен широтной зональности. Азональные по отношению к климату эндогенные факторы становятся с истемообразующими на границах главных литосферных плит, где под их воздействием создаются особые тектонически-зональные мегафации окраинно-океанских и срединно-океанских подвижных поясов.

Принятый в данной работе подход к типизации океанских фациальных систем, служащий основой фациального районирования современного Мирового океана, иллюстрируется табл. 6 (см. также табл. 1).

ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ И ПЕЛАГИЧЕСКАЯ МЕГАФАЦИИ

Еще на заре морской геологии было замечено коренное отличие между глубоководными осадками близких к континентам зон океанов и их открытых частей, испытывающих минимальное влияние выносимого с континентов терригенного материала. Последние получили название пелагических осадков на том основании, что слагающее их вещество продуцируется преимущественно водной толщей (пелагиалью) и обитающими в ней организмами, в то время как первые сложены главным образом продуктами денудации суши. Анализ современного осадкообразования в океанах приводит к выводу о принципиальном значении такого противопоставления для понимания всей системы океанского седиментогенеза как планетарного процесса перемещения и трансформации вещества литосферы, протекающего на 2/3 поверхности Земли, занятой водами Мирового океана.

Приконтинентальная и пелагическая области отличаются друг от друга по широкому набору фациальных признаков, параметров среды и характеристик осадочного процесса (табл. 7). Одни показатели взаимно исключают друг друга, другие меняются только по величине, но и эти количественные изменения, как правило, имеют характер качественных скачков. Особенно отчетливо различие между двумя мегафациями, если сравнивать их не вблизи границы, где системы теряют часть характерных признаков, а в районах наиболее типичных "ядер". Для приконтинентальной области — это макрофации лавинной седиментации (Лисицын, 1982), а для пелагической — макрофации эвпелагических глин и сопряженные с ними фации известковых осадков.

Переход от приконтинентальной области к пелагической представляет собой одну из важнейших фациальных границ в океане. Он затрагивает основные стороны осадочного процесса и может рассматриваться как смена одного типа (или подтипа) океанского литогенеза другим. Разумеется, такой переход не выражен в природе какой-либо резкой границей, а представляет собой развернутую зону, в которой наблюдаются не только строго однонаправленные фациальные изменения, но возможны сложные, в том числе обратные тенденции. Тем не менее многие важные показатели фациальной обстановки и признаки осадков выявляют в своем закономерном изменении от континентов к центру океана отчетливый перегиб (воз-

Таблица 7

Некоторые сравнительные характеристики глубоководных фаций бескарбонатных осадков в приконтинентальной и пелагической областях (мегафации)

Показатель	В областях	
	приконтинентальной	пелагической
Скорости осадконакопления, мм/1000 лет	> 10	< 5
Абсолютные массы:		
терригенного материала, г/см ² 1000 лет	0,5—5	0,05—0,5
$C_{орг}$, мг/см ² 1000 лет	10—60	0,1—2
Концентрация:		
$C_{орг}$, %	0,5—1	0,1—0,3
Fe, %	3—4	5—7
Mn, %	< 0,1	0,2—1
Тип раннего диагенеза	Восстановительный	Окислительный
Комплексы аутигенных минералов	Сульфидный, глауконитовый, родохрозитовый	Филлипсит-феррисмектитовый, гидроокисный
Комплексы обломочных минералов	Разнообразные (терригенные)	Бедный клинопироксеновый (эдафогенный)
Доминирующий процесс седиментации	Терригенный	Биогенный
Биомасса бентоса, г/м ²	1—10	0,05—0,1
Трофические группировки бентоса	Приконтинентальная эвтрофная	Олиготрофная, океаническая эвтрофная

растание градиентов в одной и той же сравнительно узкой переходной зоне, которую поэтому естественно считать границей между приконтинентальной и пелагической областями).

Наиболее четко и наглядно проявляется скачкообразное изменение характера раннедиагенетических оксиредукционных процессов, выражающееся в изменении цвета осадков. В приконтинентальной области (за некоторыми исключениями) в поверхностных слоях под действием микробиологического разложения реакционноспособного органического вещества создается восстановительная среда, в которой гидроокислы железа и марганца переходят в восстановленные формы, окрашивая осадок в серые, зеленоватые или голубоватые тона. Сероцветные осадки покрыты коричневым окисленным поверхностным слоем, находящимся под влиянием окислительной среды придонных вод океана. Мощность окисленного слоя колеблется от нуля до десятков сантиметров, иногда 1—2 м, в целом возрастая по мере удаления от континентов, с уменьшением скоростей осадконакопления, в первую очередь — скоростей накопления глинистого материала и органического вещества.

В пелагической области редукционная зона отсутствует и осадки окрашены в разные оттенки коричневого, красного, желтого цветов на всю мощность. Исчезновение сероцветных осадков в большинстве районов довольно резкое, иногда фиксируется с точностью до нескольких километров. По предельной границе распростра-

нения редукционной зоны производится разделение двух важнейших литолого-фациальных типов глубоководных глинистых осадков — гемипелагических (серых) и пелагических (красных) глин, а также смешанных биогенно-терригенных (мергельных, кремнисто-глинистых) и туффитовых осадков, среди которых также удается выделить гемипелагические и пелагические разности. Менее отчетливо эта граница выражена в высококарбонатных осадках, где ее нередко удается уловить только путем изучения аутигенных раннедиагенетических минералов (по наличию или отсутствию сульфидов), а также по скоростям осадконакопления и абсолютным массам органического вещества. Но пелагические карбонатные осадки без признаков редукционной зоны и повышенных скоростей осадконакопления могут встречаться и внутри приконтинентальной области, особенно на подводных возвышенностях ее периферии. В таких случаях границу пелагической области следует провести по соседним более глубоководным фациям, где наличие или отсутствие редукционной зоны устанавливается однозначно.

Характер фациальных изменений на проведенной нами границе между приконтинентальной и пелагической областями показан на ряде профилей (рис. 21).

Приконтинентальная область отличается от пелагической большей общей интенсивностью осадконакопления. Скорости осадконакопления обеспечиваются прежде всего поступлением терригенного материала с континентов, а также наличием циркумконтинентальной зоны высокой биопродуктивности и мелководных зон интенсивного биогенного карбонатакопления.

Главным продуктом приконтинентального седиментогенеза являются терригенные осадки от грубозернистых до глинистых, представленные различными генетическими типами накоплений: волновыми (прибрежными), отложениями придонных течений (в том числе контуритами) и гравитационного транспорта, турбидитами, гемипелагитами, ледовоморскими и айсберговыми отложениями. Кроме того, в приконтинентальной области развиты различные биогенно-терригенные (мергельные, кремнисто-глинистые, известково-обломочные) смешанные осадки, а в вулканических районах также вулканокластические и туффитовые осадки. Гораздо реже (только в условиях ослабленного терригенного питания) встречаются чистые пелагические биогенные илы. Такие биогенные осадки, главным образом известковые кокколито-фораминиферовые, можно представить как проявление пелагического седиментогенеза внутри приконтинентальной области. Они наблюдаются только в тех районах, где приконтинентальный седиментогенез ослаблен из-за малого поступления с континентов терригенного материала, что имеет место у побережий с аридным климатом и незначительными площадями водосбора (например, у берегов Австралии или Восточной Африки). Особняком стоят рифовые комплексы, в целом близкие к своим аналогам в пелагической области. Своеобразные приконтинентальные фации связаны с зонами апвеллингов.

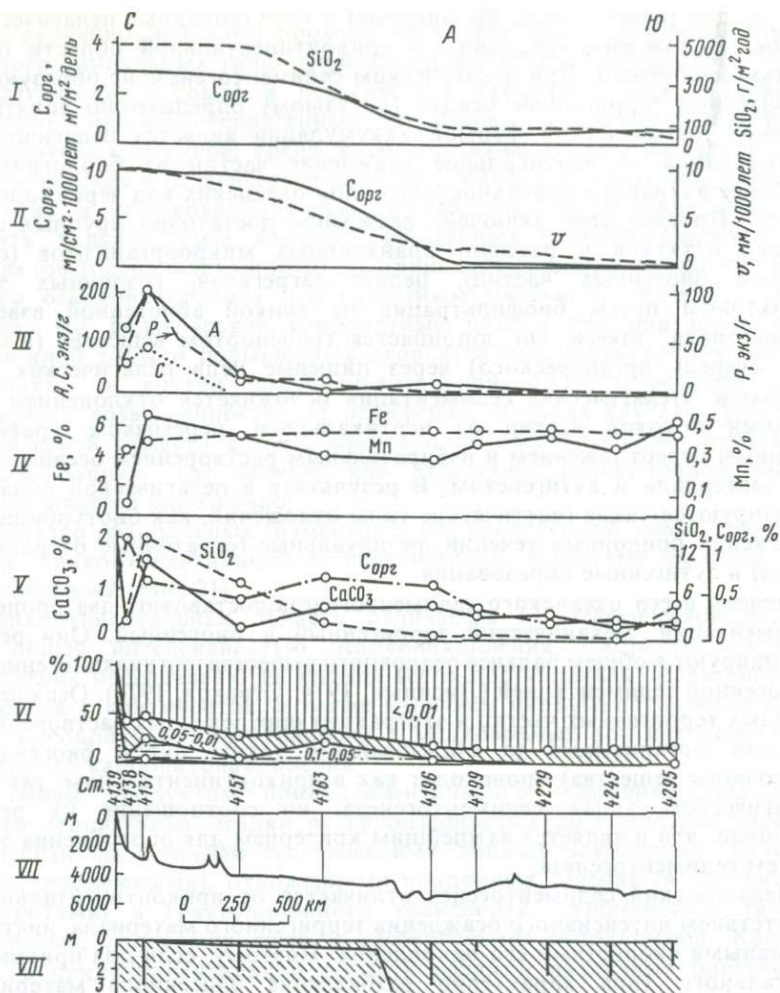
Пелагический седиментогенез создает планктоногенные биоген-

ные осадки (известковые, кремнистые) и глубоководные пелагические глины. Нахождение последних в приконтинентальной области полностью исключено. При пелагическом седиментогенезе не образуются сероцветные терригенные осадки (по самому определению понятия). Главной динамической формой аккумуляции является пелагическая седиментация — вертикальное осаждение частиц из биологически наиболее активного поверхностного слоя океанских вод через водную толщу. Процесс этот включает осаждение достаточно крупных скелетных остатков и раковин планктонных микроорганизмов (собственно биогенных частиц), пеллет (агрегатов, созданных зоопланктоном путем биофильтрации из тонкой абиогенной взвеси) и "снегопада" взвеси. Он дополняется транспортом вещества (в первую очередь органического) через пищевые цепи пелагических организмов. Пелагическая седиментация осложняется отклонением течениями потоков частиц от вертикального, перемывом, гравитационным переотложением и избирательным растворением осевшего на дно материала и аутигенезом. В результате в пелагической области формируются такие генетические типы отложений, как биотурбидиты, отложения придонных течений, резидуальные (остаточные от растворения) и аутигенные образования.

Основу всего океанского седиментогенеза составляют два процесса седиментации: механический терригенный и биогенный. Они резко доминируют в общем балансе осадочного вещества над вулканогенной и хемогенной седиментацией (Лисицын, 1974; Страхов, 1976). Осаждение твердых терригенных частиц и экстракция определенных растворенных веществ организмами (с образованием таким путем биогенного осадочного вещества) происходят как в приконтинентальном, так и в пелагическом типах седиментогенеза, но соотношение их резко различно, что и является важнейшим критерием для обособления этих систем седиментогенеза.

Пелагический седиментогенез отличается от приконтинентального отсутствием интенсивного осаждения терригенного материала, ничтожно малыми скоростями его накопления. Поэтому, если для приконтинентального типа характерно разбавление биогенного материала терригенным, то для пелагического такое разбавление не свойственно. При пелагическом седиментогенезе скорости накопления (абсолютные массы) абиогенных осадков — пелагических глин — почти всегда ниже, чем скорости накопления биогенных осадков соседних фаций. Приконтинентальный седиментогенез характеризуется обратными соотношениями — повышением по скоростям терригенного осадконакопления над пелагическим биогенным.

Скорости накопления терригенных осадков (гемипелагических глин, обломочно-глинистых илов) в приконтинентальной области обычно на 1—2 порядка превышают скорости накопления пелагических глин. Различие между максимальными и минимальными величинами намного больше. Скорости биогенного планктоногенного осадконакопления (абсолютные массы биогенного материала) имеют также тенденцию к возрастанию в приконтинентальной области, что обусловлено, с одной стороны, возрастанием биологической продуктивности вод на перифе-



рии океана (особенно в зонах апвеллинга), а с другой — быстрым захоронением биогенных компонентов среди терригенного материала, что предохраняет их от растворения. Последнее обстоятельство особенно сильно сказывается на накоплении абсолютных масс органического вещества, величины которых в приконтинентальной области по крайней мере на 1—2 порядка выше, чем в пелагической (Романкевич, 1977). Более быстрое захоронение способствует также циркумокеаническому повышению абсолютных масс CaCO_3 (выше критической глубины) и биогенного кремнезема, хотя они сосредоточены только в определенных зонах. В приконтинентальной области концентрации этих компонентов редко достигают высоких значений из-за разбавляющего влияния терригенного материала.

Концентрация органического вещества в осадках приконтиненталь-

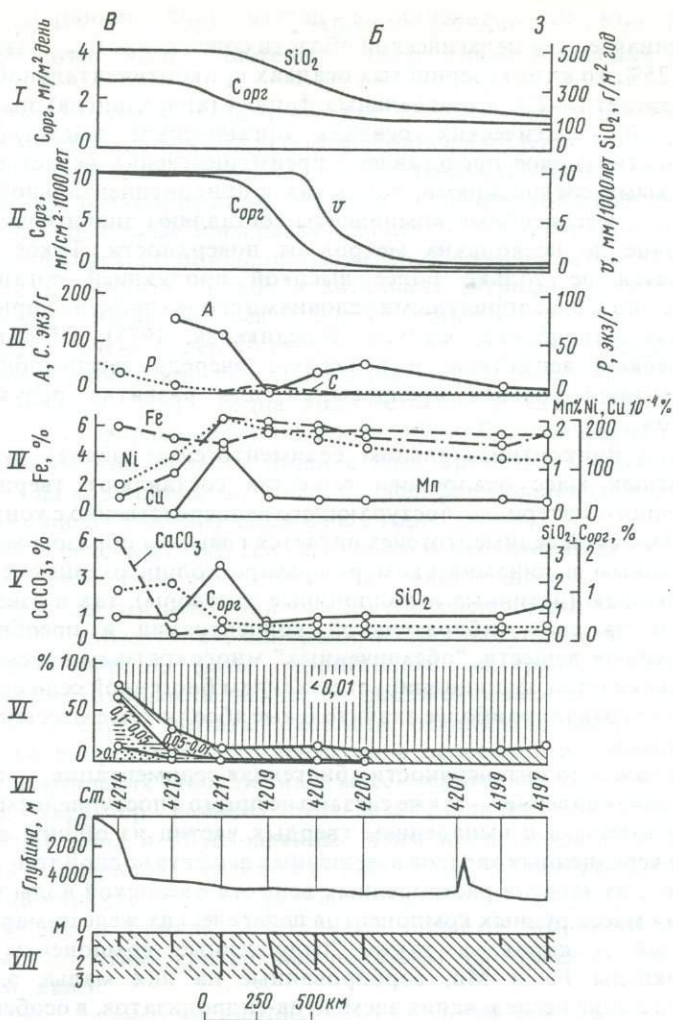


Рис. 21. Фациальные профили через границу пелагической области в Северо-Восточной котловине Тихого океана

А — субширотный, примерно по 35° с.ш. от континентальной окраины Северной Америки на ложе океана; Б — субмеридиональный, на юг от зал. Аляска. I — продукция биогенного кремнезема и органического углерода; II — абсолютные массы C_{org} и скорости осадконакопления; III — численность бентосных фораминифер (А — агглютинирующих, С — секреторных) и радиоларий (Р); IV, V — содержание в осадках основных химических компонентов; VI — гранулометрический состав осадков; VII — профиль дна с номерами станций, на которых выполнены анализы; VIII — сероцветные гемипелагические (прерывистая штриховка) и пелагические красноцветные (сплошная штриховка) глины. Видно резкое уменьшение биопродуктивности, скоростей осадконакопления, концентрации и абсолютных масс C_{org} на границе пелагической области

ной области по сравнению с пелагической, наоборот, заметно повышенная: если в пелагической области содержание $C_{\text{орг}}$ как правило, менее 0,25%, то в тонкозернистых осадках приконтинентальной области она достигает 1—2%, а в отдельных фациях (апвеллингов) значительно больше. В пелагических осадках органическое вещество уже в поверхностном слое представлено преимущественно нерастворимыми устойчивыми соединениями, тогда как в приконтинентальной области лабильные дееспособные компоненты составляют значительную долю на глубине до нескольких метров от поверхности. Такое различие объясняется не только более высокой продукцией органического вещества, но и благоприятными условиями его захоронения при высоких скоростях накопления осадков (Романкевич, 1977). Обогащенность органическим веществом и в первую очередь дееспособными его компонентами создает предпосылки для развития редуционных процессов.

Если в приконтинентальном седиментогенезе основу суммарных абсолютных масс осадочного вещества составляют твердые фазы терригенного материала, поступающего непосредственно с континентов, то пелагический седиментогенез питается главным образом веществом, заключенным в динамическом резервуаре толщи океанских вод, как растворенным (истинные и коллоидные растворы), так и взвешенным. Целиком за счет избирательной концентрации и преобразования растворенных веществ, "обезличенных" многократным перемешиванием океанских вод, функционирует механизм биогенной седиментации, и именно он создает наиболее значительные абсолютные массы пелагических осадков.

Ничтожная по интенсивности абиогенная седиментация — пелагическое глинонакопление — также связано не прямо с поступлением и путями разноса взвеси, а с выпадением твердых частиц из общих, в сильной степени усредненных запасов взвешенных веществ водной толщи океана. Вероятно, из запасов растворенных веществ океанской воды черпается основная масса рудных компонентов пелагических железо-марганцевых конкреций и корок, а также "гидрогенные компоненты осадков (гидроокислы Fe и Mn, сорбированные на них малые элементы). Геохимические исследования элементов-гидролизатов, в особенности Al и Ti, позволяют предположить, что круг гидрогенных компонентов в пелагических осадках даже более широк (Лисицын и др., 1980). Так, в составе пелагических глин, вероятно, существенную роль играют коллоидальные (рентгеноаморфные) алюмосиликаты и образованные в результате их частичной раскристаллизации аутигенные смектиты.

Приконтинентальная область отличается разнообразием комплексов терригенных обломочных минералов. Здесь сосредоточены основные терригенно-минералогические провинции, контрастность которых уменьшается от побережий к границе с пелагической областью. Минеральный состав абиогенной части осадков сложен терригенными обломочными и глинистыми минералами, к которым в вулканических областях прибавляется вулканокластический и вулканотерригенный материал (преимущественно продукты субаэрального вулканизма). В пелагической области комплексы терригенных обломочных минералов

очень бедны и однообразны. На слабом терригенном фоне выступают аутигенные, подводно-вулканогенные, эдафогенные и золотые компоненты.

Приконтинентальная и пелагическая области четко различаются также по донной макро- и микрофауне. Донное население приконтинентальной области в целом богаче как количественно (по биомассам), так и качественно (по разнообразию), чем фауна пелагической области. В ней сосредоточены основные зоны развития богатой сублиторальной фауны шельфов, относительно обильной батинальной фауны континентальных склонов; здесь развита приконтинентальная эвтрофная группировка глубоководного макробентоса. Глубоководный макробентос пелагической области очень беден количественно и качественно, представлен либо олиготрофной, либо переходной (океанской эвтрофной) группировкой (Соколова, 1986). Бедна количественно и качественно также фауна бентосных фораминифер (Саидова, 1976). Богатая фауна развита внутри пелагической области лишь в виде крохотных мелководных "оазисов" — на коралловых атоллах, на шельфах океанских островов, а также на вершинах высоких подводных гор.

В итоге для пелагического седиментогенеза характерно доминирование химико-биологических процессов, контролируемых системой круговорота веществ в пелагиали, для приконтинентального — процессы механической седиментации, контролируемые поступлением и динамикой разноса твердой фазы терригенного материала. Главными признаками, по которым пелагические фации отличаются от приконтинентальных, следует считать: скорости осадконакопления вообще, терригенного и органического вещества в особенности; соотношение скоростей накопления (абсолютных масс) терригенного и биогенного материала; характер раннего диагенеза (наличие или отсутствие редукционной зоны и обусловленные этим цвета осадков, комплекс аутигенных минералов); специфические типы отложений; обилие и трофический характер донной фауны.

Пелагические и приконтинентальные области Мирового океана, выделенные по этим критериям, показаны на приведенной схеме (рис. 22, см. вкл.).

Внутри двух главных мегафациальных областей дальнейшее районирование, т.е. выделение более дробных фациальных единиц (макрофаций, фациальных зон и рядов), целесообразно проводить по-разному, на основании наиболее существенных характеристик ведущих процессов осадкообразования в каждой. В приконтинентальной области — это интенсивность поставки и динамика переноса терригенного материала, тесно связанные с главными морфологическими элементами рельефа, с физико-географическими условиями питающих провинций и с динамикой вод. Через эти конкретные связи проявляется влияние циркумконтинентальной, вертикальной, климатической и гидродинамической зональностей. В пелагической области на первое место выступают биогенные процессы осадкообразования, именно их особенности позволяют разделить область на зоны (см. рис. 22). С одной стороны, фациальная зональность пелагической области контролируется критической глубиной биогенного карбоната накопления, т.е. является

вертикальной (батиметрической), с другой — биологической продуктивностью, характеризующейся широтно-зональным законом распределения. Широтная зональность пелагической области подчеркивается и рядом других показателей.

РАЙОНИРОВАНИЕ ОКЕАНА ПО ГЛУБИНЕ

Вертикальная зональность океанского седиментогенеза, хотя она носит универсальный характер, выражена по-разному в приконтинентальной и пелагической мегафациальных областях и имеет специфические черты в разных климатических зонах. Фациальные системы обособляются по глубине как макрофации в рамках более высоких (мегафациальных) уровней организации седиментосферы, связанных с широтной (климатической) и циркумконтинентальной зональностями.

По глубине в океане выделяются три главных "этажа", в которые группируются фации, сходные по ряду отличительных признаков: а) мелководный "этаж", соответствующий континентальным или островным шельфам, а также изолированным отмелям на вершинах подводных возвышенностей (примерно 0—200 м); б) умеренно мелководный "этаж", охватывающий интервал глубин между мелководьями и критической глубиной карбоната накопления (КГК); в) истинно мелководный или абиссальный "этаж", расположенный глубже КГК.

Граница между мелководными и мелководными фациями определяется прежде всего геоморфологически — она проходит по более или менее резко выраженному перегибу дна (бровке шельфа или отмели). На этой границе, часто подчеркнутой наличием протяженных зон донной эрозии или нулевой седиментации, меняется характер придонной гидро- и литодинамики, происходит разделение единых на мелководьях потоков терригенного материала на придонный, спускающийся по склону и пелагический, связанный с переносом взвеси в поверхностных или промежуточных водах.

Здесь же меняется характер биогенной седиментации: на мелководьях доминирует бентогенный процесс, а в мелководных условиях — планктоногенный, что связано с различием состава и свойств придонных водных масс, а также с проникновением солнечного света только до глубин 100—150 м. Мелководья омываются хорошо перемешанными подвижными поверхностными водными массами, в которых продуцируется и расходуется основная часть органического вещества. Здесь обитает обильная (сублиторальная) донная фауна, которая при благоприятных условиях становится осадкообразующей. В мелководных условиях биологически активные поверхностные воды отделены от придонного слоя относительно "инертными" промежуточными и глубинными водными массами, что ограничивает поступление на дно пищевых ресурсов бентоса, биомассы которого поэтому резко падают. В биоценозах бентоса доля осадкообразующих организмов с массивными скелетными остатками, особенно карбонатсекретирующих (моллюсков, кораллов и др.), как правило, ничтожна.

Промежуточный умеренно мелководный "этаж" объединяет различные фациальные обстановки, общим свойством которых является

потенциальная возможность пелагического (планктоногенного) карбоната накопления. Он примерно соответствует батииали и талассобатииали в гидробиологическом понимании этих терминов. Следует, однако, иметь в виду, что наш умеренно глубоководный "этаж" выделен не по формальным абсолютным глубинам как гидробиологическая зона, а по естественной фациальной границе — КГК, гипсометрическое положение которой, как известно (Лисицын, Петелин, 1967; Лисицын, 1978; Беляева, Бурмистрова, 1984; Berger, 1970, 1974), меняется в зависимости от широтной и циркумконтинентальной зональности. Наиболее глубоководное (до 5—5,5 км) положение она занимает в экваториальной зоне пелагической области и поднимается на меньшие глубины в высоких широтах (3—3,5 км в холодной умеренной зоне, менее 2 км в ледовой) и при переходе из пелагической области в приконтинентальную (3,5—4 км в экваториальной зоне).

Умеренно глубоководный "этаж" особенно отчетливо выражен в пелагической области, где к нему относятся фациальные комплексы пелагических карбонатных осадков. Это макрофагии подводных возвышенностей и относительно неглубоких котловин. В приконтинентальной области, в условиях интенсивного накопления терригенного материала, последний "разбавляет" биогенный карбонат и КГК как фациальная граница теряет свое ведущее значение. Установление ее положения тем не менее важно для палеоокеанологических реконструкций, ибо это один из немногих реперов абсолютной глубины для фаций континентального склона. Вероятно, к КГК приурочена здесь и естественная (не формальная) нижняя граница гидробиологической батииальной зоны, о чем говорилось в гл. III.

Нижний, абиссальный "этаж" — это область господства бескарбонатных осадков. Карбонатный материал может накапливаться здесь только в результате переотложения с верхних "этажей" под действием придонных течений, турбидных потоков или гравитационных процессов. Все карбонатные осадки абиссали (глубже КГК) переотложенные.

Влияние вертикальной зональности на фациальную организацию океанского седиментогенеза не ограничивается тремя рассмотренными "этажами". В их пределах, а отчасти и независимо от них, выделяются более дробные, обусловленные изменением глубины, фациальные ряды, которые рассмотрены в последующих главах.

ВЫДЕЛЕНИЕ МЕГАФАЦИЙ ТЕКТЕНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ (ПОДВИЖНЫХ) ПОЯСОВ

Исследования современного седиментогенеза в окрестностях тихоокеанских островных дуг (Мурдмаа, 1961, 1962, 1968б, 1971) и в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (Мурдмаа, 1968а; Безруков и др., 1972; Мурдмаа, Розанова, 1976) привели к выводу о целесообразности обособления фациальных комплексов тектонически активных областей океана на мегафациальном уровне. Мегафагии подвижных поясов океана выделяются на основании сильного влияния на осадкообразование эндогенных процессов — вулканизма, гидротермальной деятельности, тектонических движений по разломам, сейсмич-

ности, а также резко расчлененного тектонического или вулканического рельефа дна и областей сноса. Действие эндогенных факторов реализуется в фациальных системах на фоне либо приконтинентального, либо пелагического седиментогенеза со свойственными им закономерностями широтной и циркумконтинентальной зональности. Эндогенно-осадочный (или более узко — вулканогенно-осадочный) процесс в океане аazonален только по отношению к поступлению эндогенного вещества и энергии. Во всех фациях, кроме собственно вулканических или гидротермальных, мы находим те или иные признаки, позволяющие установить позицию этих фаций в экзогенной зональной системе седиментогенеза. Положение вулканических фаций в этой системе зафиксировано в соседствующих с ними вулканогенно-осадочных и осадочных членах фациальных рядов. Поэтому мегафации подвижных поясов мы рассматриваем как наложенные на приконтинентальную или пелагическую область. В то же время это четко обособленные фациальные комплексы, распознавание которых в разрезах древних морских и океанских отложений имеет принципиальное значение для палеотектонических и палеоокеанологических реконструкций.

Тектоническая и вулканическая активность, синхронная осадкообразованию, сосредоточена (согласно теории тектоники плит) на границах движущихся литосферных плит — сходящихся (конвергентных) и расходящихся (дивергентных). На этих границах развиваются соответственно окраинно-океанские и срединно-океанские подвижные пояса, структура которых осложнена поперечными трансформными разломами, образующими третий (сдвиговый или трансформный) тип границ плит.

Окраинно-океанские подвижные пояса (активные континентальные окраины) приурочены к зонам субдукции океанской литосферы и выражены на поверхности в виде закономерных последовательностей линейно или дугообразно вытянутых морфоструктур, которым соответствуют структурно-фациальные зоны (макрофации). Различают островодужный и андийский типы активных континентальных окраин. Первые представлены котловинами окраинных морей, горными сооружениями островных дуг и глубоководными желобами, к которым со стороны ложа океана примыкают краевые валы. На окраинах андийского типа глубоководные желоба с краевыми валами ложа приурочены к молодым тектонически активным складчатым горным сооружениям края континента, где субаквальные фации развиты только на узких шельфах (см. табл. 6).

Важнейшими общими (системообразующими) свойствами возникающей над зоной субдукции мегафациальной системы являются: известково-щелочной (андезитовый) вулканизм, преимущественно субаэральный с высоким коэффициентом эксплозивности; высокая сейсмичность, в том числе глубокофокусная; контрастность и чрезвычайно большие амплитуды рельефа; линейная вытянутость фациальных зон и их тесная связь с тектоническим рельефом; близкое соседство наземных (островных и континентальных) фаций горных стран с мелководными, батинальными, абиссальными и ультраабиссальными комплексами.

Мегафации окраинно-океанских подвижных поясов характеризуются специфическими, только им свойственными типами осадков, образованных за счет поступления продуктов эксплозивного андезитового вулканизма — вулканокластических (тефровых, тефроидных), вулканотерригенных, туффитовых, с типоморфным андезитовым комплексом обломочных минералов. По составу вулканокластических компонентов эти мегафации четко отличаются от срединно-океанских (рифтовых), а также от фациальных комплексов, связанных с внутриплитным вулканизмом ложа океана.

Кроме того, для рассматриваемых поясов характерны крайне неравномерная в пространстве и времени седиментация, широкое распространение на любых глубинах (вплоть до ультраабиссальных) подводных обнажений, т.е. геологических перерывов (Безруков, 1955); интенсивное развитие процессов гравитационного переотложения осадочных масс и образование эдафогенных отложений (Безруков, Мурдмаа, 1980; Мурдмаа и др., 1980).

Мегафации с перечисленными характеристиками развиты в пределах тектонически активных морфоструктур подвижного пояса. Но влияние вулканизма андезитового пояса ощущается далеко за пределами этих морфоструктур. На ложе океана прослой тефры распространены на расстоянии до 1—2 тыс. км от породивших их вулканических очагов (Репечка, 1972; Hays, Ninkovich, 1970); еще шире ареалы распространения туффитовых осадков и осадков с существенной примесью кислого вулканического стекла (рис. 23). Эти абиссальные фации не относятся к мегафациям подвижных поясов, но при палеотектонических реконструкциях важно учесть возможность нахождения таких "отдаленно-вулканогенных" отложений. Они указывают на вулканическую активность в весьма отдаленных зонах субдукции, а не на месте отложения тефры, как иногда считают (Репечка, 1972).

Окраинно-океанские подвижные пояса располагаются в большинстве в пределах приконтинентальной области. Только две системы островных дуг и желобов (Тонга-Кермадек и Марианская — Яп-Палау) обрамлены с обеих сторон пелагическими фациями, что объясняется их удаленностью от континентальных побережий, а также изолированностью от источников терригенного материала.

Срединно-океанский подвижный пояс, следуя осевой (рифтовой) зоне спрединга, в современном Мировом океане практически непрерывен, хотя от него отходят "тупиковые" ответвления, врезанные в континентальные массивы и раскалывающие их на плиты (рифты Красного моря, Калифорнийского залива). Подводный толеит-базальтовый вулканизм и тектоническая активность сосредоточены в осевом рифте. Повышенный тепловой поток, гидротермальная деятельность и тектонические движения по трансформным разломам распространяются также за пределы собственно рифтовой зоны, на фланги срединных хребтов. Еще шире могут быть ареалы разноса продуктов эксгаляций в виде металлоносных осадков, особенно в условиях больших скоростей спрединга, как на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) (Лисицын и др., 1976; Богданов и др., 1979).

Главными специфическими (системообразующими) факторами в

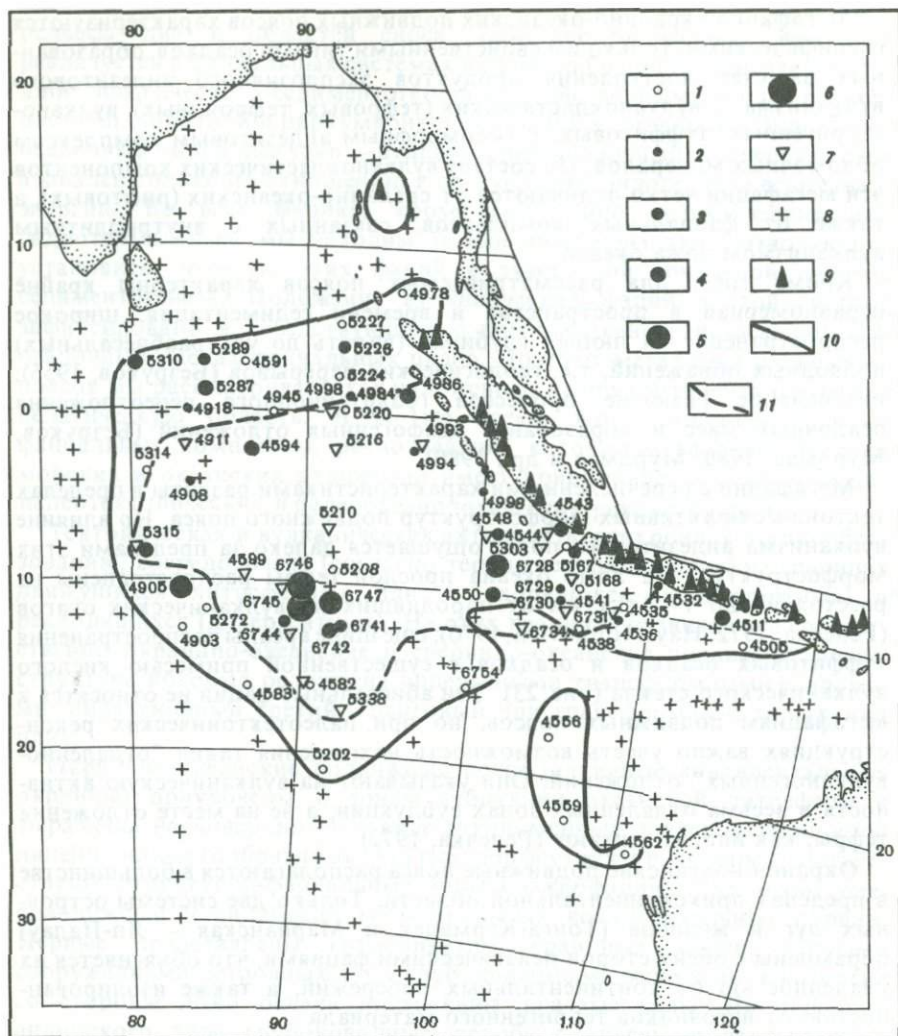


Рис. 23. Распространение вулканокластического материала в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана

1 — туффитовые осадки; 2—6 — мощность верхнего слоя тефры (в см): 2 — <1; 3 — 1—3; 4 — 3—5; 5 — 5—10; 6 — >10; 7 — места сбора пемзы; 8 — прослои вулканического материала не обнаружены; 9 — вулканы, извергающиеся после 1600 г; границы распространения; 10 — туффитовых осадков и тефры; 11 — пемзы

мегафациях срединно-океанских хребтов являются: толеит-базальтовый эффузивный вулканизм; резко расчлененный рельеф с чередованием ограниченных сбросовыми уступами гряд и депрессий; наличие глубоких поперечных депрессий трансформных разломов; гидротермальная деятельность с определенной геохимической специализацией эксгалций; синхронные осадкообразованию сдвиговые, сбросовые, а местами, повидимому, надвиговые движения по трансформным разломам, высокий

тепловой поток; гипсометрическое положение большинства структурно-фациальных зон выше КГК.

Отсюда вытекают и отличительные признаки мегафации (см. табл. 9). Это прежде всего наличие подводно-вулканических толеит-базальтовых (лавовых, гиалокластических), вулкано-эдафогенных и метаморфо-эдафогенных (продуктов подводного разрушения зеленокаменно-метаморфизованных базальтов) образований примеси толеит-базальтовой вулканокластики (сидеромелана, оливина, основного плагиоклаза, авгита) в пелагических осадках; эдафогенные осадки или примесь эдафогенного материала в пелагических осадках депрессий трансформных разломов; металлоносные осадки и массивные гидротермальные образования (сульфидные, гидроокисные, смектитовые) с приуроченными к ним "оазисами" чрезвычайно обильной донной фауны, существующей за счет эндогенной химической и тепловой энергии.

Срединно-океанические подвижные пояса расположены преимущественно в пределах пелагической области, где эндогенно-осадочный процесс развивается на фоне пелагического биогенного карбонатонакопления. Лишь в редких случаях (северная часть ВТП, Калифорнийский залив, Гренландское море) рифтовая зона находится в условиях приконтинентального седиментогенеза.

Глава VI

ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Приконтинентальная мегафациальная область представляет собой сложную систему субаквальных фаций, развернутую между береговой линией континентов и принятой нами условной границей с пелагической областью (см. гл. V). В данной работе рассматривается только внешняя часть приконтинентальной области, включая открытые океанские шельфы и окраинные моря, но исключая собственно береговую зону, эстуарии, дельты, лагуны, полузамкнутые внутриконтинентальные и межконтинентальные моря.

Приконтинентальная мегафация — это область доминирования приконтинентального седиментогенеза, выраженного по-разному в зависимости от климатической зональности, условий и интенсивности поступления терригенного материала, геоморфологической и тектонической ситуации на дне и на прилегающем континенте. Главным системообразующим фактором служит прямое влияние континентов, прежде всего интенсивность поставки ими терригенного материала.

Поставка терригенного материала с континентов в океан, как сейчас надежно установлено прямыми измерениями твердого стока рек и балансными расчетами (Лисицын, 1974, 1978), имеет отчетливо очаговый характер: подавляющая часть продуктов денудации суши выносится немногочисленными гигантскими реками, тогда как все малые реки, абразия берегов, ледовый и золотый вынос составляют резко подчиненную долю приходного баланса терригенного материала. Доля эта будет еще меньше, если учесть не всю массу поступающего в океан

терригенного материала, а только ту его часть, которая оседает в приконтинентальной области. По расчетам А.П. Лисицына (1982), она составляет не менее 92% и сложена в основном выносами рек.

Очаговость терригенной поставки влияет на одну из важнейших особенностей фациальной организации приконтинентальной области — изменение характера фациальных рядов вдоль побережий континентов. Поперечные (по отношению к берегам) ряды фаций против устьев крупных рек коренным образом отличаются от рядов, наблюдаемых в областях, где речной сток ограничен или отсутствует. Это различие сказывается на всех без исключения фациальных зонах — от прибрежных и шельфовых до глубоководных абиссальных равнин. Поскольку большинство крупных рек мира дренирует гумидные зоны материков и впадает в океан также в пределах гумидных зон, то в такой вдольбереговой смене фациальных рядов находит отражение климатическая зональность планеты. На расположение бассейнов крупных рек, а в значительной мере также на их твердый сток и на состав выносимых продуктов денудации оказывает влияние не меньшее, чем климатические факторы, рельеф континентов, т.е. тектонический фактор. Наряду с климатической мы имеем в приконтинентальной области еще и вдольбереговую изменчивость интенсивности поставки терригенного материала, связанную с орографией континентов. Важное значение имеет также состав пород, подвергающихся выветриванию, их первоначальная податливость денудации, т.е. геологический фактор.

При достаточно интенсивном питании терригенным материалом у побережий континентов (а также крупных островов) формируются фациальные ряды терригенных осадков (терригенные фациальные профили континентальных окраин). Крайним выражением этого процесса являются области лавинной терригенной седиментации у устьев крупных рек (Лисицын, 1982).

Только в условиях ограниченного поступления терригенного материала в приконтинентальной области проявляется в существенных масштабах биогенный седиментогенез, связанный с циркумконтинентальной зоной высокой биопродуктивности вод и с мелководными зонами интенсивного развития бентоса. При сочетании слабого терригенного питания с аномально высокой биопродуктивностью формируются специфические фациальные комплексы прибрежных апвеллингов. В случае почти полного отсутствия твердого стока у побережий континентов, особенно в тропических широтах, развиваются фациальные ряды биогенных карбонатных осадков (см. табл. 6).

Приконтинентальный седиментогенез, как он понимается в данной работе, не ограничен пределами континентальной окраины, выделяемой по тектоническим критериям. Ареал его развития может быть значительно шире, охватывать периферию ложа океана с океанской земной корой и структурные комплексы активных границ литосферных плит — конвергентных, дивергентных и трансформных. Независимость контуров приконтинентальной области от таких важнейших тектонических рубежей, как край континентальной земной коры и границы литосферных плит, подчеркивает экзогенную природу приконтинентального седиментогенеза, но не исключает тектоническую первооснову

самого подразделения океанского седиментогенеза на приконтинентальный и пелагический.

Приконтинентальные океанские фации, по самому смыслу понятия тесно связанные с геологическими процессами на окраинах континентов, особенно чувствительны к колебаниям уровня океана и к перемещениям береговой линии (трансгрессиям и регрессиям). Собственно современные (голоценовые) фации сформировались в условиях послеледниковой гляциозватической трансгрессии, обусловившей глобальное повышение базиса эрозии речных систем, частичное затопление прибрежных равнин, где вместо континентальных начали развиваться субаквальные шельфовые фации, переуглубление устьев рек.

В итоге резко сократились, во-первых, интенсивность поступления терригенного материала с суши всюду, где подъем уровня Мирового океана не компенсировался более быстрыми тектоническими поднятиями; во-вторых, поступление материала из эстуариев на открытые шельфы и с шельфов на континентальный склон и его подножие по подводным каньонам. На рубеже плейстоцена и голоцена, таким образом, произошла существенная перестройка всей системы приконтинентального седиментогенеза, которая к современному моменту, по мнению многих исследователей (Кеннетт, 1987), еще не достигла стационарного состояния.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Рельеф

Приконтинентальная мегафациальная система на пассивных континентальных окраинах, не связанных с активными границами литосферных плит, в идеальном выражении включает следующие главные морфоструктурные элементы (Heezen et al., 1959; рис. 24), на которых развиты соответствующие макрофации: шельф, континентальный склон, континентальное подножие и аккумулятивная равнина. Эти вытянутые вдоль побережий континентов макрофациальные зоны характеризуются последовательно возрастающей глубиной и отделены друг от друга более или менее отчетливыми перегибами профиля дна — бровкой шельфа, подножием уступа континентального склона, переходом от полого наклоненной поверхности аккумулятивного шельфа подножия к субгоризонтальной абиссальной равнине.

Океанские шельфы — полого наклонные равнинные денудационно-аккумулятивные поверхности на краях континентов, залитые водами Мирового океана, — представляют собой арену развития мелководного (0—200 м) приконтинентального седиментогенеза. Из общей площади шельфов (8% площади Мирового океана) открытые океанские шельфы занимают лишь небольшую долю. Широкие шельфы (шириной от берега до внешней бровки до 1000—1500 км) имеются только в окраинных морях (Беринговом, Северном, в морях Северного Ледовитого океана). Собственно океанские шельфы узки (десятки, реже первые сотни километров) и более круто наклонены в сторону океана. Они ограничены четким перегибом дна — бровкой, средняя глубина которой 133 м.



Рис. 24. Идеализированная схема главных элементов рельефа пассивной континентальной окраины

Глубоко погруженные (до 500—1000 м и более) эпиконтинентальные бассейны типа северной части Охотского или Баренцева морей по характеру фациальной обстановки ближе к континентальному склону, чем к шельфу.

Континентальный склон в идеализированном виде представляет собой крутую (от 1—2 до 30—40°, в среднем 4°) наклонную поверхность между бровкой шельфа и ложем океана. Реальные склоны имеют гораздо более сложный рельеф. Поперечный профиль нередко ступенчатый, со структурными террасами или обширными плато, уступами, грядами и депрессиями. В продольном направлении чередуются выпуклые и вогнутые формы. В сформированную осадочной толщей сглаженную аккумулятивную поверхность врезаны крутосклонные V-образные подводные каньоны, вершины которых достигают бровки шельфа, а низовья спускаются до континентального подножия, где у устьев крупных каньонов образуются глубоководные конуса выноса с разветвленной сетью подводных долин-рукавов.

Относительная высота склонов (над аккумулятивными шлейфами подножий) варьирует в широких пределах — от 500—1000 м до 3000—4000 м. Большая амплитуда рельефа, крутизна и однонаправленный уклон создают предпосылки для развития на склонах гравитационных процессов переноса осадочных масс.

Континентальное подножие (continental rise) представляет собой полого наклонную в сторону океана поверхность мощного аккумулятивного тела (шлейфа, фэна, конуса выноса), прислоненного к основанию континентального склона. Переход от крутого склона к пологому подножию происходит на глубинах от 1 до 3—4 км, причем глубина верхней границы зависит от мощности осадочной призмы и от интенсивности тектонического погружения ее фундамента. В сторону океана осадочная призма постепенно утончается, наклон поверхности уменьшается и континентальное подножие переходит в абиссальную аккумулятивную равнину.

Внешняя часть шлейфа залегает на периферии ложа океана с океанским типом земной коры, т.е. выходит за пределы собственно кон-

тинентальной окраины. Общая относительная высота поднятия континентального подножия над абиссальной равниной зависит от глубины последней и достигает 3—4 км, мощность же осадочных тел, "вдавленных" в край ложа океана в виде прогибов, составляет 8—12 км и более.

Абиссальные аккумулятивные равнины развиты на дне океанских котловин, примыкающих к континентальным подножиям и представлены идеально выровненными горизонтальными поверхностями на глубинах 4—6 км. Они образованы аккумуляцией дистальных турбидитов и гемипелагитов преимущественно в позднем неогене-плейстоцене.

Гидрологические условия

Гидрологические условия осадкообразования и обитания донной фауны меняются в фациальных рядах приконтинентальной области в зависимости от расстояния до берега, глубины, форм рельефа и положения по отношению к системам поверхностной и глубинной циркуляции. Через свойства водных масс реализуется связь фаций с климатической зональностью планеты. Первостепенное значение для фациальных систем имеют физико-химические свойства и динамические характеристики придонных вод, которые в конечном счете контролируют любой процесс седиментации.

Открытые океанские шельфы омываются поверхностными водными массами, свойства которых в той или иной мере отклоняются от нормальных для открытого океана за счет поступления речных вод (в приустьевых районах крупных рек), образования и таяния припайного льда (в высоких широтах), подъема подповерхностных вод в зонах апвеллинга. Гидрологические условия на дне, вследствие интенсивного перемешивания, близки к поверхностным и подвержены одинаковым с ними вариациям, в том числе сезонным колебаниям и изменениям в зависимости от климатической зональности. Верхняя часть шельфа освещена и на нем развивается донная фотосинтезирующая макро- и микрофлора.

Придонные воды на шельфах в целом подвижны за счет проникновения до дна поверхностных течений и волнения, но гидродинамическая активность меняется в зависимости от глубины и рельефа дна. Наибольшая она в прибрежной волновой зоне и над отмелями, наименьшая — во внутришельфовых депрессиях и вообще в средней части шельфа. На бровке шельфа выделяется зона повышенной подвижности вод за счет уменьшения живого сечения потоков, проникающих с глубоководий, деятельности приливных течений и внутренних волн, а также волн цунами.

Гидрологические и гидродинамические характеристики придонных вод во всех глубоководных обстановках приконтинентального седиментогенеза резко отличаются от поверхностных. Свойства поверхностных вод, подчиненные климатической зональности, в первую очередь их биологическая продуктивность и температура, являются ведущим фактором биогенной (планктоногенной) седиментации, а поверхностная циркуляция влияет на разнос терригенной взвеси.

Дно на склонах, подножиях и абиссальных равнинах омывается,

в зависимости от глубины, разными водными массами стратифицированной толщи океана. Структуры водной толщи подчинены климатической зональности (Степанов, 1974).

На склонах ко дну подходят промежуточные водные массы, в том числе слой кислородного минимума, оказывающий существенное влияние на фациальные обстановки и донную фауну. Континентальные подножия и абиссальные равнины омываются холодными глубинными водами антарктического и арктического происхождения, с более или менее стабильными свойствами вне зависимости от широтной зональности. Для их распространения существенно наличие глубоководных проходов в рельефе дна. По склону и его подножию проходят критические уровни растворения CaCO_3 (лизоклины, критические глубины).

Гидродинамический режим придонных вод меняется в зависимости от глубины и рельефа дна. За бровкой шельфа наблюдается обычно резкое снижение гидродинамической активности за счет увеличения живого сечения потоков. Но верхняя часть склона, особенно на выпуклых участках, омывается достигающими дна поверхностными течениями, а также приливными течениями и внутренними волнами, развивающимися на границах водных масс. В высоких широтах по склонам "стекают" охлажденные над шельфом воды, в зонах апвеллинга над верхней частью склона наблюдается подъем вод. Прижатые к наклонной поверхности подножия склона, потоки глубинных антарктических и арктических вод создают особый тип придонных вдольсклоновых "контурных" течений, имеющих большое значение для формирования фациальных условий. Придонные воды над абиссальными равнинами малоподвижны, но подвижность их резко возрастает при прохождении турбидных потоков.

ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ТЕРРИГЕННОГО РЯДА

Здесь рассматриваются фациальные ряды приконтинентальной области, в которой доминирующим фактором является механическая седиментация терригенного материала (рис. 25). Формирование таких рядов контролируется поступлением терригенного материала с континентов (как современным, так и плейстоценовым), гидродинамическими и гравитационными процессами его переноса и осаждения. Участие биогенных процессов в целом подчиненное, хотя в терригенные ряды входят фации биогенных или биогенно-терригенных осадков, приуроченные к участкам ограниченного по тем или иным причинам терригенного осадконакопления.

Существенное, а в ряде случаев решающее влияние на терригенные фациальные ряды оказывает их положение в системе широтной (климатической) зональности. Климатические факторы, как показал А.П. Лисицын (1977, 1978, 1981, 1982), а также другие исследователи (Гершанович, Котенов; 1981; Соловьева, 1981; Сенин, 1968, 1974; Захаров, 1974; Емельянов, 1975; Емельянов, Тримонис, 1977), сказываются на всех этапах терригенного осадкообразования — от мобилизации терригенного материала в процессах выветривания на континентах и его выноса в океан до формирования структурно-тек-

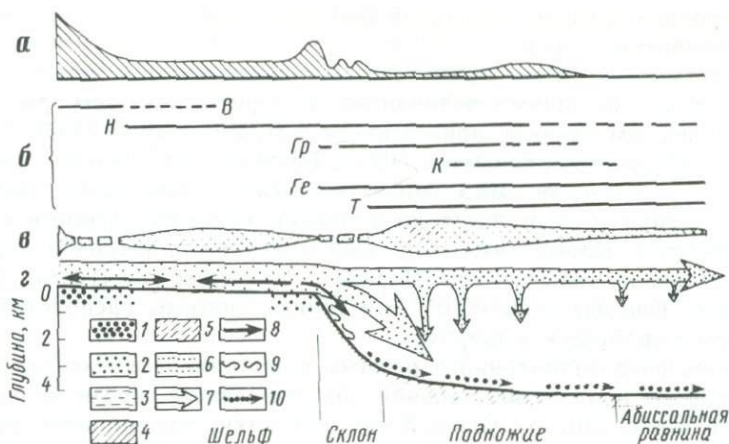


Рис. 25. Идеализированная схема пассивной континентальной окраины терригенного фациального ряда

а — относительная подвижность придонных вод; *б* — литодинамические типы отложений (сплошная линия — хорошо выражены; пунктир — слабо выражены): В — волновые, Н — нефелониды, Гр — гравититы, К — контуриты, Ге — гемипелагиты, Т — турбидиты; *в* — относительные скорости осадконакопления; *г* — профиль дна с фашиями: 1 — песков крупно-среднезернистых высокой энергии; 2 — песков мелкозернистых; 3 — алевритов низкой энергии; 4 — алевритово-глинистых илов затишных придонных вод; 5 — песчано-алевритово-глинистых и грубообломочных отложений (гравититов); 6 — гемипелагитов и дистальных турбидитов; стрелки над профилем — лотки осадочного материала; 7 — взвесь; 8 — влечение по дну; 9 — оползни; 10 — турбидные и гравитационные потоки взмученного осадка

стурных особенностей, состава и свойств осадков на дне. Поскольку климатическая зональность отражается в приконтинентальных фашиях терригенного ряда, то по ним можно восстановить климатические условия прошлого.

Терригенные ряды различаются по характеру и интенсивности поступления терригенного материала. В современных условиях послеледниковой трансгрессии прямая поставка терригенного материала реками на открытые шельфы пренебрежимо мала, за исключением немногих гигантских рек, наносы которых (преимущественно илистые) покрывают весь шельф и распространяются далее на континентальный склон и его подножие (Hallam, 1981). На большинстве океанских шельфов мира господствует автохтонный режим терригенного осадкообразования (Свифт, 1978), при котором гидродинамические агенты (волны, течения) перерабатывают накопившийся ранее, при ином положении береговой линии, реликтовый осадочный материал, что сказывается на фашиях континентального склона, его подножия и абиссальных равнин.

Терригенные фашиальные ряды при интенсивной современной поставке терригенного материала гигантскими реками представляют собой функционально целостные геосистемы, объединенные одним ведущим системообразующим фактором — потоком терригенного вещества от устья в глубь океана. Эти системы, вовлекая огромные массы продуктов денудации континентов, функционируют за счет энергии гравитации (перепада высот между континентом и ложем океана) и энер-

гии гидродинамических процессов транспортировки осадочного материала (волнения, течений).

В современную эпоху такие системы существуют у устьев крупнейших рек с большими величинами твердого стока (см. рис. 22). По обобщенным данным, приведенным А.П. Лисицыным (1974, 1982), на долю 12 рек-гигантов мира (Ганг, Брахмапутра, Хуанхэ, Янцзы, Миссисипи, Амазонка, Инд, Иравади, Меконг, Оранжевая, Тигр и Евфрат), приходится от трети до половины годового твердого стока с континентов. Кроме них, более 1000 млн т в год твердого осадочного материала выносят еще Парана с Уругваем (Ла-Плата), Нил, Колорадо, Красная и Замбези. Эти речные системы расположены в основном в тропических широтах.

Установление аллохтонного режима терригенной седиментации на всем профиле приконтинентальной области зависит, кроме величины твердого стока, еще от условий его разгрузки, прежде всего от наличия приустьевых ловушек (эстуариев, заливов), надводных дельт, барьеров, от ширины шельфа и глубины в зоне смешения речных вод с океанскими, а также от наличия вдольбереговых течений. Большое значение имеет гранулометрический состав выносимого материала: реки, дренирующие водосборные площади с экваториальным гумидным климатом (Ганг с Брахмапутрой, Амазонка) или влажные субтропики (Хуанхэ, Янцзы) выносят в отличие от рек умеренной зоны преимущественно тонкозернистый глинистый материал, который может проноситься через шельф во взвешенном состоянии.

Связь источника (устья реки) с главной зоной разгрузки (подножием) имеет разный вид. Выделены (Moore, Asquith, 1971): а) тип Миссисипи, где активно растущая надводная дельта непосредственно переходит в подводный конус выноса (фэн), занимающий весь континентальный склон; б) тип Колумбии, где поток осадочного материала из устья связан с фэном через подводный каньон; в) тип Ганга—Брахмапутры, где надводная дельта отсутствует и поток из устья разгружается через узкий шельф прямо в фации огромного фэна подножия.

За пределами устойчиво функционирующих систем активной поставки терригенного материала режим терригенной седиментации на шельфах приобретает "автохтонный" характер (Свифт, 1978). Глубоководные фации склона, подножия, абиссальной равнины теряют при этом непосредственную функциональную связь с шельфовыми. Их питание осадочным материалом идет главным образом за счет терригенной взвеси, проходящей транзитом через шельфы или переносимой вдоль-склоновыми течениями со стороны приустьевых систем активной седиментации. Существенную роль играет вторичное взмучивание осадков (в том числе реликтовых), а также эдафогенные процессы.

Фации открытого шельфа

Шельфовые фации терригенного ряда представляют собой системы взаимодействия гидродинамических агентов с поступающим со стороны континента (аллохтонным) или находящимся на месте (автохтон-

Таблица 8

Площади современных и реликтовых осадков на шельфах, % (Creager, Sternberg, 1972)

Области шельфа	Современные	Реликтовые	Области шельфа	Современные	Реликтовые
Шельфы Восточной Азии	50	50	Северо-восточная часть Южной Америки	50	50
Берингово море	40	60	Шельф Нигерии	70	30
Южная Калифорния	80	20	Баренцево и Красное моря	100	0
Мексиканский залив	40	60	Шельфы Западной Европы	10	90
Атлантическое побережье США	20	80	Среднее для шельфов мира	30—50	50—70

ным, реликтовым) рыхлым осадочным материалом. По придонному гидродинамическому режиму, как было сказано выше, выделяются три главные зоны: прибрежная активного волнового взмучивания, относительно затишная среднего шельфа и гидродинамически активная внешнего края шельфа. Эти зоны выражены по-разному в зависимости от ширины шельфа и от режима питания терригенным материалом.

Современная мелководная обстановка установилась на шельфах только в голоцене, в ходе послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии. В плейстоцене в ходе гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана происходили неоднократные быстрые смены трансгрессий и регрессий; береговая линия смещалась то в сторону океана вплоть до бровки шельфа, то в сторону континента. Соответственно сдвигались и фациальные зоны, менялся весь режим осадконакопления.

За сравнительно короткий срок послеледниковой трансгрессии наблюдаемая сейчас макрофациальная система шельфа не успела полностью приспособиться к изменившимся условиям. Это находит отражение в мозаичности современных шельфовых фаций, на что первый обратил внимание Шепард (Shepard, 1932), в их быстрой смене по вертикали, в широком распределении (табл. 8) реликтовых отложений (Emery, 1952, 1968), служащих источником рыхлого осадочного материала для процессов современной механической седиментации с автотонным режимом (Свифт, 1978). Наблюдаемая картина распределения типов осадков и фаций на поверхности шельфа представляет собой сложную мозаику из участков собственно современных и реликтовых плейстоценовых образований, в той или иной мере переработанных под влиянием ныне действующих факторов.

Фации шельфов тесно связаны с климатической зональностью (Лисицын, 1978, 1981; Емельянов, 1975; Емельянов и др., 1975; Гершанович, 1981; Захаров, Сенин, 1981). Различаются фациальные обстановки шельфов ледовых, аридных, умеренных и экваториальной гумидной зон.

Фациям прибрежной зоны активного волнового воздействия посвящена обширная литература, включающая теоретические (гидродинами-

ческие, литодинамические) разработки и детальные региональные исследования. Одним из важнейших результатов этих исследований является обоснование представления о сосредоточении прибрежного осадконакопления в пространственно ограниченных аккумулятивных телах, разделенных зонами транзита осадочного материала, ограниченной аккумуляции или размыва. Сами аккумулятивные тела часто не стационарны, а закономерно перемещаются, что приводит к быстрой перестройке фаций во времени.

Высокая гидродинамическая активность вод и высокочастотный колебательный характер движений обуславливают большую горизонтальную (в первую очередь — вдольбереговую) подвижность осадочного материала, его совершенную сортировку, преобладание крупных, главным образом песчаных фракций в составе осадков. Здесь происходит главный акт механической дифференциации поступающего с суши терригенного материала — отделение (отмучивание) грубообломочных, песчаных и крупноалевритовых частиц от пелита. Последний вместе с мелкоалевритовыми частицами переводится волнением во взвешенное состояние и уносится за пределы волновой зоны. Перемещающийся преимущественно влечением по дну материал крупнее 50 мкм сортируется по гидравлической крупности, скапливается частично в аккумулятивных телах в волновой зоне, а частично выносится из нее на большие глубины разрывными течениями или перехватывается вершинами каньонов.

Фациальный переход от волновой зоны высокой энергии к относительно затишной зоне *среднего шельфа* выражен "линией ила" — резким возрастанием содержания в осадках тонких фракций, что сопровождается обычно ухудшением сортировки, увеличением концентрации органического вещества, ростом скоростей осадконакопления. Ускоренное накопление органического вещества приводит к развитию раннедиагенетической сульфатредукции и выпадению аутигенных сульфидов железа. Существенную роль играет осаждение взвеси, главным образом из придонных слоев повышенной мутности (нефелоидных), образование которых связано с взмучиванием осадков штормовыми волнами. Такие отложения, близкие к гемипелагитам, можно отнести к нефелоидитам. Средняя зона с указанными признаками хорошо развита только на широких шельфах. На шельфах с аллохтонным режимом (у устьев крупных рек) фации средней зоны нередко распространяются на весь шельф, но у бровки обычно все же наблюдаются "эрозийные окна" реликтовых осадков (McCave, 1972). В целом средняя часть шельфа представляет собой зону относительно устойчивого осадконакопления, в ряде районов протекающего с большими скоростями. Прежде всего это относится к испытывающим погружение внутришельфовым впадинам, в которых за короткие промежутки геологического времени (в трансгрессивные фазы) накапливаются мощные толщи мелководных осадков.

Край шельфа как зона погребения осадков, ограниченного или нулевого осадконакопления, уже давно привлек внимание исследователей (Shepard et al., 1949; Emery, 1952, 1968). Именно в этой зоне наиболее часты выходы древних реликтовых осадков, а также рези-

дуальные образования — грубозернистые остатки от удаления тонких фракций из поступающего со стороны суши или размытого течениями на дне осадочного материала. Наряду с погрубением гранулометрического состава осадки края шельфа отличаются часто повышенным содержанием бентогенного известкового детрита, иногда — донных фораминифер. Местами последние становятся осадкообразующими. Вблизи края шельфа концентрируется грубообломочный материал ледового разноса (из-за снятия разбавляющего влияния более тонкого материала), глауконитовые и фосфатные зерна. Фации края шельфа отличаются пониженными скоростями осадконакопления (нередко — нулевыми). С повышением гидродинамической активности придонных вод в краевой зоне шельфа связаны изменения в донной фауне: здесь обычно господствуют сестонофаги, особенно прикрепленные к субстрату формы — губки, кораллы, мшанки, гидроиды, баянусы. На узких океанских шельфах при автохтонном режиме фации края шельфа почти смыкаются с фациями волновой зоны в единый комплекс высокой энергии придонных вод, а фации среднего шельфа отсутствуют.

Трехчленный фациальный ряд шельфа — это идеализированная модель, реализация которой зависит от морфологии рельефа, региональных гидродинамических условий и в более общем виде — от положения в системе климатической зональности.

В ледовых зонах, где гидродинамическая активность придонных вод, создаваемая волнением, ослаблена, на больших пространствах шельфа существуют условия для накопления относительно тонкозернистых осадков со значительным содержанием фракций мельче 0,05 мм, переносимых во взвешенном состоянии, и почти вся поверхность занята фациями среднего шельфа. Так, на широких арктических шельфах СССР (Атлас литолого-палеогеографических карт, 1967) фации алевритовых осадков с фауной тонкораковинных двустворчатых моллюсков — собирающих детритофагов (*Macoma*, *Yoldia*, *Leda*, *Portlandia*) занимают преобладающую часть площади. В понижениях рельефа — затопленных речных долинах, ложбинах, на нижней части шельфа — развиты фации еще более тонкозернистых пелитовых и алевритово-пелитовых илов, к которым приурочена разреженная фауна моллюсков — детритофагов. Наконец, в глубоких депрессиях Баренцева и Карского морей, в условиях застойных придонных вод отлагаются пелитовые илы с сильно разреженной (биомасса менее 1—10 г/м²) фауной детритофагов, в основном не имеющих известкового скелета. Условия относительно повышенной гидродинамической активности отражены пятнисто расположенными по всему шельфу фациями полимиктовых песков и крупных алевритов с грубообломочным материалом ледового разноса или резидуальной галькой, вымытой из обнажающихся здесь же морен. На таких реликтовых песках обитает фауна толстораковинных моллюсков — сестонофагов (*Cardium*, *Astarte*, *Didacna*, *Venus* и др.), также свидетельствующая о подвижности придонных вод.

Фации тонкозернистых (илистых) осадков, отложившихся в условиях затишных придонных вод, особенно широко распространены на ледовом шельфе Антарктиды (Лисицын, 1963). Внутренний шельф,

включая глубокую некомпенсированную депрессию, покрывают зеленовато-серые тонкозернистые алевритовые и пелитовые терригенные айсберговые илы с переменным содержанием диатомовых, вплоть до слабокремнистых диатомовых илов. Осадки содержат неокатанный грубообломочный материал айсбергового разноса. Наряду с другими признаками айсберговых осадков (Лисицын, 1961, 1978) он служит индикатором соседства континентального оледенения. На краю шельфа, в условиях более подвижных вод, например в море Дэвиса, развиты фации реликтовых и резидуальных песков.

Берингово-морской шельф (Лисицын, 1966б) может служить классическим примером широкого шельфа холодно-умеренной зоны с преобладанием автохтонного режима. Аллохтонный режим действует, по видимому, только в узкой прибрежной зоне полуострова Аляска, у устьев рек Юкон и Кускоквим, где наблюдается постепенное погребение осадков от мелкоалевритовых илов у берега через полосу крупных алевритов к обширному полю мелкозернистых песков открытого шельфа (переработанных реликтовых).

Смена фаций на профиле от побережья Чукотки до края шельфа показана на рис. 26. За узкой полосой прибрежных песков (Ш1) следует фация неподвижных, отмытых волнами от более тонкого материала гравийно-галечных отложений (Ш2), в основном реликтовых, но с добавлением материала современного ледового разноса. О неподвижности гальки свидетельствует обильная эпифауна обрастания.

Через неширокую переходную зону подвижных отмытых песков и крупных алевритов волновой аккумуляции с галькой ледового разноса (Ш3) осуществляется переход к фациям относительно тонкозернистых мелкоалевритовых и алевритово-пелитовых илов среднего шельфа (Ш4, Ш5). Осадки содержат здесь до 90—95% фракций мельче 0,05 мм, которые накапливаются в основном путем осаждения взвеси в малоподвижных придонных водах. Эти мелководные аналоги гемипелагитов или нефелонидитов представлены двумя фациями — терригенных тонкообломочных мелкоалевритовых илов (Ш4) и слабокремнистых алевритово-глинистых илов (Ш5). Последние содержат до 17% аморфного кремнезема, представленного в основном неритическими диатомовыми (преобладает вид *Thalassiosira nordenskioldii*), и заметно обогащены органическим веществом (до 2% C_{org}). Обе литолого-фациальные разновидности содержат рассеянный грубообломочный материал ледового разноса, что наряду с комплексами диатомей и бентосной фауны служит надежным индикатором приполярных климатических условий. Донная фауна, биомассы которой варьируют в пределах от 50 до 500 г/м² (Зенкевич, 1963), представлена трофическими группировками собирающих и безвыборочно заглатывающих грунт детритофагов (биоценозы *Macoma calcarea*—*Ophiura sarsi*—*Nucula tenuis*, *Yoldia traciaefomis*—*Stenodiscus cristatus*; Филатова, Нейман, 1963).

Фация края шельфа (Ш6) представлена на данном профиле зоной крупных алевритов с грубообломочным материалом ледового разноса. Концентрация последнего по сравнению с фациями среднего шельфа больше из-за пассивного обогащения, вызванного частичным смывом тонкозернистого материала. В составе осадков больше песчаной (до

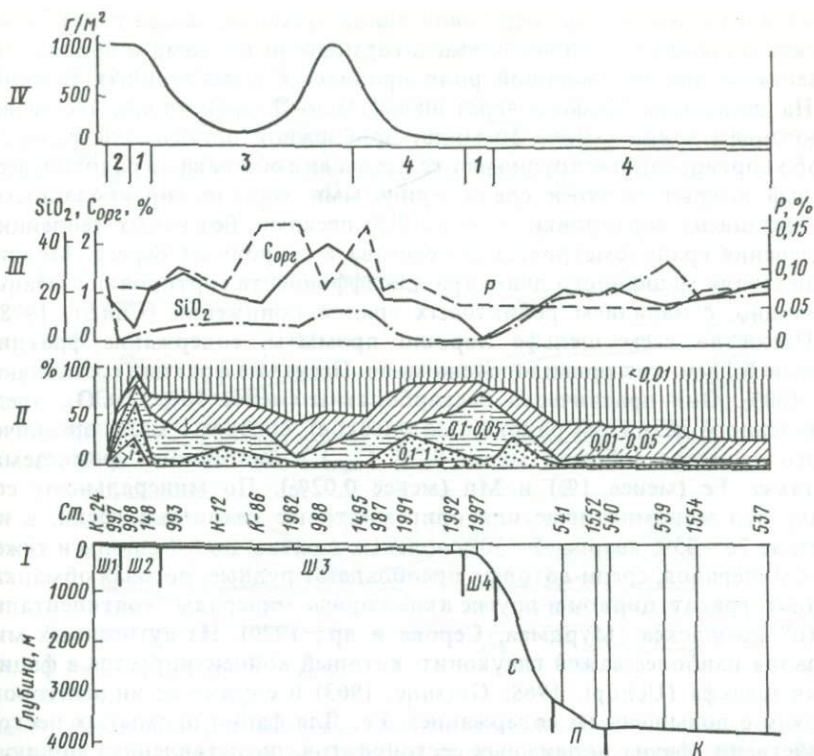


Рис. 26. Фации шельфа и склона Берингова моря (составлено автором по материалам А.П. Лисицына, 1966б)

I — профиль дна: фации (цифры над профилем — номера станций): Ш1 — илистых осадков бухты; Ш2 — гравийно-песчаных осадков (высокоподвижных вод); Ш3 — илистых осадков среднего шельфа (малоподавижных придонных вод); Ш4 — края шельфа; С — склона; П — подножия; К — дна котловин. II — гранулометрический состав осадков; III — содержание в осадках основных биогенных компонентов; IV — биомасса бентоса. Цифры — трофические группировки (по А.А. Нейман, 1961) с преобладанием: 1 — неподвижных сестонофагов, 2 — подвижных сестонофагов, 3 — собирающих детритофагов, 4 — глотающих детритофагов

30%) и особенно — крупноалевритовой (до 60%) фракций, а содержание суммы фракций мельче 0,05 мм ниже 30%. Осадки хуже сортированы, содержат меньше органического вещества ($C_{орг}$ 0,5—1%) и мало диатомовых. Вдоль бровки шельфа протягивается зона доминирования в составе бентоса сестонофагов, представленная биоценозом двустворчатого моллюска *Srenella columbiana* (Нейман, 1961), а также полоса распространения секреторных бентосных фораминифер (Саидова, 1961). Все это указывает на повышенную гидродинамическую активность придонных вод по сравнению как со средним шельфом, так и с континентальным склоном и на замедленные темпы осадконакопления.

Атлантический шельф Северной Америки представляет типичный пример узкого открытого шельфа умеренной зоны с автохтонным штормовым режимом (Свифт, 1978). Современный чехол песков образован

здесь в ходе отступления береговой линии путем перебива реликтовых песков подводного склона пляжа штормовыми волнами и волновыми течениями при подчиненной роли приливных и постоянных течений.

На детальном профиле через шельф Нью-Джерси видно, что за исключением узкой (менее 10 миль) прибрежной полосы, где развиты слабо сортированные крупнозернистые пески с обломками раковин, весь шельф покрыт мелко- и среднезернистыми хорошо сортированными (коэффициент сортировки — ниже 1,5) песками, без явных тенденций изменения гранулометрического состава в сторону от берега. Мелкие осцилляции медианного диаметра и коэффициента сортировки связаны, очевидно, с наличием реликтовых гряд и понижений (Свифт, 1978).

Пески на всем шельфе хорошо промыты, содержание фракций мельче 0,1 мм, как правило, очень мало. Песчаные фракции составляют до 100%. Они практически бескарбонатны (менее 10% CaCO_3 , представленного детритом раковин моллюсков), содержат мало органического вещества (обычно менее 0,2% $\text{C}_{\text{орг}}$) и биогенного кремнезема, а также Fe (менее 1%) и Mn (менее 0,02%). По минеральному составу это мономиктовые или олигомиктовые кварцевые пески, в их составе 70—95% кварца, 5—30% полевых шпатов, до 8% слюды и тяжелых минералов, среди которых преобладают рудные, роговая обманка, эпидот, гранат, циркон и другие акцессорные минералы "континентального" комплекса (Мурдмаа, Серова и др., 1979). Из аутигенных минералов наиболее важен глауконит, который концентрируется в фации края шельфа (Uchupi, 1968; Gorsline, 1963) и служит ее индикатором наряду с повышенным содержанием Fe. Для фации промытых песков свойственна фауна подвижных сестонофагов, представленная моллюсками и очень характерным для открытых шельфов умеренных широт биоценозом плоского ежа *Echinarachnius pagus*.

Сходный характер фаций автор наблюдал на шельфе *Аргентины* и *Фолклендских островов*, где также господствует автохтонный штормовой режим терригенной седиментации. Здесь тоже хорошо развита фация реликтовых глауконитовых песков внешнего края шельфа.

На открытых шельфах *Британских островов* и в проливе *Ла-Манш* современную переработку реликтовых песков осуществляют главным образом приливные течения (автохтонный приливный режим по Свифту, 1978). Характерна фация подвижных песков, поверхностный покров которых сформирован в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности приливо-отливных течений (Belderson, Stride, 1966). Массы песка перемещаются от прибрежной зоны, отступающей по мере развития послеледниковой трансгрессии в направлении снижения скоростей течений пока не достигают края шельфа или участка "столкновения" потоков наносов (Stride, 1963; Kenyon, Stride, 1970). На пути движения образуются специфические аккумулятивные формы: песчаные ленты, волны, гряды, которые при снижении скоростей течений сменяются покровами тонкозернистых песков и алевритов со знаками ряби. Это уже фации относительно устойчивой аккумуляции, тогда как аккумулятивные тела песков представляют эфемерные фации подвижных наносов.

Аллохтонный режим интенсивного поступления взвешенного терри-

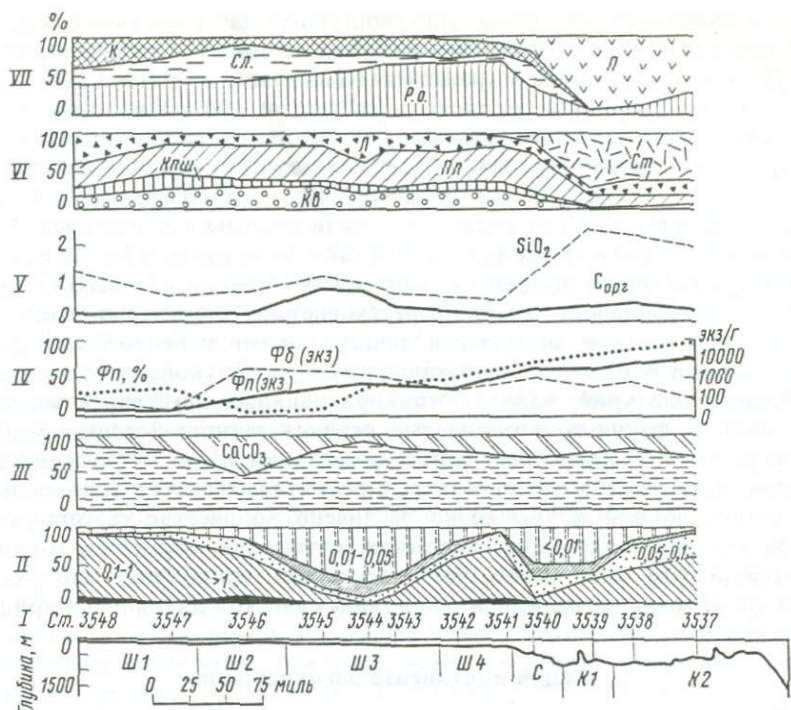


Рис. 27. Фациальный профиль через шельф и котловину Восточно-Китайского моря

Графики: I — профиль рельефа. Цифры над профилем — номера станций НИС "Витязь"; фации: Ш1 — промытых терригенных песков Цусимского пролива; Ш2 — известковых (фораминиферо-ракушечных) илистых песков открытого шельфа; Ш3 — слабо известковых алевритово-пелитовых илов зоны малоподвижных придонных вод среднего шельфа; Ш4 — реликтовых песков края шельфа; С — несортированных песчано-алевритовых илов континентального склона; К1 — слабоизвестковых алевритово-пелитовых илов (с диатомовыми) дна котловины в условиях малоподвижных придонных вод; К2 — туффитовых песчано-алевритовых осадков дна котловины в условиях перемаыва придонными течениями. II — granulometрия; III — содержание CaCO_3 ; IV — численность планктонных (Фп) и бентосных (Фб) фораминифер и их соотношение; V — содержание биогенного SiO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$; VI — минеральный состав легкой фракции 0,1—0,05 мм: Кв — кварц; Кпш — калиевый полевой шпат; Пл — плагиоклаз; Л — литокласты; Ст — вулканическое стекло; VII — тяжелой фракции 0,1—0,05 мм: Р.о. — роговая обманка; Сл — слюда; П — пироксены; К — аксессуарные минералы континентального комплекса

генного материала из устьев рек выражен появлением на среднем шельфе и на периферии подводной дельты фаций тонкозернистых илистых осадков. Поля таких осадков (алевритовых, алевритово-пелитовых) выделяются у устьев Амазонки, Ганга с Брахмапутрой, Иравади, Нигера (Allen, 1970), у входа в залив Ла-Плата (Урьен, Юинг, 1978) и в других районах шельфа Аргентины. Особенно часты фации интенсивно накапливающиеся тонкозернистых осадков в экваториальной зоне. На краю шельфа они обычно сменяются фацией реликтовых песков, отражающей современные условия "неотложения" из-за высокой подвижности придонных вод.

Мы изучали (Безруков и др., 1958) фации нижней части шельфа Восточно-Китайского моря, куда поступает через Желтое море в боль-

шом количестве тонкозернистый терригенный материал выносов Янцзы и Хуанхэ (в основном продукты размыва лессов). На профиле (рис. 27) от Цусимского пролива к краю шельфа выделяются фации: Ш1 — промытых мелких песков мелководного (около 100 м) пролива, слабо известковистых с пустыми раковинами двустворчатых моллюсков и их обломками, условий высокой гидродинамической активности придонных вод за счет течений; Ш2 — (глубина 113 м) разнозернистых известковистых (56% CaCO₃) песков со значительным содержанием алевритово-пелитового материала, с большим количеством битой ракушки и бентосных фораминифер — переходная к фации среднего шельфа; Ш3 — светло-серых слабо известковистых алевритово-пелитовых илов с раковинами моллюсков, планктонными и бентосными фораминиферами, относительно обогащенных C_{орг}, с фауной детритофагов — илоедов (голотурий, полихет, тонкораковинных двустворчатых моллюсков) — фация тонкозернистых осадков затишной зоны среднего шельфа с аллохтонным режимом седиментации; Ш4 — мелкозернистых алевритистых слабо известковистых реликтовых песков края шельфа, в составе донной фауны резко увеличено количество сестонофагов-фильтраторов (гидроидов, кораллов, актинидий, серпулид, мшанок, двустворчатых моллюсков, усонгих раков, криноидей), что указывает на условия повышенной гидродинамической активности придонных вод.

Фации континентальных склонов

Континентальные склоны — это прежде всего протяженная зона прерывистого осадконакопления, бесчисленных подводных обнажений и транзита осадочного материала (Безруков, 1962, 1964, 1970). В то же время на склоны поступают огромные массы терригенного материала, особенно тонкозернистого, сбрасываемого с шельфов, что создает предпосылки для интенсивной механической седиментации. Поступление терригенного материала на склоны было более интенсивным в ледниковые эпохи низкого стояния уровня океана, когда происходило аккумулятивное наращивание склонов (проградация), выявленное методами сейсмостратиграфии. Циркумконтинентальная зона высокой биопродуктивности над склонами предопределяет развитие гемипелагических биогенных процессов осадконакопления. Но нормальный ход аккумуляции нарушается гравитационным переотложением, в результате чего развивается специфическая для макрофаций склонов генетическая группа подводно-колювиальных отложений (гравититов). Из разнообразных колювиальных отложений на самих склонах фиксируются главным образом оползни и осыпи, тогда как гравитационные потоки высокой плотности проходят транзитом по подводным каньонам, разгружаясь у их устьев в глубоководных конусах подножия (фэнах). Лишь в локальных депрессиях — "запрудах" могут накапливаться турбидиты.

Мощное гравитационное переотложение осадочных масс разворачивается на фоне в целом относительно слабой (по сравнению с шельфом) гидродинамической активности придонных вод, не препятствующей осаждению тонкозернистого алевритово-пелитового материала, переносимого во взвешенном состоянии в водной толще или придон-

ных нефелоидных "облаках" мутных вод. По подсчетам Шепарда (1969), илистые осадки занимают до 60% площади современных склонов, а средние абсолютные массы их на единице площади уступают только аккумулятивным телам подножий.

Переход от шельфовых фаций с высокой энергией придонных вод к склоновым отражен в резком возрастании содержания тонких (мельче 0,05 мм) фракций в гранулометрических спектрах осадков, что прямо связано с падением скоростей потоков за счет увеличения их живого сечения. Перепад скоростей при этом бывает очень значительным. Например, в Бискайском заливе скорости придонных течений над краем шельфа, по данным прямых измерений, составляли 37 см/с, а над склоном — всего 4 см/с (Gould, McKee, 1973).

Тонкозернистый взвешенный материал поступает в область склона, проходя транзитом через шельф, где он обособляется в ходе механической дифференциации (взмучивания) от более крупных фракций и в конечном счете сбрасывается за пределы мелководий. "Облака" поверхностных и глубинных мутных вод, отходящие от края шельфа и переносимые либо поверхностными течениями, либо нисходящими нефелоидными потоками, прослежены над приконтинентальными склонами многих районов мира (Лисицын, 1966, 1978, 1982; Гордеев, 1970, Drake et al., 1972). Интересный пример образования нефелоидных "облаков" над склоном в результате смыва паводковых наносов, первоначально осевших на шельфе, описан в районе побережья штата Южная Каролина (Drake et al., 1972; Свифт, 1978). Нефелоидные "облака" наблюдались не только у устьев большинства крупных рек, но и над верхней частью склона Берингова моря (Лисицын, 1966), ледовых шельфов Антарктиды (Лисицын, 1978) и в других случаях отсутствия мощных точечных источников терригенного материала.

В составе сбрасываемой с шельфа взвеси присутствуют, кроме преобладающего тонкообломочного и глинистого терригенного вещества, еще тонкозернистые биогенные частицы (в том числе органического вещества), продуцируемые в водах над шельфом или поднятые со дна путем взмучивания верхнего слоя осадков, а также растительный детрит наземного происхождения. К этому "аллохтонному" по отношению к макрофации склона взвешенному материалу добавляются "автохтонные" планктоногенные компоненты — карбонатные, кремнистые, органические, продуцируемые в поверхностных водах над склоном.

В совокупности этот относительно тонкозернистый взвешенный материал служит исходным веществом для фонового процесса глубоководной гемипелагической седиментации, охватывающей не только континентальные склоны, но и подножия и абиссальные равнины. Образующиеся в этом процессе гемипелагиты и родственные им нефелоидиты представляют собой наиболее широко распространенные на склонах литодинамические (генетические) типы современных отложений (Гершанович, Котенов, 1981).

Распределение "фоновых" фаций гемипелагитов на склоне зависит от гидродинамических условий осаждения взвеси. Осаждение происходит устойчиво только в малоподвижных придонных водах, где ско-

рости течений не превышают 5 см/с (Гершанович, Котенов, 1981) и где отсутствует возможность срыва осадочных масс под действием силы тяжести. Такие условия существуют на относительно пологих склонах, на глубоководных террасах, в ложбинах и в локальных бассейнах — "запрудах" за геоморфологическими барьерами. Соответствующие фации аккумуляции тонкозернистых осадков можно встретить на любых глубинных уровнях склона, но чаще все же в его нижней части, на переходе к подножию.

Гемипелагиты и нефелоидиты разных фаций склонов литологически довольно однообразны. Это сероцветные, восстановленные алевритовые, алевритово-пелитовые или пелитовые илы, обычно без поверхностного окисленного слоя, с высоким содержанием органического вещества (до 1—3% $C_{орг}$), преимущественно сапропелевого, но часто со значительной примесью наземного растительного детрита. Обычно осадки содержат аутигенные сульфиды и свободный сероводород, а также глауконит (в основном переотложенный с шельфа или образовавшийся на месте).

Осадки терригенные, обломочно-глинистые, алюмосиликатные, но могут содержать в значительных количествах биогенный $CaCO_3$ (планктонные и бентосные фораминиферы, кокколиты) и аморфный кремнезем (диатомеи, радиолярии, спикулы губок). Доля биогенного материала возрастает с убавлением интенсивности терригенного питания, а его состав тесно связан с климатической зональностью. Примеры склоновых фаций известковистых и мергельных гемипелагитов известны на континентальных склонах умеренных широт (атлантический склон Северной Америки, склон Калифорнии), но особенно характерны для низких широт. Фации слабо кремнистых диатомовых гемипелагитов развиты в пределах северного и южного поясов кремнезема; здесь же имеются кремнегубковые фации (Лисицын, 1966а,б).

Гемипелагиты и нефелоидиты склонов, как правило, слабо сортированы, представляют собой неупорядоченную смесь разных фракций — от песчаных до пелитовых, часто с многовершинными гистограммами. Намечается общая тенденция увеличения доли крупных фракций к верхней части склона, но четкая вертикальная зональность гранулометрического состава, как правило, отсутствует. Для фаций верхней части склона характерно присутствие смытых с шельфа биогенных, терригенных и аутигенных (глауконит, фосфат) минеральных зерен, в том числе эдафогенных продуктов размыва более древних реликтовых отложений. Непосредственно под краем шельфа наблюдаются своеобразные фации "свалки", где осаждаются одновременно песчано-алевритовый материал придонного транспорта, сброшенный с шельфа, и взвесь нефелоидных "облаков". Разновидностью таких фаций, по-видимому, являются отложения типа "спилловер" (Stenlet et al., 1973) — илы с песчано-алевритовыми прослоями, образованными в результате периодических выбросов песка с шельфа.

Текстура склоновых гемипелагитов обычно гомогенная с более или менее отчетливыми признаками биотурбации. Ходы роющих организмов иногда отпрепарированы аутигенными минералами — пиритом, карбонатами Ca, Mg, Fe, Mn. Слоистые текстуры появляются

при существенном влиянии переноса придонными течениями или эпизодического быстрого поступления материала при катастрофических явлениях, например, цунами.

Для склоновых фаций гемипелагитов характерна довольно обильная батинальная донная макрофауна, представленная эвтрофной группировкой преобладания заглатывающих грунт детритофагов (илоедов). Довольно обильна и разнообразна фауна бентосных фораминифер. Как макро- так и микробентос несут информацию о глубине, но сравнительно слабо чувствительны к климатической зональности, основную информацию о которой вносят в склоновые фации остатки планктонных организмов, обитающих в поверхностных водных массах.

Скорости накопления гемипелагитов и нефелоидитов на склонах в целом высокие (более 30 мм/1000 лет), но варьируют в широких пределах, достигая максимальных величин (100—150 мм/1000 лет или более) в фациях структурных "ловушек" осадочного материала — на дне неактивных ныне каньонов, в локальных бассейнах — "запрудках". Различия эти создаются перераспределением придонной взвеси течениями. Общая же интенсивность осадконакопления зависит от поставки терригенного материала: она максимальна в районах активного наращивания подводных конусов у устьев крупных рек. Строго говоря, макрофауна континентального склона как зона транзита осадочного материала в этих условиях не выражена: авандельты сливаются с континентальным подножием в единую макрофаунозону глубоководного конуса выноса.

На фоне гемипелагитов и нефелоидитов на склонах, особенно на верхних их уровнях, на крутых уступах, грядах и выпуклых участках профиля, развиты фации более грубозернистых отложений: заиленных песков, песчано-алевритовых и песчано-гравийных осадков, а нередко также дресвяно-щебнистых и глыбовых скоплений (Безруков, 1960; Авилон, 1965; Гершанович, 1969; Гершанович и др., 1972; Емельянов и др., 1975; Гершанович, Котенов, 1981; Шепард, 1976; Kelling, Stanley, 1976). Образование эти, очевидно, гетерогенны, включают отложения придонных течений, подводно-колювиальные, резидуальные (за счет вымывания тонких фракций из подводного элювия), реликтовые, эдафогенные, ледовые и айсберговые отложения.

В большинстве случаев такие фации грубозернистых отложений отражают условия повышенной гидродинамической активности придонных вод. Придонные течения должны, хотя бы временами, достигать больших скоростей (10—100 см/с или выше) (Гершанович, Котенов, 1981), чтобы препятствовать отложению тонких гемипелагитов. Именно к этим фациям прурочены частые обнажения коренных пород и древних осадков, участки ограниченного или нулевого современного осадконакопления и эрозии дна. Подвижность придонных вод отражается на донной фауне: появляются зоны обитания сестонофагов, в том числе активных, прикрепленных к жесткому грунту фильтраторов — гидроидов, актиний, кораллов, а особенно губок, которые местами становятся осадкообразующими (например, спиккуловые осадки склона Антарктиды, Лисицын, 1966б, 1978).

Особо выделяются фации дна подводных каньонов с активным ре-

жимом гравитационных потоков, более развитые во время плейстоценовых гляциоэвстатических регрессий, в голоцене частично "занесенные" гемипелагитами. Это узкие, спускающиеся по склону вдоль тальвегов каньонов полосы грубозернистых осадков, в том числе грубообломочных, оставленных проходящими турбидными и гравитационными потоками высокой плотности, в той или иной мере переработанные глубинными приливными течениями.

Характерные для склонов фации подводных оползней возникают за счет срыва неустойчивых масс гемипелагитов. Они были обнаружены на склоне Черного моря еще А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1938). Нередко удается выделить целые подводно-оползневые зоны. В 11-м рейсе "Гломар Челленджера" (Hollister, Ewing et al., 1972) перемещенные оползанием гемипелагиты были вскрыты на континентальном склоне Северной Америки скважиной 107 (глубина 2570 м). Огромное оползневое тело мощностью до 1 км и объемом 734 км³ описано, по сейсмическим данным, на склоне Юго-Восточной Азии, вблизи устья Иравади (Moore et al., 1976).

Фации континентального подножия

Континентальные подножия представляют собой главную зону разгрузки придонного гравитационного переноса осадочного материала вниз по континентальному склону, а одновременно — осаднения значительной части терригенной взвеси, в первую очередь глубинной. Это второй глобальный уровень лавинной седиментации (Лисицын, 1982).

Общее выполаживание склона и переход от каньонов с крутым продольным профилем к веерообразно расходящимся меандрирующим "равнинным" глубоководным долинам приводит к резкому падению скоростей гравитационных и турбидных потоков, в результате чего они разгружаются, образуя различные генетические типы гравитационных подводно-колювиальных образований: глубоководных фэнов и конусов: отложений зерновых, грязекаменных, пастообразных потоков и турбидитов. Только турбидные потоки, становясь инерционными, проходят через шлейф подножия и разливаются по абиссальным равнинам. Отложения гравитационных потоков и турбидиты слагают, по существующим представлениям, основной объем мощных аккумулятивных тел подножия, но в современных фациях, отражающих условия послеледниковой трансгрессии, они имеют ограниченное распространение (лишь у устьев каньонов), а во многих случаях вообще отсутствуют.

Разрезы отложений гравитационных потоков подножия вскрыты многими скважинами глубоководного бурения, которые показывают, что особенно активно гравитационное переотложение шло на ранних стадиях раскрытия океанов, вероятно, в условиях повышенной сейсмичности и интенсивных тектонических движений, создавших резко контрастный рельеф фундамента.

Турбидиты распространены на современном этапе развития континентальных подножий шире, чем гравитационные отложения, но их накопление также резко сократилось по сравнению с эпохами эвста-

тических регрессий. Верхнеплейстоценовая фация терригенных турбидитов на подножии атлантического континентального склона Северной Америки была вскрыта скв. 106 (Hollister, Ewing et al., 1972) и описана нами ранее (Мурдмаа, 1979в; Мурдмаа, Михина, 1979). Линзообразное горизонтально-слоистое (по записи сейсмопрофилирования) тело турбидитов мощностью 360 м заполняет небольшую ложбину на внешней части шлейфа подножия (глубина 4500 м) и окружено со всех сторон гемипелагитами. В сильно нарушенном керне почти не сохранились первичные текстуры, но частое чередование песков, алевроитов, алевроитово-глинистых илов явно указывает наряду с сейсмическими данными на турбидитную природу отложений (Lancelot et al., 1972). Песчано-алевритовая составляющая представлена преимущественно кварцем, с подчиненным количеством полевых шпатов, слюды и тяжелых минералов. Присутствуют растительный детрит, аутигенные пирит и карбонат. Средняя скорость осадконакопления была не менее 300 мм/1000 лет.

Над подножием тормозятся не только гравитационные потоки, но и нисходящие потоки повышенной мутности (нефелоидные), из которых осаждаются нефелоидиты. К нефелоидитам следует, вероятно, отнести большинство тонкозернистых неслоистых сероцветных илов, обычно описываемых как гемипелагиты, особенно широко распространенные на современном этапе развития глубоководных конусов с активным терригенным питанием. Скорость их накопления, а следовательно, абсолютные массы терригенного материала и органического вещества бывают очень большими ("лавиными" по А.П. Лисицыну, 1982).

В обширных фэзах с активным питанием в современную эпоху наблюдаются закономерные фациальные изменения от источника терригенного материала в сторону океана. Так, в Бенгальском заливе по мере удаления от устья Ганга, т.е. в южном направлении (рис. 28), постепенно возрастает карбонатность поверхностного слоя осадков: бескарбонатные глины сменяются слабомергельстыми, а затем мергельными. Эти изменения, связанные с уменьшением масс терригенного глинистого вещества, происходят на фоне постепенного возрастания глубины океана, противоположно закону уменьшения карбонатности с глубиной, связанного с растворением CaCO_3 . В этом же направлении убывают скорости осадконакопления и абсолютные массы терригенного материала.

Взвесь, поступающая со склона в виде "облаков" мутных вод или турбидных потоков, подхватывается контурными течениями, которые изменяют направление ее переноса на вдольсклоновое. Из вдольсклоновых потоков мутных вод осаждаются при падении скорости течений контуриты, впервые выделенные Холлистером и Хизеном (Hollister, Hezen, 1972) на атлантическом континентальном подножии Северной Америки, которое остается классическим районом развития этого генетического типа отложений.

Здесь тонкозернистые (глинистые и силтово-глинистые) илы, отложенные контурными течениями, образуют мощные (до 2 км и более) аккумулятивные хребты, такие, как внешний хребет Блейк-Багама, детально изученный американскими исследователями и разбуренный в

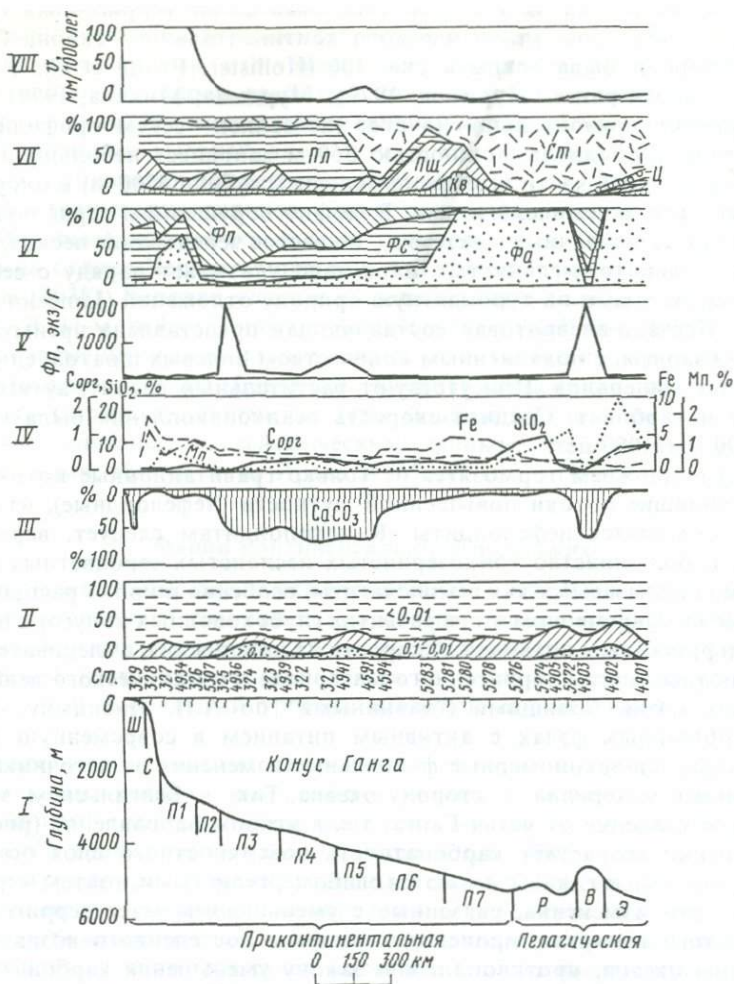


Рис. 28. Меридиональный фациальный профиль на юг от устья Ганга

I — профиль дна (цифры над профилем — номера станций). Современные фацис: Ш — шельфа (алевритовых терригенных илов и ракушечных осадков); С — континентального склона (глинистых гемипелагитов лавинной седиментации, обогащенных органическим веществом); П — континентального подножия (глубоководного конуса Ганга); П1 — глинистых гемипелагитов лавинной седиментации, обогащенных органическим веществом, с фауной агглютилирующих бентосных фораминифер; П2 — переходная гемипелагическая с убыванием скоростей осадконакопления и возрастанием содержания CaCO_3 ; П3 — мергельных гемипелагитов с умеренными скоростями осадконакопления, обогащенных планктонными фораминиферами; П4 — мергельных гемипелагитов с низкими скоростями осадконакопления и признаками растворения планктонных фораминифер; П5 — то же, с перетолженными фораминиферами; П6 — слабо известковистых глинистых гемипелагитов с интенсивным растворением планктонных фораминифер глубже лизоклина (доминируют секретионные бентосные фораминиферы); П7 — глинистых гемипелагитов периферии конуса, глубже КГК, с полным растворением CaCO_3 , доминированием агглютилирующих бентосных фораминифер, низкими скоростями осадконакопления, повышенным содержанием железа за счет диагенетической миграции; Р — пелагическая кремнисто-глинистых диатомово-радиоляриевых илов экваториальной зоны; В — пелагическая мергельных нано-фораминиферов осадков подводной возвышенности; Э — эвпелагических глин. Ц — гранулометрический состав осадков. III — содержание CaCO_3 , IV — содержание основных химических компонентов. V — численность планктонных фораминифер (по данным Н.В. Беляевой, 1964).

11-м рейсе "Гломар Челленджера" (Hollister, Ewing et al., 1972; Lancelot et al., 1972). Автор изучал фазию контуритов небольшого аккумулятивного вала из этого же региона по скв. 388 44-го рейса "Гломар Челленджера" (Мурдмаа 1979в,д; Мурдмаа, Михина, 1979; Benson, Sheridan et al., 1978).

Контуриты аккумулятивных валов представлены темносерыми глинистыми и силтово-глинистыми (пелитовыми) терригенными илами с тонкими (иногда менее 1 мм, максимально до 1—2 см) четко очерченными прослойками хорошо сортированного мелкого алеврита, или, точнее, силта (до 88% силтовой фракции). В изученных нами кернях такие слои довольно редки, но в грунтовых колонках встречаются разности контуритов, в которых насчитывается до 50 слоев на метр (Hollister, Heezen, 1972).

Основная масса илов содержит очень мало песчаного и крупно-алевритового материала (обычно менее 1—2%), который к тому же представлен в основном аутигенным пиритом. Содержание силта находится в пределах 15—48%, глинистая фракция (мельче 0,005 мм) составляет обычно 60—75%, а в некоторых особенно тонкодисперсных разностях достигает 94—97%, субколлоидная (мельче 0,001 мм) — от 32 до 48%. Осадки в основном бескарбонатны, реже встречаются слабо известковые разности, но в большинстве проб высоких аккумулятивных валов присутствуют рассеянные кокколиты, изредка — планктонные фораминиферы, указывающие на положение выше КГК. Содержание S_{org} умеренное, варьирует в пределах 0,3—0,7%, максимально до 1,8% (Boyce, Vole, 1972; Myers, 1978). Скорости накопления контуритов составляют по скважинам до 30 мм/1000 лет.

Континентальные подножия, взятые в целом, отличаются очень высокими, максимальными для глубоководных осадков, средними скоростями осадконакопления, достигающими нескольких сотен миллиметров за 1000 лет. Здесь сосредоточены наибольшие абсолютные массы обломочно-глинистого терригенного материала (больше они бывают только в дельтах крупных рек), а также захороненного органического вещества.

Донная фауна континентальных подножий довольно обильна, но представлена в основном мягкотелыми организмами, не сохраняющимися в ископаемом состоянии. Здесь доминирует трофическая группировка детритофагов, особенно безвыборочно заглатывающих грунт (илоедов). Разнообразные следы этих организмов видны на фотографиях дна и сохраняются в осадках в виде разного рода "ходов".

VI — соотношение планктонных (Фп), секреторных (Фс) и агглютинирующих (Фа) фораминифер (Бурмистрова, Беляева, 1981). VII — соотношение минералов в легкой фракции 0,1 — 0,05 мм (Кв — кварц, Пш — калиевый полевой шпат + кислый плагиоклаз, Пл — основной плагиоклаз, Ст — вулканическое стекло кислое, Ц — цеолиты (Свальнов, 1983). VIII — скорость осадконакопления (Свальнов, 1983)

Фации приконтинентальных абиссальных равнин

Абиссальные аккумулятивные равнины представляют собой как бы глубоководное продолжение континентальных подножий. В современных фациях переход от последних к абиссальным равнинам слабо выражен и носит, как правило, весьма постепенный характер.

Абиссальные равнины формировались в результате аккумулятивной деятельности турбидных потоков, что подтверждается типичными ритмично-слоистыми текстурами турбидитов, а также характерными записями непрерывного сейсмопрофилирования: картиной "непрозрачного" горизонтально-слоистого осадочного тела, "залившего" неровности рельефа подстилающего ложа, не облекая их, а притыкаясь к склонам. Показано, что наиболее интенсивное накопление турбидитов происходило в плиоцене-плейстоцене в эпохи оледенений, тогда как в голоцене оно проявлялось слабее или вообще прекратилось, что привело к перекрытию турбидитов гемипелагитами.

Турбидиты абиссальных равнин относятся в основном к типу дистальных, представляя собой тонкозернистые глинистые, алевроитово-глинистые, мергелевые осадки с ритмично-слоистой текстурой, выраженной чередованием однородных силтово-глинистых слоев с маломощными (часто миллиметровыми) алевроитовыми прослоями в основании и гемипелагитами (с ходами роющих организмов) в кровле.

Плейстоценовые и современные терригенные турбидиты абиссальной равнины Сом (Северо-Американская котловина Атлантического океана) хорошо изучены в кернах скважин 382 и 383 "Гломар Челленджера" (Мурдмаа, 1979в,д; Мурдмаа, Михина, 1979; Tucholke, Vogt et al., 1979). Отложения представлены двумя фациями — тонкозернистых дистальных турбидитов на краю равнины и крупнозернистых проксимальных турбидитов катастрофического турбидного потока 1929 г. в ее центре.

Дистальные турбидиты края абиссальной равнины, вскрытые скважиной 382 у подножия подводной горы Нэшвилл (глубина 5526 м), представляют толщу (232 м) темно-серых тонкозернистых терригенных осадков с силтовыми, крупноалевритовыми и песчаными прослоями, составляющими не более 25% объема. Прослой имеют резко очерченные нижние, а нередко также верхние контакты. В основании песчаных прослоев встречены обломки раковин мелководных моллюсков, свидетельствующие о выносе материала с шельфа. Песчано-алевритовые прослой по составу олигомиктовые полевошпатово-кварцевые, содержат растительный детрит и зерна глауконита. Основная масса сложена глинистыми и тонкодисперсными обломочными (кварц, полевые шпаты) минералами, содержат примесь биогенного CaCO_3 (в среднем 6%), мельчайший растительный детрит. Наблюдаются тонкие (миллиметровые) линзочки кварцевого алеврита.

Скважина 383 (глубина 5300 м) пробурена в отложениях окраины главного "стрежня" катастрофического турбидного потока 1929 г., порвавшего несколько подводных телеграфных кабелей и устремившегося на абиссальную равнину со скоростью около 80 км/час (Heezen, Hollister, 1971; Tucholke, Vogt et al., 1979). На расстоянии около 700 км

от эпицентра землетрясения, вызвавшего поток, сильно нарушенный при бурении керн был представлен олигомиктовыми кварцевыми песками — от крупнозернистых (с максимальным размером зерен до 5 мм) до мелкозернистых, содержащими примесь комков глины. Зерна кварца полуокатанные.

Помимо терригенных, на абиссальных равнинах встречаются биогенно-терригенные "локальные" турбидиты, содержащие значительное количество планктоногенного CaCO_3 или аморфного кремнезема. Они образуются в результате переотложения турбидными потоками гемипелагитов континентального склона или подводных возвышенностей. Современные турбидиты с базальными слоями из раковин фораминифер и гомогенным слоем мергелистой глины мы встречали на абиссальной равнине Аравийского моря. Описаны они также в Бенгальском заливе.

Эоценовую карбонатно-кремнисто-глинистую формацию таких турбидитов мы изучали в скважинах 386 и 387, пробуренных на дне Северо-Американской котловины (Мурдмаа, Михина, 1979; Tucholke, Vogt et al., 1979; McCave, 19796) (рис. 29). Базальный слой циклитов (α) в этих отложениях, обладающих типичной текстурой турбидитов, сложен обычно крупными радиоляриями (до 80%) и спикулами губок с примесью фораминифер, терригенного кварца (до 10%), глауконита. Тонкослойчатый, более тонкозернистый элемент циклитов (β) отличается большим содержанием глины, кокколлитов, мелких радиолярий, меньшим — спикул и фораминифер. Гомогенный элемент (γ), представленный преимущественно пелитами, содержит больше глинистого вещества и пелитоморфного CaCO_3 . Концентрация последнего возрастает до 40% в верхнем элементе циклита с ходами илоедов (δ), а содержание радиолярий в нем снижается. Гемипелагические прослои между циклитами (ϵ) бескарбонатны (свидетельствуя о глубине больше КГК), изрыты ходами илоедов, почти не содержат радиолярий. Тонкий гранулометрический анализ осадков с помощью счетчика Култера (McCave, 19796) выявил четкую градационную текстуру во внешне гомогенных пелитовых осадках элементов γ и δ , доказав их принадлежность к турбидитам в отличие от гемипелагитов (см. рис. 19).

Наряду с турбидитами на поверхности абиссальных равнин распространены гемипелагиты и нефелоидиты. К последним следует, по видимому, отнести ярко полосчатые (с чередованием горизонтальных полос коричневых и серых тонов толщиной по несколько сантиметров) глинистые илы без текстур турбидитов, которые распространены, например, на абиссальных равнинах дна Японского моря. Происхождение таких отложений можно объяснить эпизодическим поступлением (в связи с турбидитами или вне зависимости от них) придонных нефелоидных "облаков", переносимых над абиссальной равниной глубинными течениями. Пульсационный характер седиментации приводит к чередованию условий восстановительного (в моменты быстрой аккумуляции) и окислительного (при остановке накопления) диагенеза, что и обуславливает полосчатую окраску. Подобный механизм может объяснить формирование верхнемеловых пестроцветных глин Атлантического океана (Мурдмаа, 1979г; Murdmaa, 1978).

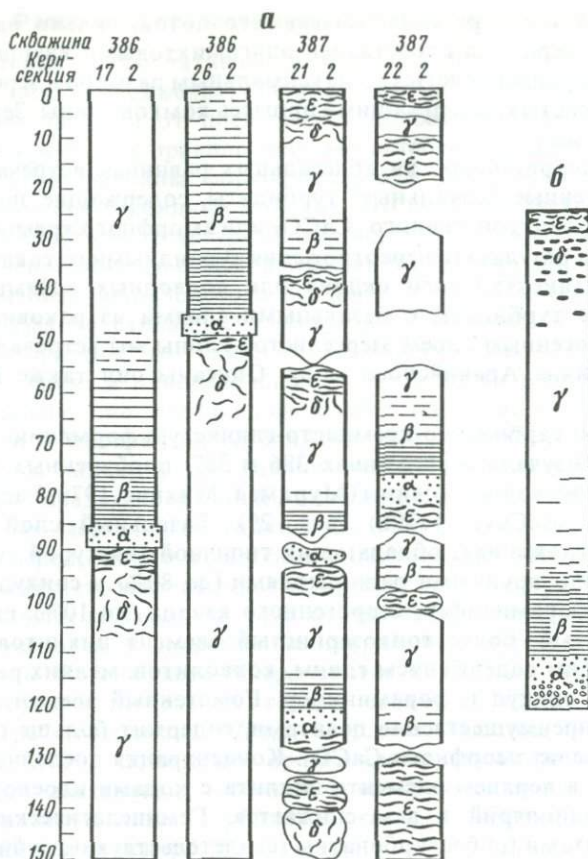


Рис. 29. Ритмично-слоистая текстура карбонатно-кремнисто-глинистых турбидитов (эоцен, северо-западная Атлантика)

a — зарисовка текстур в кернах скважин 43-го рейса судна "Гломар Челленджер",
б — идеализированный турбидитный цикл. Объяснение буквенных обозначений см. в тексте

Фаши однородных зеленовато-серых гемипелагических глин и мергельных илов возрастом от миоцена до плейстоцена мы описали на абиссальных равнинах Северо-Американской котловины по скважинам 382, 385, 386 и 391 (Мурдмаа, 1979в,д; Мурдмаа, Михина, 1979). Миоценовые гемипелагиты абиссальной равнины Сом, изученные на подножиях подводных гор Новой Англии (скважины 382, 385), образуют облекающий неровности основания плащеобразный покров. По составу это обычно тонкие глины (более 90% пелитовой, более 75% глинистой фракции), бескарбонатные, содержат 55—83% глинистых минералов, 15—35% кварца.

Своеобразный фашиальный комплекс абиссальных равнин представляют меловые (апт-сеноманские) черные и зеленовато-серые обогащенные органическим веществом глины, описанные нами (Мурдмаа, Михина, 1979; Мурдмаа, 1979д) по данным бурения в Северо-Американ-

ской котловине Атлантического океана. В разрезе этой толщи, судя по комплексу признаков, чередуются гемипелагиты, нефелоидиты, возможно отложения придонных течений типа контуритов (?), "гемипелагические" (радиоляриевые) турбидиты. Вся толща несет следы неравномерной пульсационной седиментации в условиях изменчивой гидродинамической активности придонных вод, периодической смены аэрированных и бескислородных (стагнированных) режимов.

Реконструкция по модели тектоники плит, а также схема эволюции фациальных обстановок показывают, что бассейны с периодически возникающими анаэробными условиями были обширными и, безусловно, глубоководными. Глубоководность доказывается сопоставлением гипсометрического положения черных глин и одновозрастных им мелководных фаций кораллово-рудистовых рифов и гемипелагических известковых илов (Мурдмаа, 1979д).

Макрофациями абиссальных равнин завершается терригенный фациальный ряд приконтинентальной области, находящейся под доминирующим влиянием разноса терригенного материала с континентов. Отдельные элементы (макрофазии) этого ряда занимают определенную позицию в системах циркумконтинентальной и вертикальной зональности, а их признаки позволяют восстановить палеобстановки по ископаемым фациям.

В то же время в фациях терригенного ряда отражено их положение в системе климатической зональности. Наиболее надежным критерием установления климатических зон служат палеонтологические (палеоэкологические) признаки. Выявлены также минералогические и геохимические индикаторы климата. Так, для экваториальной гумидной зоны характерна относительная концентрация устойчивых к выветриванию терригенных минералов, продуктов латеритного выветривания, образование аутигенного шамозита на шельфе. Терригенные осадки приконтинентальных фаций аридных зон распознаются по присутствию эолового материала, малоустойчивых минералов, продуктов размыва (или выдувания) эвапоритов. В ледовых зонах наблюдаются терригенные фациальные ряды, представленные айсберговыми и ледово-морскими отложениями, в той или иной степени переработанными гидродинамическими и гравитационными процессами. Наиболее характерным признаком приконтинентальных фаций ледовых зон является присутствие грубообломочного материала ледового и айсбергового разноса, а также отсутствие признаков химического выветривания обломочных минералов.

ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ КАРБОНАТНОГО РЯДА

При скудном терригенном питании приконтинентальный седиментогенез находится в угнетенном состоянии, область его развития сокращается и он приобретает черты пелагического седиментогенеза, что выражается прежде всего в преобладании биогенной седиментации. В тропических и субтропических широтах при аридном климате на континентальных окраинах формируются фациальные ряды преимущественно карбонатных биогенных осадков (рис. 30).

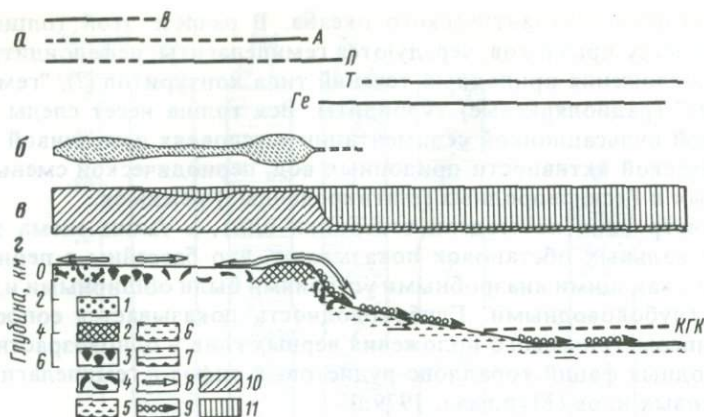


Рис. 30. Идеализированная схема карбонатного фациального ряда пассивной континентальной окраины

а — литодинамические типы отложений (сплошная линия — хорошо выраженные, пунктир — слабо выраженные): В — волновые; А — автохтонные; П — перемытые (придонных течений); Т — турбидиты; Ге — гемипелагиты; *б* — относительная интенсивность бентогенной продукции CaCO₃; *в* — генезис CaCO₃ (10 — бентогенный, 11 — планктоногенный); *г* — профиль дна с основными фациями. Компоненты осадков: 1 — терригенный песок, 2 — биогермные известняки, 3 — раковины моллюсков, 4 — бентогенный детрит, 5 — планктоногенный известковый материал, 6 — то же, с глинистым веществом, 7 — известково-терригенные турбидиты. Стрелки над профилем: 8 — переувлажнение биогенного материала придонными течениями, 9 — турбидные потоки. КГК — критическая глубина карбонатакопления

Фации шельфов и мелководных банок

Мелководные фации карбонатного ряда представлены разнообразными, часто мозаично распространенными бентогенными известковыми осадками. Через биосистемы бентоса эти фации тесно связаны с температурой вод и другими широтно-зональными экологическими факторами, а также с глубиной, динамикой вод, их мутностью, ресурсами питательного вещества.

Биогеографическая зональность контролирует ареалы распространения сообществ осадкообразующих организмов с карбонатной функцией, а через них — распределение по широтам фациальных комплексов карбонатных осадков. Выделяются широтные зоны развития тепловодных кораллово-водорослевых (рифогенных) комплексов, относительно более холодноводных ракушечных, мшанковых и разнотритовых фаций. Глубина и связанная с ней освещенность предопределяет распространение биоценозов с участием фотосинтезирующих водорослей, а следовательно, вертикальную зональность распространения соответствующих фаций.

Помимо биогенного, в мелководном карбонатакоплении участвует хемогенный процесс выпадения карбонатов (прежде всего арагонита и доломита) из пересыщенных ими морских вод. Фации с участием хемогенных карбонатов распространены в аридных зонах.

Классическим примером шельфовой макрофации с кораллово-водорослевым комплексом служит район Большого Барьерного рифа (Гинзбург, Джеймс, 1978; Maxwell, 1968; Maxwell, Swinchatt, 1970). Здесь от

берега к краю шельфа наблюдается общая тенденция увеличения карбонатности (от менее 50% до 80—100%), уменьшение содержания песчаной фракции (от более 90% до менее 50%) и терригенной составляющей в ней. Выделяются мелководные фации известковистых терригенных песков волновой зоны с фауной моллюсков, моллюсково-мшанковых, терригенно-известковых заиленных песков и илов относительно затишной зоны среднего шельфа и сложно построенный комплекс высококарбонатных осадков (80—100% CaCO_3) внешнего шельфа, состоящий из двух поясов кораллово-водорослевых рифов с халимедовыми и кораллово-детритовыми осадками в промешутках, между которыми на дне пологой ложбины (глубина 50—100 м) развита фация смешанно-детритовых известковых песков с бентосными фораминиферами.

Любопытно отметить, что даже при наличии мощного рифового комплекса на краю шельфа основными продуцентами CaCO_3 на шельфе являются не кораллы и даже не известковые водоросли, а моллюски, мшанки и фораминиферы. Моллюсковые и бентосно-фораминиферовые фации известковых осадков доминируют также в восточной части шельфа Мексиканского залива (Гинзбург, Джеймс, 1978), на шельфе п-ова Юкотан (Logan et al., 1969), на Сахульском шельфе (Van Andel, Veevers, 1967), на шельфах Западной Африки (Сенин, 1974; Summerhayes et al., 1976) и Бразилии (Захаров, 1974; Захаров, Сенин, 1981; Milliman, Summerhayes, 1975). На шельфе Южной Австралии основными осадкообразующими организмами являются мшанки.

Раннемеловые пририфовые фации вскрыты бурением на краю плато Блейк, в скважинах 389, 390 и 392 (Мурдмаа, 1979, в.д; Мурдмаа, Михина, 1979; Benson, Sheridan et al., 1978; Enos, Freeman, 1978).

Фации мелководных изолированных отмелей — "карбонатных платформ" аридной зоны лучше всего изучены на примере Большой Багамской банки (рис. 31). По краю отмели протягивается узкая полоса кораллово-водорослевых рифов и детритовых песков, образовавшихся при их разрушении. За ней по периферии лагуны располагаются фации оолитовых известковых песков и агрегированных арагонитовых осадков — грейпстоунов, представляющие условия хемогенного карбонатообразования. Внутреннюю часть лагуны с малоподвижными водами занимают известковые илы, состоящие из тонких арагонитовых иголочек — продуктов дезинтеграции зеленых водорослей и их пеллетные (переработанные илоедами) разности.

На шельфе Северо-Западной Африки мелководное бентогенное карбонатонакопление происходит в аридной зоне в условиях северного пассатного апвеллинга (Summerhayes et al., 1976; Захаров, Сенин, 1981). На профиле у побережья Марокко (рис. 32) наблюдается чередование фаций высокой и относительно пониженной гидродинамической энергии, что отражается на изменениях granulometricкого и химического состава осадков и в смене осадкообразующей фауны. В прибрежной зоне (Ш1) и на среднем шельфе (Ш3) в малоподвижных придонных водах образуются тонкозернистые известково-терригенные осадки с повышенным содержанием терригенного (золотого) материала и органического вещества. Известковый материал

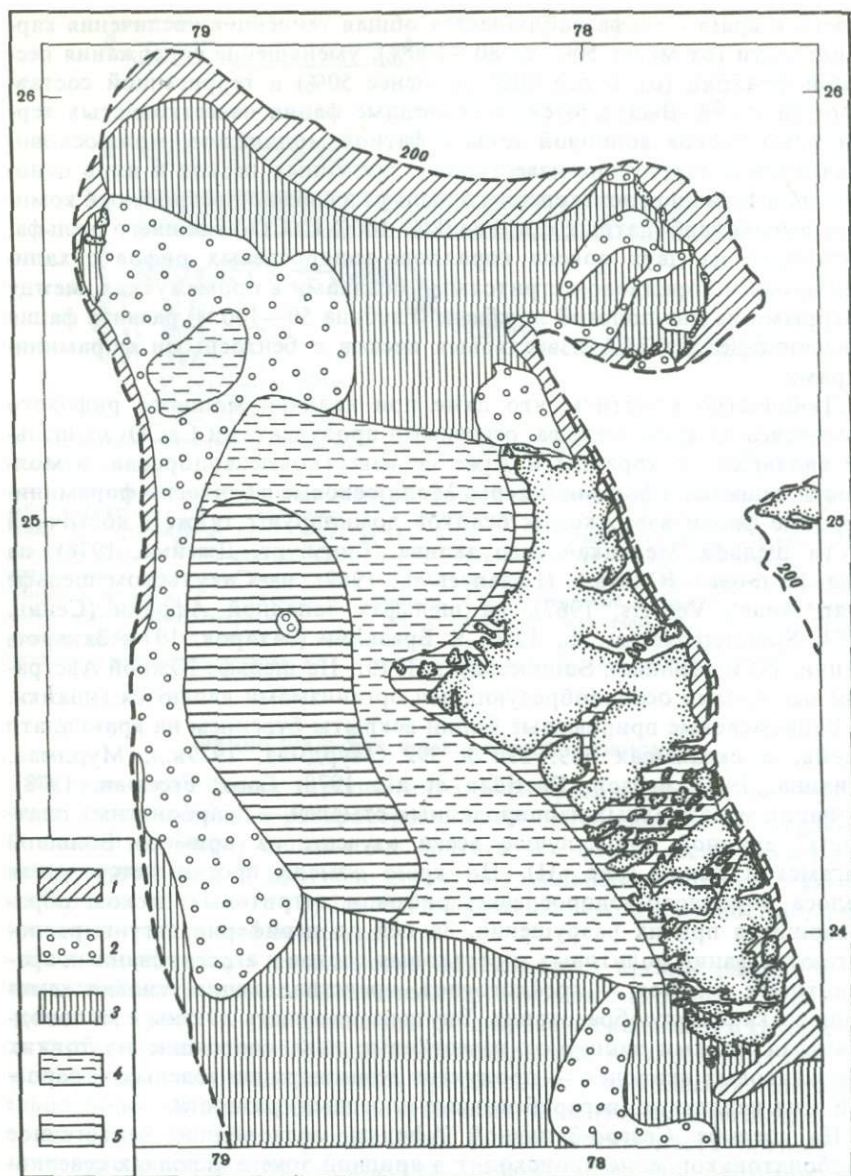


Рис. 31. Фации Большой Багамской банки

1—2 — бентогенные осадки края банки (высокой энергии), 3—4 — хемогенное карбонатообразование; 5 — бентогенно-детритовая лагунная (Урьев, Юинг, 1978)

прибрежных фаций сложен преимущественно детритом морских ежей и моллюсков, тогда как на среднем шельфе доминируют планктонные фораминиферы. На внутреннем шельфе и на его внешнем краю развиты фации грубых ракушечных песков с преобладанием детрита двусторчатых моллюсков. На краю шельфа на глубине 95—100 м обнаружена

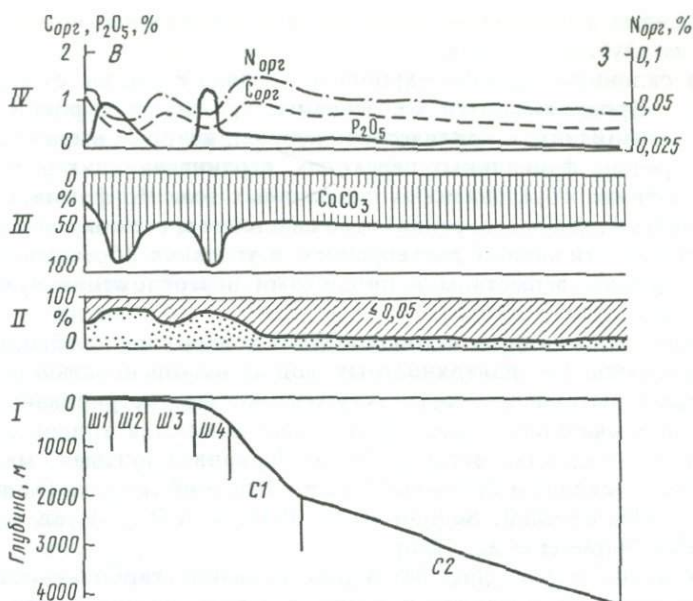


Рис. 32. Фациальный профиль континентальной окраины Северо-Западной Африки — пример карбонатного фациального ряда в условиях слабого апвеллинга

I — профиль дна. Фации: Ш1 — прибрежных известково-терригенных илов, обогащенных органическим веществом; Ш2 — ракушечно-детритовых известковых песков среднего шельфа, обогащенных фосфатными зернами; Ш3 — известково-терригенных (мергельных) илов зоны малоподвижных вод среднего шельфа; Ш4 — ракушечно-детритовых известковых осадков края шельфа, обогащенных фосфатными зернами и глауконитом (реликтовых); C1 — обогащенных органическим веществом песчано-алевритово-пелитовых мергельных илов континентального склона; C2 — планктонных мергельных гемипелагических илов подножия склона; II — соотношение гранулометрических компонентов (крупнее и мельче 0,05 мм); III — соотношение CaCO_3 и бескарбонатного (терригенного + глауконита + фосфата) материала; IV — содержание в осадках $\text{C}_{\text{орг}}$, P_2O_5 и $\text{N}_{\text{орг}}$

фация бентосно-фораминиферовых песков (Milliman, 1974). В отдельных участках наблюдаются скопления раковин брахиопод и их детрита. К фациям грубых известковых песков приурочены повышенные концентрации фосфатных зерен и глауконита, поступающих в современные осадки в ходе размыва подводных обнажений.

Фации континентальных склонов и подножий

Континентальные склоны, включая подножия, заняты в карбонатном ряду фациями известковых планктоногенных кокколито-фораминиферовых гемипелагических илов, которые лишь под бровкой шельфа (на глубинах менее 500—600 м) сменяются бентогенно-детритовыми осадками, образованными за счет смыва мелководного известкового бентогенного детрита придонными течениями. Но примесь бентогенного детрита, а также переотложенных мелководных бентосных фораминифер, встречается в глубоководных осадках склона вплоть до подножия, что позволяет надежно отличить склоновые фации планк-

тоногенных известковых осадков от фаций подводных возвышенностей того же глубинного уровня.

На склоновых фациях карбонатного ряда сказывается растворение CaCO_3 . Прослеживаются все основные критические уровни растворения — лизоклины и критические глубины, которые выражены в соответствующих фациальных переходах, ограничивающих распространение глубинно обусловленных фациальных зон. Но формирование фациального "ряда растворения" осложняется терригенным разбавлением, аномально усиленным растворением в условиях обогащения осадков органическим веществом и процессами переотложения известкового материала.

Интенсивность карбоната накопления контролируется биологической продуктивностью поверхностных вод и насыщенностью их CaCO_3 . Наиболее высокие скорости аккумуляции зарегистрированы на склонах, примыкающих к шельфовым апвеллингам в аридных зонах на восточных окраинах океанов. Такая "приапвеллинговая" макрофагия изучена на склоне и подножия Северо-Западной Африки (Summerhayes et al., 1976; Lancelot, Seibold et al., 1977; Von Rad, Ryan et al., 1980; Lancelot, Winterer et al., 1980).

На профиле (см. рис. 34) видно убывание карбонатности, содержания крупного алеврита и песка, а также органического вещества и фосфора при переходе от фаций края шельфа к склоновым. При этом выделяется фация (C1) детритово-мергельных илов относительно богатых органическим веществом на глубинах менее 300—500 м, где осадкообразование происходит за счет смыва материала с шельфа и дополнительной поставки органического вещества из надсклоновой зоны повышенной биопродуктивности. Над средней частью склона (глубина около 2 км) выявлена фация известковых кокколитофораминиферовых илов (C2). На нижней части склона и на подножии в неоген-четвертичное время накапливались серые с коричневыми прослоями гемипелагические мергельные илы, состоящие из нанопланктона с подчиненным количеством фораминифер и терригенного (в значительной мере эолового) обломочно-глинистого вещества. Содержание CaCO_3 в среднем 40—60%, но испытывает резкие колебания (25—90%), которые сопоставляются с климатически обусловленными "циклами растворения".

То, что колебания карбонатности связаны именно с растворением CaCO_3 , доказывается, в частности, наличием корреляции между степенью разрушения (фрагментации) планктонных фораминифер и отношением числа бентосных фораминифер к планктонным (Diester-Haass, 1978). Скорости осадконакопления высокие, достигают 50—80 мм/1000 лет.

Фации дна приконтинентальных котловин

Абиссальные фации дна котловин, примыкающих к континентальным окраинам с карбонатным фациальным рядом, представлены либо терригенно-карбонатными дистальными турбидитами и нефелоидитами, либо пелагическими глинами.

Современную (голоцен-верхнеплейстоценовую) фацию дистальных карбонатно-терригенных турбидитов и нефелоидитов мы наблюдали в трех колонках на абиссальной равнине Кораллового моря (глубина 4100 м). Колонки вскрыли ритмично-слоистую сероцветную пачку сходно построенных турбидитных циклитов мощностью 10—40 см каждый, сложенных терригенными или карбонатными осадками. Базальные элементы терригенных циклитов представлены полимиктовыми алевритами, верхние — алевритово-глинистыми, глинистыми или мергельными илами. Карбонатные циклиты состоят из более грубого (фораминиферового) базального и тонкозернистого кокколитового верхнего элементов.

К континентальным фациям дна котловин карбонатного ряда относятся, вероятно, позднеюрские-раннемеловые сероцветные слоистые известняки и мергели Северо-Американской котловины Атлантического океана, которые вскрыты многими скважинами глубоководного бурения (Мурдмаа, 1979в,д; Мурдмаа, Михина, 1979; Мурдмаа и др., 1979а; Benson, Sheridan et al., 1978; Tucholke, Vogt et al., 1979; Freeman, Enos, 1978). Накопление этой карбонатной толщи происходило на дне довольно глубокой (порядка 3 км) котловины, отделенной от континента уступом континентального склона и полосой барьерных рифов на краю шельфа.

Первичные осадки представляли собой пелитоморфные известковые и мергельные нано-илы с высоким содержанием органического вещества. Обогащенность органическим веществом и присутствие радиоярий, а также большие скорости карбонатакопления указывают на высокую биологическую продуктивность водоема. Обилие органического вещества создало восстановительные условия раннего диагенеза, о чем свидетельствуют сероцветность и присутствие аутигенного пирита. Об обилии пищи и эвтрофных условиях обитания донной фауны говорят проработанные илоедами массивные известняки с текстурами биотурбации. Отсутствие мелководной бентосной фауны (кроме явно переотложенного детрита в отдельных турбидитных слоях) подтверждает заключение об относительной глубоководности этих фаций, выведенное из реконструкции первичного фациального профиля с использованием в качестве "репера" уровня моря барьерного рифа на плато Блейк. Характерная для всей толщи ритмичная слоистость нескольких порядков объясняется пульсационным режимом седиментации гемипелагитов и нефелоидитов, что может быть связано как с осцилляциями скоростей придонных течений, так и с периодичностью (возможно, сезонной) поставки биогенного и терригенного материала. Не исключено, что более крупные колебания карбонатности представляют "циклы растворения" CaCO_3 , обусловленные изменениями климата.

ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИБРЕЖНЫХ АПВЕЛЛИНГОВ

В тропических аридных зонах у западных побережий океанов развиваются мощные, постоянно действующие системы подъема богатых биогенными элементами подповерхностных вод — апвеллинги, которые создают условия очень высокой биологической продуктивности. В этих

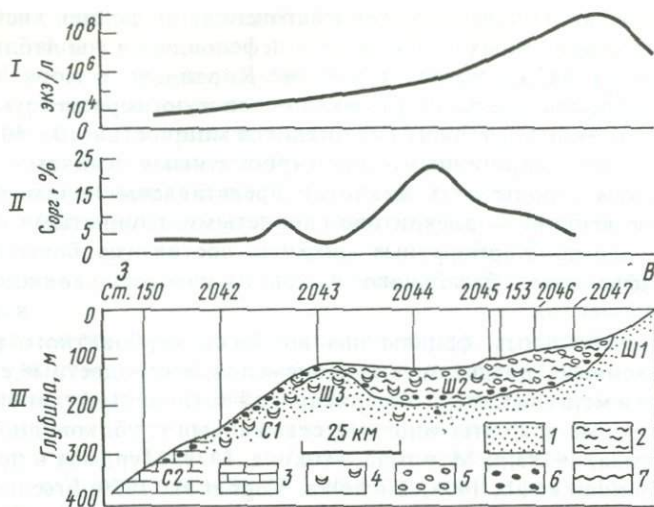


Рис. 33. Схематический фациальный разрез верхнечетвертичных отложений шельфа Юго-Западной Африки по 23° ю.ш. (I) (Батурин, 1978, с дополнениями автора)

1 — терригенные пески и алевриты; 2 — сапропелевые диатомовые илы; 3 — фораминиферовые осадки; 4 — ракушка; 5 — голоценовые фосфоритовые конкреции; 6 — доголоценовые фосфоритовые конкреции; 7 — поверхность размыва. Фации: Ш1 — активной волновой зоны; Ш2 — среднего шельфа (малоподвижных придонных вод и максимальной биопродуктивности); Ш3 — края шельфа (реликтовых и резидуальных осадков в условиях высокой подвижности придонных вод); С1 — бровки склона (реликтовых осадков в условиях высокой подвижности придонных вод); С2 — верхней части склона (малоподвижных придонных вод, интенсивного карбоната накопления). Цифры над профилем — номера станций. Кривые сверху: II — $C_{орг}$ (в %) в осадках; III — число клеток фитопланктона в 1 л воды

условиях на шельфе, отчасти на континентальном склоне, развиваются своеобразные фациальные комплексы, в которых протекают современные процессы фосфоритообразования (Батурин, 1978), быстрого накопления и концентрирования органического вещества, а также диатомового кремнезема. Это фациальные системы с максимальной для океана напряженностью биогенной седиментации, реализующейся в условиях узких открытых шельфов со слабым терригенным питанием и относительно невысокой гидродинамической активностью придонных вод.

Фациальная система апвеллинга на шельфе Намибии детально исследована Г.Н. Батуриным (1978), а также рядом других исследователей (Емельянов, 1973; Емельянов, Сенин, 1969; Басов, Беляева, 1974). На профиле (рис. 33) четко выделяются четыре фациальные зоны: прибрежные, в основном реликтовые терригенные пески и крупные алевриты (Ш1); сапропелевые слабо фосфатные (содержащие современные и доголоценовые фосфоритовые конкреции), с раковинами моллюсков, диатомовых илов, среднего шельфа (Ш2); перемытые реликтовые фосфоритовые пески, с доголоценовыми фосфоритовыми конкрециями, края шельфа и самой верхней части континентального склона (Ш3, С1); известковые фораминиферовые осадки, с доголоценовыми фосфоритовыми конкрециями, континентального склона (С2). Собственно апвеллинговый процесс интенсивной современной биогенной се-

диментации органического вещества, аморфного кремнезема, фосфора и связанных с ними микроэлементов сосредоточен в фациях среднего шельфа. Здесь же протекают процессы диагенетического концентрирования фосфатов (Батулин, 1978).

Сходный характер имеет фаціальный комплекс Перуанско-Чилийского апвеллинга в Тихом океане (Саидова, 1971; Логвиненко и др., 1973; Гершанович, Конюхов, 1975; Мурдмаа, и др., 1976а; Батулин, 1978; Burnett, 1977).

За узкой мелководной (до 15 м) полосой прибрежных терригенных песков, илов и расположенной мористее (глубины 15—40 м) фацией более грубых реликтовых ракушечных песков развита фация черных терригенно-диатомовых (до 16% $\text{SiO}_2_{\text{аморф}}$) слабо сапропелевых (до 10% $\text{C}_{\text{орг}}$) илов среднего шельфа, содержащих свободный сероводород, пирит, костный детрит, раковины моллюсков, небольшую примесь фосфатных зерен и глауконита. В колонке с глубины 70 м переслаиваются слабо кремнистые и чисто терригенные илы, а также прослой, обогащенные бентосными фораминиферами. На глубине 105—213 м вскрыт трехметровый разрез черных, несортированных песчано-алевритово-пелитовых осадков, состоящих из терригенного обломочно-глинистого материала, диатомей, черных оолитоподобных фосфатных зерен размером 0,05—2 мм, обломков раковин моллюсков, донных фораминифер и костного детрита. Соотношение этих компонентов меняется от слоя к слою. Выделяются песчано-алевритовые слои фосфатного песка, фораминиферо-терригенно-фосфоритового песка с окатанной галькой, терригенно-диатомового ила и раковинного детрита (Мурдмаа и др., 1976а).

Край шельфа и верхняя часть континентального склона на глубинах 150—360 м представлены фациями повышенной гидродинамической энергии, широкого распределения реликтовых и резидуальных образований. Здесь развита фация фораминиферо-фосфатных песков с примесью костного детрита, глауконита, пирита, с довольно высоким содержанием органического вещества (до 1% $\text{C}_{\text{орг}}$). Глубже нее на склоне встречена глауконитовая фация несортированных пелитово-песчано-алевритовых слабокарбонатных осадков (Саидова, 1971; Логвиненко и др., 1973). Глауконитовой фацией завершается собственно апвеллинговый фаціальный комплекс, однако влияние высокой биологической продуктивности вод сказывается и глубже на склоне Перуанско-Чилийского желоба, где осадки обогащены диатомовым и органическим веществом.

ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ВОЛНИСТЫХ АБИССАЛЬНЫХ РАВНИН У АКТИВНЫХ ОКРАИН

На абиссальных волнистых равнинах периферии ложа Тихого и северо-восточной части Индийского океана, за морфоструктурными комплексами активных континентальных окраин (окраинными морями, островными дугами, желобами), служащими барьерами для придонных потоков терригенного материала, создаются условия собственно гемипелагической седиментации — осаждения взвеси из водной толщи

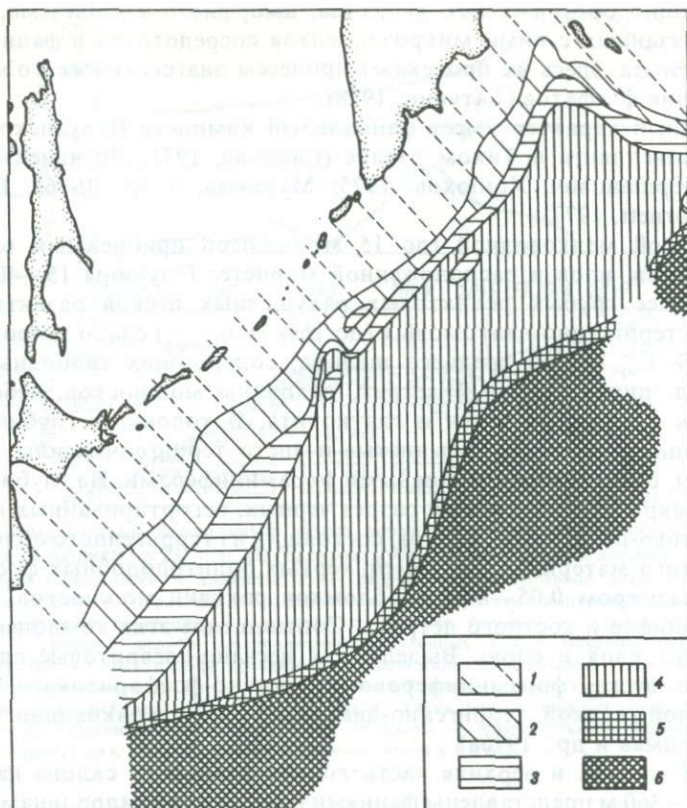


Рис. 34. Увеличение мощности поверхностного окисленного слоя гемипелагитов к границе пелагической области в северо-западной части Тихого океана (Безруков, 1960)

Мощность в см: 1 — 0—5; 2 — 5—10; 3 — 10—20; 4 — 20—50; 5 — 50—100; 6 — более 100. Быстрый переход от 50 см до исчезновения редукционной зоны соответствует границе между приконтинентальной и пелагической областями

либо в виде "снегопада частиц", либо по пеллетному механизму посредством биофильтрации. Осадкообразование находится под влиянием циркумконтинентальной зоны высокой биопродуктивности, обеспечивающей довольно интенсивное биогенное кремненакопление, а также функционирование биофильтрационного механизма седиментации. Тонкий взвешенный терригенный материал, в основном глинистый, с подчиненным количеством силта и небольшой примесью крупного алевроита, поставляется поверхностными течениями. Из наземных вул-

Рис. 35. Разрез гемипелагитов северо-западной окраины ложа Тихого океана (скв 436 судна "Гломар Челленджер") составлен по данным из "Scientific Party" (1980)

1 — диатомово-глинистые гемипелагиты с переменным содержанием витрокластической тефры и "пепловых" прослоев; 2 — диатомово-радиоляриево-глинистые гемипелагиты (переходные к пелагитам); 3 — пелагические глины; 4 — галька ледового разноса; 5 — цеолиты; 6 — кремни

канов андезитового пояса поступает тонкий, как правило, витрокластический пепел, разносимый ветрами и течениями, а также плавающая пемза, дробление которой, по нашему мнению, является важным (если не главным) механизмом поставки витрокластического материала осадков описываемых фаций.

Господствуют условия малой подвижности придонных вод, не препятствующие осаждению даже самых мелких частиц. Поэтому гранулометрический состав осадков в основном зависит от поступления материала разной крупности и в гораздо меньшей степени — от динамических условий его осаждения. Господствуют алевроитово-пелитовые и пелитовые (чаще сiltово-глинистые) илы с низким содержанием фракций крупнее 0,05 мм (Лисицын и др., 1970).

Состав гемипелагитов волнистых абиссальных равнин контролируется источниками терригенного и вулканокластического материала (обломочные и глинистые минералы); широтно-зональной биогенной (планктоногенной) седиментацией; глубиной по отношению к КГК и карбонатному лизоклину (содержание CaCO_3). В большинстве случаев глубина котловин значительно больше КГК (5,6—6 км или более), что предопределяет образование бескарбонатных осадков. Преобладает глинистый материал, обычно полимиктовый. Содержание тонкодисперсного кварца около 10—20%, отношение кварц/полевой шпат меньше 1. Почти всегда присутствуют кремнистые биогенные частицы (радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты, их детрит); в высокопродуктивных зонах (поясах кремненакопления) они становятся осадкообразующими.

Осадки в массе сероцветные, но поверхностный коричневый окисленный слой хорошо развит, причем мощность его закономерно возрастает в сторону пелагической области (Безруков, 1960; Скорнякова, 1961; Lynn, Bonatti, 1965) (рис. 34). Увеличение мощности окисленного слоя (от 1—5 см до 20—40 см) согласуется с уменьшением скорости осадконакопления (от 10—30 до 3 мм/1000 лет), концентрации (от 0,5—1% до 0,25% $\text{C}_{\text{орг}}$) и абсолютных масс органического вещества, с убыванием интенсивности раннедиагенетической сульфатредукции (Страхов, 1972). Соответственно изменяются характер диагенетической миграции Fe и Mn (Страхов, 1972, 1976; Страхов и др., 1973), комплексы аутигенных минералов (Мурдмаа и др., 1979в). По мере приближения к границе пелагической области сульфидный парагенез сменяется карбонатным (родохрозитовым), убывает интенсивность миграционного потока Mn из осадков в воду.

В разрезах четвертичных гемипелагитов описываемых фаций (Безруков, 1960, 1970; Романкевич и др., 1966) наблюдаются связанные с климатическими изменениями колебания концентрации биогенной кремнистой составляющей, что создает нечеткую слоистость осадков. На этом фоне выделяются резко ограниченные прослои витрокластической тефры и менее отчетливые — глинисто-туффитовых осадков (Репечка, 1972; Свальнов и др., 1976; Horn et al., 1969). Текстура самих гемипелагитов обычно неслоистая, гомогенная, со следами биотурбации.

Неоген-четвертичный разрез гемипелагитов мощностью 360 м

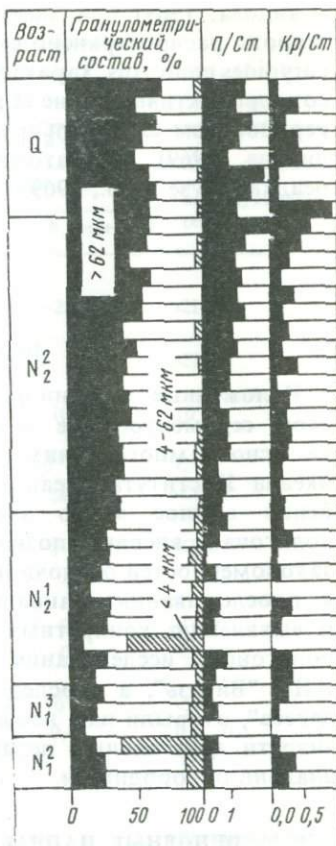
Рис. 36. Характеристика прослоев тефры в скв. 436 (разрез см. рис. 35)

Компоненты: П — обломки пемзы; Ст — обломки бесцветного стекла; Кр — кристаллокластический материал (Fujioka, 1985)

вскрыт на краевом валу Японского желоба скв. 436 (Scientific Party, 1980; Murdmaa et al., 1980a; Murdmaa, Kazakova, 1980). Осадки представлены довольно однородными зеленовато-черными слабо кремнистыми диатомово-глинистыми и илтово-глинистыми илами с меняющимися по вертикали соотношениями биогенной кремнистой, вулканокластической и терригенной глинистой составляющих. Выделяются четкие прослои витрокластической тефры. Скорости осадконакопления составляют в среднем около 60 мм/1000 лет, а абсолютные массы биогенного кремнезема варьируют от 0,17 до 0,47 г/см² за 1000 лет, причем максимальные величины относятся к плейстоцену, что объясняется повышением биологической продуктивности вод.

В разрезе скв. 436 (рис. 35) прослеживается переход от типичных полностью окисленных марганцовистых (до 3,4% Mn) пелагических глин олигоценового возраста через переходный слой слабо восстановленных (без сульфидов) нижнемиоценовых диатомово-глинистых илов (с постепенным убыванием содержания марганца снизу вверх от 0,6 до 0,15%) к сульфидсодержащим безмарганцовистым (0,05% Mn или меньше) гемипелагитам (Murdmaa et al., 1980a). Уменьшению содержания Mn и возрастанию степени восстановления соответствует увеличение содержания в осадках органического вещества и скоростей осадконакопления, а также изменение гранулометрического и минерального состава тефры (рис. 36). Указанные изменения отражают переход точки скв. 436 через границу между пелагической и гемипелагической областями в ходе движения Тихоокеанской плиты в сторону зоны субдукции Японского желоба.

Донная макрофауна в фациях гемипелагитов количественно богаче, чем в соседней пелагической области (биомассы варьируют в пределах 0,1—1 г/м²), относится к приконтинентальной эвтрофной группировке преобладания детритофагов (Соколова, 1979, 1986), но представлена в основном бескелетными формами. Абиссальные фации гемипелагитов (глубже КГК) заселены агглютинирующими бентосными фораминиферами, численность раковин которых варьирует в широких пределах — от 25 до 200 и более экземпляров на 50 г осадка



(Саидова, 1969) при значительном видовом разнообразии. Наиболее широко распространено сообщество *Cribrostomoides profundum* + *Recuryoides contortus*, характеризующее эвтрофные условия обитания в высокопродуктивной зоне (Саидова, 1981). Численность радиолярий в поверхностном слое варьирует от 10—50 до 100—200 тыс. экз./г (Кругликова, 1969), а диатомей — от 5 до 50 млн створок/г сухого осадка (Жузе и др., 1969).

Глава VII

ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Изложенные в данной главе представления автора о пелагическом седиментогенезе и его фациальной организации выработаны на основе многолетних исследований коллектива отдела геологии океана Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Особенно важное место занимают здесь работы на геологических полигонах, впервые позволившие перейти от изучения глобальных закономерностей осадочного процесса в пелагических областях океана к прослеживанию фациальной изменчивости пелагических осадков и выявлению конкретных фаций (Скорнякова и др., 1971). Именно полигонные исследования, проведенные в 43-м, 48-м и 54-м рейсах НИС "Витязь", а впоследствии в ряде рейсов НИС "Дмитрий Менделеев", открыли нам неожиданно пеструю картину локальной изменчивости абиссальных пелагических осадков, ранее считавшихся фациально однородными.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ. ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ

Как было показано в гл. V, вся пелагическая мегафациальная область в целом является ареной доминирования пелагической биогенной (планктоногенной) седиментации, которая приводит к биологической дифференциации осадочного вещества. Биодифференциация (Лисицын, 1978; Богданов, 1980) как ведущий процесс пелагического седиментогенеза не только охватывает собственно биогенные компоненты осадков (CaCO_3 , SiO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$, P и др.), но и контролирует через биофильтрацию также терригенную седиментацию. Отсюда вытекает зависимость главных мегафациальных изменений пелагического седиментогенеза от поля биологической продуктивности, которое, как известно (Лисицын, 1974, 1978, 1981; Виноградов, Лисицын, 1981), имеет ясно выраженную широтно-зональную структуру. В соответствии с широтно-зональной структурой биосистемы океана, отраженной в пелагическом седиментогенезе, пелагическая область делится на широтные мегафациальные зоны высокой и низкой биопродуктивности.

Выделяются три глобальные широтные зоны повышенной биопродуктивности, соответствующие гумидным зонам Земли (Лисицын,

Таблица 9

Сравнительная характеристика продуктивных и непродуктивных мегафациальных зон пелагических областей океана (по данным А.П. Лисицына, 1974, 1978, 1981)

Показатель	В зонах		
	продуктивных		непродуктивных (аридных)
	экваториальной	южной умеренной	
Первичная продукция $C_{орг}$, мг/м ² ·день	100—200	100—250	<100
Продукция биогенного SiO ₂ , г/см ² ·год	100—500	>500	<100
Число клеток фитопланктона в 1 л воды	10 ³ —10 ⁴	10 ³ —10 ⁴	10 ²
Скорость накопления, мм/1000 лет:			
бескарбонатных осадков	1—5	3—10	<1
известковых осадков	5—20	Нет данных	<10
Абсолютные массы:			
$C_{орг}$, мг/см ² ·1000 лет	0,5—1,0	0,1—1	<0,5
CaCO ₃ , г/см ² ·1000 лет			
Терригенного материала, г/см ² ·1000 лет	0,2—0,5	0,05—0,2	<0,02
Al ₂ O ₃ , г/см ² ·1000 лет	0,01—0,1	0,01—0,1	<0,01
Концентрация в осадках, %:			
SiO ₂ аморф	3—30	10—70	<1
$C_{орг}$	0,2—0,5	0,1—0,4	0,1—0,2
Fe	2—4	1—3	5—7
Литолого-фациальные типы осадков			
Выше КГК	Кремнисто-известковые		Бескремнистые известковые
Глубже КГК	радиоляриевые диатомовые Кремнистые, кремнисто-глинистые радиоляриевые диатомовые		Пелагические глины

1974, 1981): экваториальная и две в умеренных широтах обоих полушарий. Между ними, в центрах гигантских субтропических антициклонических круговоротов течений, располагаются мегафации "пелагических пустынь" — обширные области непродуктивных вод, предельно низких величин первичной продукции (Кобленц-Мишке, 1977), численности клеток фитопланктона (Волковинский и др., 1972), биомасс зоопланктона (Богоров и др., 1968) и бентоса (Зенкевич и др., 1971). Биопродуктивность функционально связана с полем концентрации основных лимитирующих биогенных элементов (P, N, Si) в слое фотосинтеза (Иваненков и др., 1979) и с вертикальной циркуляцией вод, обеспечивающей их поступление (табл. 9). Через концентрацию и динамику поступления питательных веществ биосистема пелагиали связана с распределением поверхностных

водных масс, в том числе с их температурой, соленостью, плотностью (Степанов, 1974) и с общей системой поверхностной циркуляции (Бурков, Монин, 1973). Эти многогранные связи создают системную целостность широтных зон, которые отражаются в мегафациях посредством биогенной седиментации.

Трем продуктивным зонам соответствуют на дне три широтных пояса биогенного кремненакопления — экваториальный и два в умеренных широтах (Лисицын, 1966а, 1977), являющиеся одновременно поясами ускоренного накопления абсолютных масс "биогенной триады" — CaCO_3 , SiO_2 аморф и $\text{C}_{\text{орг}}$ (Лисицын, 1974, 1978; Емельянов, 1981), а также всех других связанных с биогенной садкой компонентов, в том числе взвешенного терригенного глинистого материала.

Пелагическая область, по самому определению этого понятия, получает ничтожную, в расчете на единицу площади, долю твердого осадочного вещества, выносимого с континентов. Его хватает для обеспечения лишь очень незначительных темпов терригенного осадконакопления — не более 1—3 мм/1000 лет. Материал этот почти исключительно тонкодисперсный, в основном мельче 5 мкм, и свободно переносится даже слабыми океанскими течениями. На исчезающе слабом фоне поступления взвеси речных выносов особенно ярко выступает в пелагической области эоловый процесс (Лисицын, 1978), приводящий к образованию специфических эоловых фаций пелагических глин. Эоловый материал также очень тонкозернистый, преобладает фракция мельче 1 мкм (Лисицын, 1978; Kennett, 1982).

Осаждение столь тонкозернистого материала через многокилометровую толщу подвижных океанских вод возможно только путем его агрегации в более крупные частицы — pellets в ходе жизнедеятельности зоопланктонных организмов. Такой биофильтрационный механизм осаждения тонкодисперсной взвеси доминирует во всей пелагической области и является основой биогенной дифференциации терригенного материала (Лисицын, 1978, 1981; Богданов и др., 1981). Пеллетный механизм ответствен также за седиментацию тонкого биогенного материала — скелетных остатков фитопланктона (Lohmann, 1902; Honjo, 1976; Schrader, 1971) и органического детрита.

Таким образом, процесс терригенного осадконакопления в пелагической области становится зависимым от биогенного, подчиняясь зональным закономерностям последнего (Лисицын, 1978). Терригенная взвесь при этом выступает как компонент океанских водных масс, теряя прямую связь с континентальными источниками питания.

Изменения состава и скоростей накопления тонкодисперсного терригенного материала, обусловленные как путями его переноса, так и разной интенсивностью биогенных процессов садки (т.е. биодифференциацией), находит наиболее яркое отражение в вариациях состава и скоростей накопления пелагических глин, в их двух обобщенных литолого-фациальных типах — мио- и эпипелагических глинах (Скорнякова, Мурдмаа, 1968), в меньшей степени — в составе кремнисто-глинистых осадков и почти не влияет на фации известковых илов.

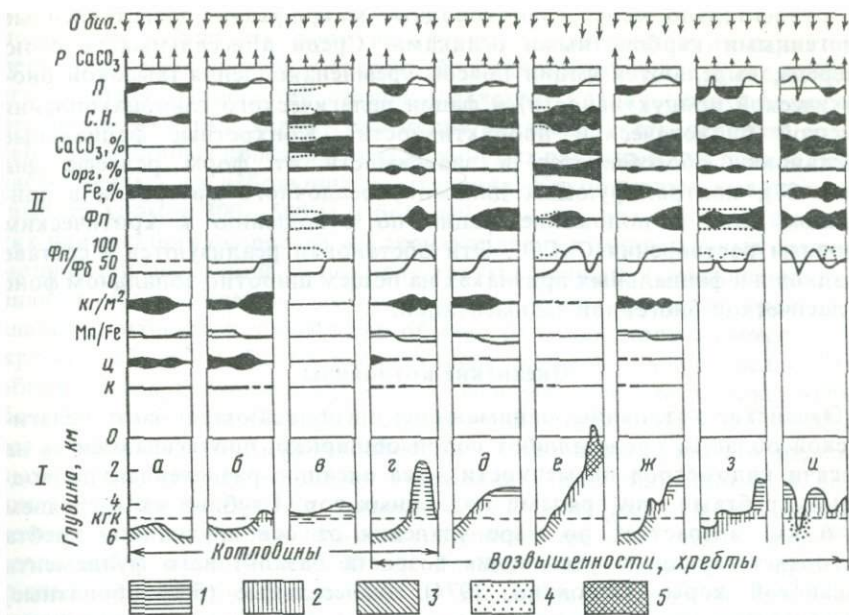


Рис. 37. Фациальные обстановки непродуктивной зоны пелагической области (идеализованная схема)

Снизу вверх: 1 — формы рельефа и литолого-фациальные типы осадков (1 — известковые плавктоногенные; 2 — мергельные; 3 — пелагические глины; 4 — эдафогенные; 5 — бентогенные известковые); слева направо: абиссальные равнины: а — волнистая глубже КГК; б — холмистая; в — волнистая выше КГК; г — подводная гора; д — пологая массивная возвышенность; е — остров; ж — крутосклонная массивная возвышенность; з — расчлененный фланг срединного хребта; и — рифтовая зона; II — условные графики относительной величины параметра; к — костный детрит; ц — цеолиты; отношение Mn/Fe в конкрециях; $кг/м^2$ — продуктивность конкреций; отношение численности планктонных (Фп) и бентосных (Фб) фораминифер; Фп — численность планктонных фораминифер, Fe %; $C_{орг}$, $CaCO_3$, % С.Н. — скорость осадконакопления; П — перерождение; P $CaCO_3$ — растворение карбонатов; Обо. — поток биогенного осадочного материала

Третья генеральная закономерность пелагического седиментогенеза заключается в вертикальной (гипсометрической) зональности карбонатакопления, в существовании критической глубины (КГК), выше которой в пелагической области всюду происходит накопление планктоногенных карбонатных осадков, а ниже которой эти осадки сменяются бескарбонатными, глинистыми или кремнистыми из-за растворения $CaCO_3$ в недосыщенных им глубинных водах. Поскольку биогенное карбонатакопление представляет собой самый интенсивный процесс осадконакопления в пелагической области, то снятие его растворением приводит к резкому уменьшению скоростей аккумуляции осадков и соответственно мощностей одновозрастных слоев. Явление это — увеличение мощностей при переходе от дна котловин к вершинам подводных возвышенностей, получившее неудачное название "инверсии мощностей", универсально для всей пелагической области.

Таким образом, пелагическую область можно разделить на более глубоководные (абиссальные) макрофации дна котловин ниже КГК и

на относительно менее глубоководные макрофации, представленные биогенными карбонатными осадками. Среди абиссальных, в свою очередь, выделяются фации поясов кремненакопления (высокой биологической продуктивности) и фации пелагического глинонакопления (низкой биологической продуктивности). Конкретные фациальные обстановки обособляются в зависимости от форм рельефа дна (рис. 37), контролирующих динамику осадочного материала в придонном слое и положение фаций по отношению к критическим уровням растворения CaCO_3 . Эти обстановки реализуются в составе осадков и в фациальных признаках на общем широтно-зональном фоне пелагической биогенной седиментации.

Океанские котловины

Океанские котловины, занимающие преобладающую часть пелагической области, представляют собой обширные, протягивающиеся на тысячи километров низменности ложа океанов, разделенные подводными хребтами или грядами подводных гор. Глубина их в среднем 4—6 км, возрастает по мере удаления от оси срединного хребта и соответствующего увеличения возраста базальтового фундамента океанской коры (Сорохтин, 1974). Абиссальные (бескарбонатные) пелагические фации развиты поэтому на дне котловин с относительно древней океанской корой, успевшей погрузиться ниже КГК в ходе удаления литосферной плиты от оси спрединга. Поскольку гипсометрическое положение КГК зависит от широтной зональности, то возраст фундамента под границей между карбонатными фациями флангов срединного хребта и абиссальными бескарбонатными фациями дна котловин в разных зонах различен: в экваториальной зоне Тихого океана, например, эта граница проходит над корой палеоценового возраста, а в субантарктическом поясе современные фации бескарбонатных диатомовых илов развиты уже на миоценовом фундаменте.

Обширные площади заняты холмистыми равнинами, господствующими формами рельефа которых являются абиссальные холмы относительной высотой от 100—200 до 1000 м. Кроме холмов, над холмистыми равнинами возвышаются отдельные более высокие подводные горы. Последние представляют собой либо одиночные конусообразные подводные вулканы центрального типа, либо небольшие массивы или гряды из нескольких подобных сросшихся гор. Тектонические формы, расчленяющие поверхность холмистых равнин, представлены уступами, ступенями, депрессиями и блоковыми поднятиями различной амплитуды — от десятков до сотен и даже нескольких тысяч метров. Особо выделяются крупные протяженные зоны разломов.

Поверхность холмистых равнин дна котловин сформирована главным образом первичными (вулканическими, тектоническими) неровностями рельефа базальтового фундамента ложа океана, в той или иной степени сглаженными пелагическим осадконакоплением. Расчлененность рельефа, крутизна склонов, амплитуда высот, плотность рас-

положения отдельных форм варьируют в зависимости от характера первичных неровностей и скоростей осадконакопления, длительности его действия, мощностей осадочного чехла. Различные морфометрические параметры, характеризующие расчлененность рельефа, ведут себя на обширных пространствах холмистых равнин весьма прихотливо, часто меняясь на небольших расстояниях. Крупнохолмистые равнины (высота холмов 300—500 м и больше) развиты, как правило, в областях наименьших скоростей осадконакопления и минимальных средних мощностей осадочной толщи, где аккумулятивное выравнивание первичных (вулканических, тектонических) форм рельефа проявлено слабо. Плотность холмов здесь обычно большая, холмы имеют часто крутые (3—4° и более) расчлененные склоны с многочисленными обнажениями вулканических пород, нередко сложные холмисто-глыбовые поверхности. Покрытое относительно более мощным (50—200 м) осадочным чехлом, выровненное дно наблюдается лишь в отдельных депрессиях на небольших площадях. Мелкохолмистые и волнистые равнины (высота холмов 100—200 м) развиты в условиях повышенных скоростей осадконакопления и значительных мощностей осадочной толщи (более 100 м). Рельеф в основном пологий, первичные неровности фундамента в значительной степени сглажены накоплением осадков. Размеры выровненных аккумулятивных поверхностей между холмами значительные, плотность холмов мала.

Дно абиссальных котловин омывается холодными придонными водами антарктического (а в Атлантике также арктического) происхождения, которые проникают через глубоководные проходы в подводных хребтах, образуя систему придонной циркуляции вод Мирового океана (Степанов, 1974). Придонные (абиссальные) водные массы, верхняя граница которых находится на глубине 3,5—4,5 км, хорошо азрированы, богаты кислородом, имеют высокие положительные величины E_h и — что особенно важно для пелагического седиментогенеза — агрессивны по отношению к $CaCO_3$ из-за низких температур, низких величин pH (7,7) и высокого парциального давления CO_2 ($8 \cdot 10^4$ атм) (Иваненков, 1979). С агрессивными придонными водами связано возникновение критических уровней карбонатакопления.

Скорости придонных течений в котловинах в целом небольшие, не препятствуют осаждению тонкой взвеси на большей части площади дна, но возрастают над склонами или вершинами холмов и под сосредоточенными потоками антарктических вод, особенно на глубоководных порогах и "проливах" между возвышенностями, где под их действием происходит постоянная или периодическая эрозия дна, устанавливаются условия ограниченной или нулевой аккумуляции пелагической взвеси.

Выделяются фациальные обстановки провинций подводных гор, где высокие (относительная высота 1—3 км и более) подводные горы располагаются на небольшом расстоянии друг от друга, возвышаясь над пологими поднятиями или над абиссальным ложем котловин, и оказывают влияние на фациальные условия в межгорных пространствах. Примерами могут служить горы Мид-Пацифик (Мар-

кус-Неккер) или горы Математиков в Тихом океане, где большинство гор плосковершинные (гайоты) (Hamilton, 1956; Menard, 1964). Сюда же относятся линейные гряды подводных гор (Императорские горы), обычно увенчающие пологие валы фундамента. Амплитуда рельефа достигает 4—5 км, абсолютные отметки над вершинами гор варьируют в широких пределах—от первых сотен до 2—3 тыс. м. Уклоны дна достигают 30—40°, рельеф резко расчлененный.

Вершины большинства подводных гор значительно выше КГК, а также уровней лизоклинов, а их подножия — глубже. Дно омывается в межгорных депрессиях придонными, а на склонах и вершинах гор — глубинными и промежуточными водными массами (Степанов, 1974).

Подводные хребты и возвышенности

Главными положительными формами мегарельефа океана являются срединно-океанские хребты, представляющие вместе с сопряженными боковыми хребтами и плато наиболее обширные области развития умеренно глубоководных (выше КГК) карбонатных пелагических фаций во всех трех океанах. На фоне общей тенденции увеличения глубины от осевой рифтовой зоны (2,5—3,5 км) ко дну окружающих котловин (4—5 км) наблюдаются резкие перепады глубин с амплитудой от сотен до нескольких тысяч метров. Рельеф сложно расчлененный грядово-глыбовый, причем расчлененность постепенно уменьшается от рифтовой зоны к подножию, по мере захоронения первичных неровностей под осадочным чехлом возрастающей мощности. В гребневой части хребта чередуются гряды и депрессии с крутыми склонами, в целом параллельные его общему простиранию. На флангах расположение поднятий и депрессий более хаотичное, амплитуда рельефа меньше, наблюдается постепенный переход к холмистым равнинам соседних котловин. Системы трансформных разломов пересекают хребты на отдельные блоки, смещенные иногда на сотни километров.

Массивные возвышенности (Шатского, Манихики, Хесса) и линейные глыбовые хребты (Восточно-Индийский, Китовый, Наска и др.) относительной высотой до 2—3 км представляют второй по распространенности тип умеренно глубоководных обстановок пелагического карбонатакопления. В этих довольно разнообразных по размерам и форме морфоструктурах выделяются фациальные обстановки вершинных поверхностей (с глубинами 2—3,5 км), в неодинаковой степени выровненных, часто субгоризонтальных или слабо выпуклых, и более крутых склонов, нередко обрывистых, сильно расчлененных сбросовыми уступами, грабенами, грядами. К макрофациям подводных возвышенностей следует отнести также генетически связанные с ними аккумулятивные шлейфы подножий, развитые уже на абиссальных глубинах.

Дно над всеми типами массивных возвышенностей пелагической области омывается глубинными водными массами, верхняя граница которых располагается в пелагической области на глубине 1500—

2200 м, а нижняя — на 3500—4500 м. Эти воды, формирующиеся главным образом в результате смешения промежуточных и поверхностных водных масс в высоких широтах, образуют особую, существенно отличающуюся от поверхностной, систему глубинной циркуляции, которая, несмотря на небольшие в среднем скорости течений (0,2—0,8 см/с), обеспечивает перенос, в том числе меридиональный, огромных количеств вещества и энергии (Степанов, 1974). Скорости придонных течений над вершинными поверхностями возвышенностей и выступами рельефа резко возрастают, создавая обстановку высокой гидродинамической активности.

Несколько отличны фациальные обстановки на пологих валлообразных поднятиях (Эаурипик, Капингамаранга, Онтонг-Джава), возвышающихся над дном соседних котловин на 1—2 км, со слабо расчлененным рельефом и сплошным покровом карбонатных осадков. Глубина над ними обычно 3—4 км.

Особые фациальные комплексы внутри пелагической области разбиваются в архипелагах островов, в большинстве представляющих собой группы высоких подводных гор вулканического происхождения, возвышающихся над массивным валлообразным цоколем. В эти комплексы входят, кроме пелагических фаций, наземные (островные), мелководные (островные шельфов, атоллов, банок) и приостровные склоновые с чертами приконтинентальных. Макрофации архипелагов, как и провинций подводных гор, могут быть в плане линейно вытянутые (о-ва Лайн, Гавайские) или занимать площади неопределенной формы (Маршалловы, Маркизские, Кука, Азорские острова). Кроме того, в пределах котловин имеются одиночные острова и атоллы.

АБИССАЛЬНЫЕ ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ПОЯСОВ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

В широтных зонах повышенной биологической продуктивности характер макрофаций дна океанских котловин зависит от интенсивности поступления на дно продуцируемого в поверхностных водах биогенного кремнезема, биофильтрационного глинонакопления, условий растворения CaCO_3 и придонного перемыва дошедшего до дна осадочного материала течениями, а также турбидными потоками.

Из трех глобальных поясов кремненакопления почти целиком находится в пределах пелагической области южный пояс диатомовых илов, проходящий через южные части трех океанов. Экваториальный пояс пересекает пелагические области Тихого и Индийского океанов, но слабо выражен в Атлантическом океане. Северный пояс входит только своей южной периферией в пределы пелагической области Тихого океана, выражаясь здесь в обогащении миопелагических глин диатомовыми и радиоляриями, в пелагической области Атлантики он не выражен.

Принадлежность пелагических глубоководных фаций к продуктивным зонам устанавливается по содержанию в осадках биогенных кремнистых остатков, по большим значениям их численности, а также

по повышенным абсолютным массам биогенного кремнезема и органического вещества. Характерны осадки кремнистые (диатомовые), кремнисто-глинистые (диатомовые, диатомово-радиоляриевые) и глинистые с существенной примесью биогенного кремнистого материала. На фоне обширных полей бескарбонатных кремнистых и кремнисто-глинистых осадков рассеяны небольшие пятна известковых и мергельных илов, приуроченные к вершинам абиссальных холмов и гор, расположенным выше КГК.

Осадки тонкозернистые в основном пелитовые, что объясняется растворением более грубого карбонатного материала и распадом целых форм кремнистых организмов. Характерны текстуры биотурбации, ходы крупных роющих беспозвоночных, связанные с деятельностью довольно обильной (для пелагической области) донной фауны, относящейся к океанской эвтрофной группировке (Соколова, 1977). Кроме собственно пелагитов, распространены отложения придонных течений и пелагические кремнисто-глинистые турбидиты с характерными ритмично-слоистыми текстурами.

Глинистая составляющая осадков в основном терригенная, различная по соотношению глинистых минералов в разных зонах, в экваториальной зоне развито аутигенное смектитообразование. Песчано-алевритовые фракции состоят почти целиком из биогенных минералов с подчиненным количеством аутигенных (микроконкреции, барит). Геохимическими показателями мегафаций кремнезема являются: повышенное содержание SiO_2 (как валового, так и аморфного), пониженное Fe, Mn и большинства сопутствующих им микроэлементов. На поверхности осадков распространены железо-марганцевые конкреции, но их плотные (рудные) скопления встречаются только в экваториальном и южном поясах в условиях низких скоростей позднечетвертичного осадконакопления за счет эродирующей деятельности придонных течений.

Экваториальный пояс

Широтно ориентированный экваториальный пояс радиоляриевых илов четко прослеживается на литологических и геохимических картах Тихого и Индийского океанов (Тихий океан, 1970; Геологическая карта, 1973; Геолого-геофизический атлас..., 1975; Лисицын, 1974, 1978). Установлена его генетическая связь с экваториальной зоной повышенной первичной продукции, приуроченной к экваториальной дивергенции. Глубже КГК, занимающей в экваториальной зоне наиболее глубоководное положение (4,9—5,1 км), на холмистых равнинах Северо-Восточной и Центральной котловин Тихого, Западно-Австралийской и Центральной котловин Индийского океанов развиты красноцветные глинисто-кремнистые диатомово-радиоляриевые илы и миопелагические радиоляриевые глины, которые на вершинах абиссальных холмов сменяются кремнисто-мергельными илами.

Поле первичной продукции и тесно связанное с нею поле продукции биогенного кремнезема (Лисицын, 1978) испытывают закономерные изменения вдоль и поперек пояса. Резкое уменьшение первичной

продукции на северной и южной его границах отражается в фациальной смене кремнистых осадков пелагическими глинами. Постепенное убывание первичной продукции с востока на запад приводит к ослаблению кремненакопления и к смене диатомово-радиоляриевых илов миопелагическими глинами (в Центральной котловине Тихого океана к западу от 180°).

Диатомово-радиоляриевые кремнисто-глинистые илы представляют собой мягкие, сильно пористые пелитовые осадки, окрашенные в разные тона коричневого цвета, обычно с яркой пятнисто-полосчатой текстурой биотурбации и с крупными ходами илоедов. Структура биоморфно-детритовая диатомово-радиоляриевая. Встречаются слои этмодискусковых и радиоляриево-этмодискусковых илов (Свальнов, 1974, 1981) со своеобразной тонкочешуйчатой структурой.

Для абиссальных макрофаций экваториальной зоны особенно характерна большая прерывистость позднечетвертичного осадочного покрова, резко изменчивые его мощности и средние скорости накопления. Резкие колебания средних скоростей осадконакопления, от долей миллиметра до 1—3 см/1000 лет, отмечены как в Тихом, так и в Индийском океанах (Свальнов, 1981, Свальнов и др., 1976). Особенно показательна в этом смысле северная периферия экваториальной зоны Тихого океана (провинция Кларион-Клиппертон), где известны бесчисленные выходы неогеновых и палеогеновых осадков (Геологическая карта..., 1973; Безруков, 1970; Мурдмаа и др., 1976; Riedel, Funnell, 1964). Главная причина прерывистости и неравномерности осадконакопления заключается в эрозионной деятельности придонных течений, связанных с потоками антарктических вод, а также с приливными явлениями. Исследование текстур кремнистых осадков экваториальной зоны Индийского океана выявило многочисленные примеры кремнистых пелагических турбидитов (Свальнов, 1975, 1983).

К абиссальным макрофациям экваториальной зоны с прерывистым неравномерным осадконакоплением приурочены богатые рудные залежи железо-марганцевых конкреций, тогда как на площадях с устойчивой аккумуляцией конкреции редки или отсутствуют. Конкреции экваториальной радиоляриевой зоны, а в первую очередь провинции Кларион-Клиппертон, отличаются высокими концентрациями Mn, Cu, Ni, а также Mo, Zn и представляют собой наиболее высококачественные многокомпонентные конкреционные руды дна Мирового океана (Скорнякова, 1964, 1976, 1983, 1986; Скорнякова и др., 1981; Skornyakova, 1979; Безруков, 1976).

Фациальная изменчивость радиоляриевых илов, связанная с придонной гидродинамикой, подчеркивается резкими колебаниями биомасс донной фауны и изменениями ее трофического характера. На общем фоне экваториальной эвтрофной группировки с преобладанием детритофагов отмечены локальные пятна, характеризующие олиготрофные условия обитания бентоса (Соколова, 1970). Многочисленные следы ползающих по дну и зарывающихся в ил животных наблюдаются на фотографиях дна.

Реальная картина фациальной изменчивости в пределах макрофаций холмистых равнин выявлена, по данным детальным съемкам на по-

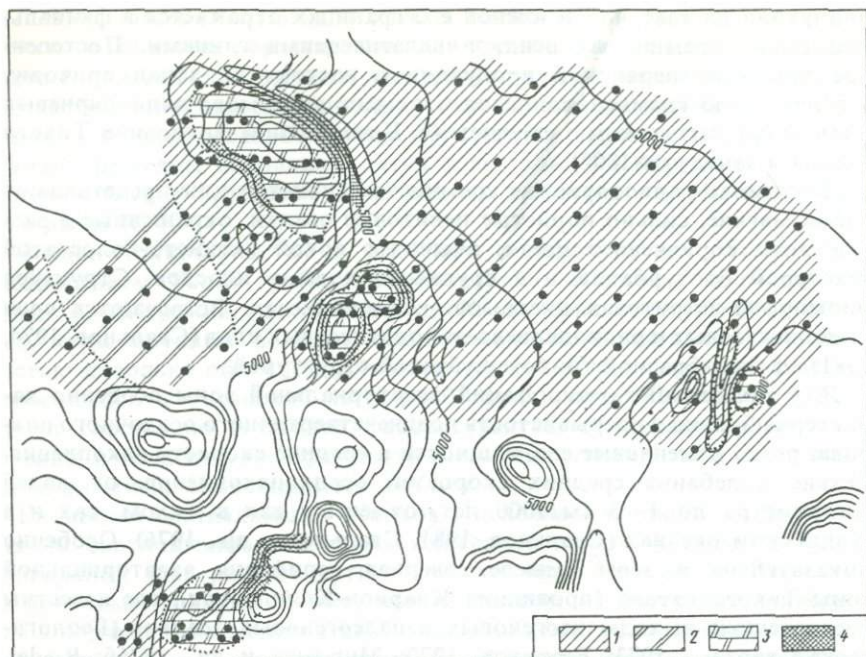


Рис. 38. Фации холмистой абиссальной равнины в экваториальной продуктивной (радиоляриевой) зоне Тихого океана (полигон 5996)

1 — диатомово-радиоляриевые глины с рассеянными (менее 5 кг/м^2) конкрециями (одинарные точки), равнины глубже КГК; 2 — современные поверхности перерыва осадконакопления — выходы олигоценовых радиоляриевых глин; 3—4 — фации абиссальных холмов: 3 — кремнисто-мергельные илов с обильными конкрециями (двойные точки — $5-10 \text{ кг/м}^2$, тройные — $10-20 \text{ кг/м}^2$), 4 — микрофация железо-марганцевых корок ("неотложения" ила) на обнажениях вулканических пород

лигонах, в северной приэкваториальной зоне Тихого океана (Северо-Восточная и Центральная котловины) (Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа и др., 19766; Свальнов, 1986) и в экваториальной зоне Индийского океана (Мурдмаа и др., 1973; Безруков, 1973; Свальнов, 1983). На всех полигонах выделяются два главных типа фаций: а) слабо волнистых или почти плоских абиссальных равнин, покрытых кремнисто-глинистыми диатомово-радиоляриевыми илами; б) абиссальных холмов, возвышающихся над уровнем КГК и покрытых кремнисто-мергельными или слабо известковистыми кремнисто-глинистыми илами.

Полигон ст. 5996 (Скорняков и др., 1971; Мурдмаа и др., 19766) выполнен в 43-м рейсе НИС "Витязь" на северной окраине экваториальной зоны, в западной части провинции Кларин-Клипертон, на мелкохолмистой равнине Северо-Восточной котловины Тихого океана. В пределы полигона (рис. 38) входит часть обширной почти плоской равнины с глубинами 5040—5100 м, а в западной его половине выделяется гряда невысоких (200—300 м) абиссальных холмов, на едином приподнятом цоколе.

Поверхность дна на глубине более 4800 м занята фацией бескар-

бонатных диатомово-радиоляриевых илов плейстоценового возраста, ареал которой прерывается небольшими локальными выходами олигоценых отложений. Это серовато-коричневые пятнистые пелитовые и алевроитово-пелитовые кремнисто-глинистые илы с низким содержанием Fe (4,1—5,7%), Mn (обычно около 0,5%) и Ti (0,32—0,43%). В глинистой фракции преобладает смешаннослойный иллит-монтмориллонит. Алевроитовая фракция состоит почти целиком из остатков радиолярий, диатомей, а также спикул губок, костного детрита и микрозубов рыб. На поверхности четвертичных осадков повсеместно встречаются уплощенные лепешковидные железо-марганцевые конкреции, покрывающие от единичных процентов до 12—13% поверхности дна (0,4—4 кг/м²) (Скорнякова, Зенкевич, 1976). Конкреции довольно крупные (3—6 см), относятся к седиментационно-диагенетическому типу (Скорнякова, 1984), отличаются повышенным содержанием Mn, Cu (до 1%) и Ni (до 1,3%) (Скорнякова, 1976б).

Четвертичные фации на поверхности абиссальных холмов представлены чередованием кремнисто-мергельных илов, содержащих 10—23% CaCO₃ (в основном детрит фораминифер и кокколиты), и выходов скальных пород с железо-марганцевыми корками. На мергельных илах обнаружены плотные скопления относительно мелких (1—5 см) сростковых конкреций, покрывающие 40—90% поверхности дна (6—22 кг/м²). Ядрами их служат обломки вулканического стекла, туфа, древних конкреций, а также зубы и кости рыб. По химическому составу конкреции на холмах отличаются пониженными (по сравнению с равниной) величинами отношения Mn/Fe (1—2,5), концентрации Cu, Ni (менее 1% каждого), повышенной Fe, Ti и Co (до 0,87%) (Скорнякова, 1976б).

Покров четвертичных кремнистых осадков мощностью 10—35 см залегает, по-видимому, с перерывом на темно-коричневых эвпелагических глинах неогенового (?) возраста или отделен от них промежуточным слоем верхнеогеновых (?) кремнисто-глинистых илов с переотложенными радиоляриями и диатомеями эоцен-олигоценного возраста. Под эвпелагическими глинами вскрыты радиоляриевые илы нижнего миоцена, что позволяет датировать эвпелагические глины возрастным интервалом от среднего миоцена до раннего плейстоцена. В этом интервале в данном районе, очевидно, условия биогенного кремнеаккумуляции сменились обстановкой пелагического глиноаккумуляции при малой интенсивности биогенных процессов. Скорее всего, это связано с сокращением ширины экваториальной продуктивной зоны и сдвигом на юг соответствующих фаций.

Полигон N 1936—N 2483 (Скорнякова и др., 1981, 1983; Свальнов, 1986) расположен в осевой части рудной провинции Кларифон-Клиппертон, на северной периферии экваториальной зоны (10° с.ш., 146° з.д.), на полого волнистой абиссальной равнине с глубинами более 5000 м, над которой в южной части полигона возвышается широтно вытянутая гряда абиссальных холмов относительной высотой до 500—600 м и холм в северо-западном углу высотой 300 м (рис. 39).

Здесь так же, как и на полигоне 5996, различаются две фации

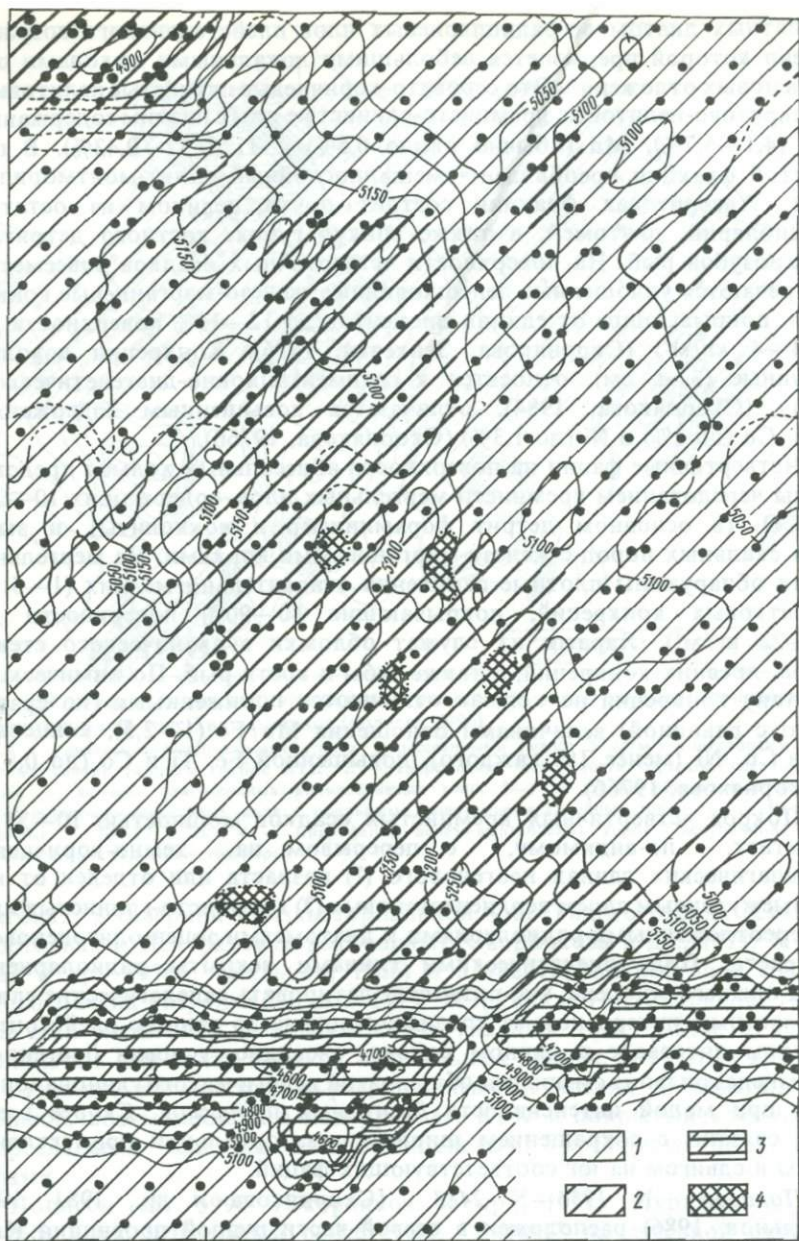


Рис. 39. Верхнечетвертичные пелагические фации холмистой абиссальной равнины на северной периферии экваториальной продуктивной зоны (полигон 1936, провинция Кларин-Клиппертон, Тихий океан: Свальнов, 1986; Скорнякова, 1986)

1, 2 — кремнисто-глинистые диатомово-радиоляриевые или волнистой низменности (мощность верхнечетвертичных осадков 1—10 см (1) и 10—50 см (2)); различие за счет перепада течений; 3 — кремнисто-мергельные (диатомово-радиоляриево-фораминиферо-кокколитовые) или абиссальных холмов; 4 — выходы дочетвертичных осадков; продуктивность железо-марганцевых конкреций, $\text{кг}/\text{м}^2$ (тройные точки — больше 10, двойные точки — 5—10, одинарные точки — меньше 5). Границы типов осадков показаны пунктиром

четвертичных отложений — бескарбонатных кремнисто-глинистых диатомово-радиоляриевых илов равнины и карбонатных (кремнисто-мергельных) илов абиссальных холмов, но первую удается разделить на субфации депрессий, валов и аккумулятивных шлейфов подножий холмов.

Осадки поверхностного слоя представлены на равнине полужидкими серовато-коричневыми пятнистыми глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, в субфации депрессии содержащими много диатомовых. Они залегают в виде маломощного (1—50 см) слоя с перерывом на пелагических глинах миоценового возраста, которые в нескольких точках обнажаются на поверхности дна. Средние скорости верхнеплейстоценового осадконакопления не превышают 1 мм/1000 лет, что объясняется эрозионной деятельностью течений.

На поверхности осадков почти повсеместно встречаются железомарганцевые конкреции, концентрация которых достигает 20—50% поверхности дна (продуктивность до 13 кг/м²); участки с высокими концентрациями сменяются поверхностями, лишенными конкреций, с многочисленными следами движения бентосных организмов. Конкреции на равнине крупные (3—9 см), дискоидальные, лепешковидные и эллипсоидальные с различным характером верхней (гладкая) и нижней (шероховатая) поверхностей, что позволяет отнести их к типу седиментационно-диагенетических. Конкреции эти характеризуются большими величинами отношения Mn/Fe, обогащены Ni, Cu, Zn, причем отмечаются существенные различия между верхней и нижней (более обогащенной Mn, Ni, Cu, Zn) поверхностями (Скорнякова, 1986).

Субфации депрессии и аккумулятивного шлейфа отличаются повышенной мощностью верхнечетвертичных осадков (более 15 см) и соответственно увеличенными скоростями осадконакопления за счет намыва осадков придонными течениями. Концентрация конкреций здесь минимальна (0—4 кг/м²). На пологих склонах валов выделяется субфация конкреционной залежи, где продуктивность конкреций более 5 кг/м², а мощность четвертичных осадков 2—15 см.

На вершинах и склонах холмов распространены кремнисто-мергельные и слабо известковые кремнисто-глинистые илы, состоящие из терригенного глинистого вещества и четырех главных биогенных компонентов — остатков диатомей, радиолярий, фораминифер и кокколитов. Карбонатность и доля фораминифер в составе известкового компонента убывает с увеличением глубины. На поверхности осадков почти сплошным слоем (покрытие дна 60—100%) лежат конкреции (продуктивность 16—22 кг/м²). Преобладают мелкие гроздьевидные и сростковые конкреции с гладкой поверхностью, относящиеся к седиментационному типу. В конкрециях абиссальных холмов по сравнению с конкрециями равнины, выше содержание Co (0,23—0,33%), Pb (0,07—0,1%), но меньше Ni (0,5—1%) и Cu (0,4—0,8%) (Скорнякова и др., 1981; Скорнякова, 1986).

В разрезах, вскрытых колонками (Скорнякова и др., 1983; Свальнов, 1986), фации кремнисто-глинистых радиоляриевых илов прос-

леживаются (с перерывом) до позднего миоцена включительно, а ниже залегает слой цеолитовых пелагических глин раннего (?) миоцена.

Полигон N 2474 расположен на северо-западной периферии провинции Кларрион-Клиппертон. В пределы полигона входит широтно вытянутый массив абиссальных холмов с минимальными глубинами над их вершинами 4640—4900 м и пологая равнина с глубинами порядка 5200—5300 м. Поверхностный слой четвертичных осадков мощностью от 5 до 225 см представлен (Свальнов, 1986) полужидкими глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, которые на глубинах менее 4900 м сменяются их слабомергелистыми разновидностями. На поверхности осадков практически повсеместно залегают конкреции, покрывающие от 35 до 88% поверхности дна. В отличие от всех других полигонов конкреции обеих фаций (равнины и холмов) сходны между собой по морфологии, химическому и минеральному составу. Это преимущественно седиментационные конкреции, в образовании которых диагенетические процессы поставки рудных компонентов играют подчиненную роль (Скорнякова, 1984, 1986). Отношение Mn/Fe в них в среднем 2,5, что предопределяет сравнительно низкие величины концентрации Ni, Cu, Zn. Такое однообразие конкреций в разных фациях можно связать с отсутствием обычных для радиоляриевых илов благоприятных условий диагенетического перераспределения Mn, причины которого неясны.

Пелагические абиссальные фации экваториальной зоны Индийского океана изучались в ряде рейсов НИС "Витязь". Результаты были обобщены в работах П.Л. Безрукова (1964), в Геолого-геофизическом атласе (1975), а более детальное описание литологии и стратиграфии осадков восточной части радиоляриевого пояса дано в работах В.Н. Свальнова (1974, 1981, 1983; Свальнов и др., 1978).

На дне котловин в восточной части океана между 2—3° и 12—22° ю.ш. выделяются абиссальные макрофации радиоляриевых и глинисто-радиоляриевых илов, поля которых прерываются фациями карбонатных осадков вершин абиссальных холмов и подводных гор и выходами более древних осадков или коренных пород дна. В типичном разрезе четвертичных осадков ст. 7410 чередуются слои мощностью 10—50 см кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых радиоляриевых, радиоляриево-диатомовых и этмодискусовых илов пелитовой или алевритово-пелитовой структуры, окрашенных в разные оттенки желтовато-коричневого цвета, со слойчатыми текстурами отложений придонных потоков (нефелоидитов, турбидитов) и с прослоями витрокластической тефры липаритового состава (Свальнов и др., 1976). На профиле, пересекающем предгорья Восточно-Индийского хребта на южной периферии экваториальной зоны, наблюдается закономерная смена современных глинисто-радиоляриевых илов вниз по разрезу пелагическими глинами, отражающими условия низкой биопродуктивности, существовавшие здесь в начале палеомагнитной эпохи Брюнес (Свальнов, 1981).

На полигоне 6742 (рис. 40), расположенном в районе с расчлененным тектоническим рельефом восточных предгорий Восточно-

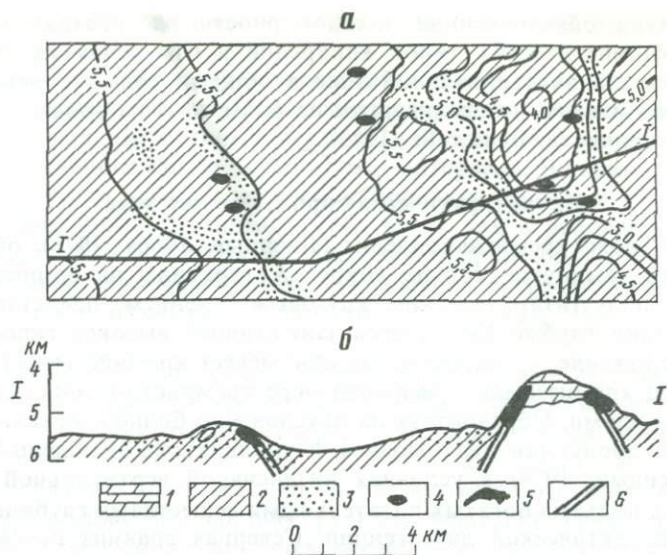


Рис. 40. Полигон 6742 (Свальнов, 1983, с изменениями автора)

a — карта осадков поверхностного слоя; *b* — профиль по линии I—I. 1 — кокколито-фораминиферовые осадки; 2 — радиоляриевые, этмодискусово-радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые илы; 3 — эдафогенный материал; 4 — железо-марганцевые корки и конкреции; 5 — обнажения пород фундамента; 6 — сбросы

Индийского хребта, в осевой части радиоляриевого пояса (13° ю.ш.) выделяются фации: а) кремнисто-глинистых диатомово-радиоляриевых илов дна депрессии (глубины 5700—5800 м) с признаками турбидитов и отложений придонных течений; б) известковых и мергельных илов (пелагитов) с железо-марганцевыми конкрециями вершинной поверхности абиссального холма, имеющего здесь форму поднятого тектонического блока; в) эдафогенных осыпей щебнистого подводного элювия, оползневых накоплений и пелагитов крутых склонов (тектонических уступов); г) диатомово-радиоляриевых илов с вулкано-эдафогенным грубообломочным материалом и образованными по ним россыпями конкреций на гряде абиссальных холмов западной части полигона.

На полигоне мы, таким образом, видим яркие проявления, на фоне пелагического осадконакопления, эдафогенного процесса разрушения обнажающихся в тектонических уступах коренных пород (в том числе серпентинитов, габброидов, измененных базальтов) и их гравиационного переноса с образованием осыпей и турбидитов.

На полигоне 6754 (Свальнов, 1983) представлены условия резко расчлененного тектонического рельефа дна Западно-Австралийской котловины. Так же, как и на полигоне 6742, здесь на фоне накопления кремнисто-глинистых, а выше КГК — мергельных пелагитов развиты интенсивные эдафогенные процессы, приводящие к образованию щебнистых и крупно-глыбовых осыпей. Эдафогенный обломочный материал служит ядрами для образования железо-марганцевых конкреций.

Фациально обусловленные закономерности распространения разных морфогенетических типов конкреций и изменения их химического состава в экваториальной зоне в общем сходны с описанным для Тихого океана, но реализуются на более низком уровне концентрации (Скорнякова, Ванштейн, 1983).

Приантарктическая продуктивная зона

Южный пояс кремненакопления (Лисицын, 1966а, 1978), образующий почти замкнутое кольцо вокруг Антарктиды на широтах 45—65° ю.ш. под Антарктическим круговым течением, представлен на дне котловин глубже КГК (здесь занимающей высокое гипсометрическое положение — около 4 км или менее) кремнистыми (до 70% аморфного кремнезема), в меньшей мере кремнисто-глинистыми диатомовыми илами. Образование их обусловлено большими величинами первичной продукции диатомового фитопланктона (Кобленц-Мишке, 1977; Лисицын, 1978) в условиях интенсивной вертикальной циркуляции вод, подъема богатых питательными веществами глубинных вод в зоне антарктической дивергенции. Северная граница пояса, отмеченная резким уменьшением содержания и абсолютных масс диатомового кремнезема, проходит примерно по линии южного субполярного фронта (Степанов, 1974) и обусловлена большими градиентами поля первичной продукции. Менее резкие, но также в целом коррелирующиеся с полем первичной продукции колебания концентрации и абсолютных масс кремнезема наблюдаются по простиранию пояса: большие величины в Индийском и Атлантическом секторах соответствуют более высокой продуктивности (Лисицын, 1974, 1978).

С другой стороны, макрофагии диатомовых илов дна котловин формируются в условиях малого поступления терригенной взвеси из чистых вод Антарктического кругового течения. Южная граница пояса, где диатомовые илы на дне котловин фациально сменяются кремнисто-глинистыми гемипелагическими айсберговыми осадками, отражает не столько уменьшение биопродуктивности в ледовой зоне, сколько увеличение количества разносимого айсбергами терригенного материала, служащего "разбавителем" для биогенного кремнезема.

Наиболее характерный тип осадков — мягкие тонкие пелитовые диатомовые илы желтовато-серого и серовато-коричневого цвета, как правило, без ясно выраженного восстановительного слоя, хотя раннедиагенетические процессы редукции местами проявляются.

В осадках присутствует грубообломочный и песчано-алевритовый материал айсбергового разноса — типоморфный признак приледниковых зон. Нередки текстуры биотурбации и слоистые текстуры, связанные как с климатическими флуктуациями биопродуктивности, так и с переотложением осадков придонными течениями и турбидными потоками. Легкие ажурные панцири диатомей и их детрит могут устойчиво накапливаться только на дне котловин в условиях малоподвижных придонных вод, а при усилении придонных течений

в районах с расчлененным рельефом они не осаждаются или подвергаются размыву.

В результате наблюдается чередование фаций турбидитов и отложений придонных течений абиссальных аккумулятивных равнин и впадин с фациями айсберговых осадков или известковых илов в участках интенсивного смыва кремнистого материала. В аккумулятивных фациях скорости осадконакопления довольно большие (3—10 мм/1000 лет или более, Лисицын, 1974), тогда как в районах с расчлененным рельефом под струями интенсивных придонных течений осадконакопление прерывистое, резко замедленное, встречаются многочисленные участки размыва и "неотложения" (Meylan, 1968; Goodell et al., 1971).

К районам обусловленного придонными течениями неравномерного прерывистого осадконакопления приурочены поля железо-марганцевых конкреций (Скорнякова, Зенкевич, 1976; Скорнякова и др., 1981; Goodell, 1965; Goodell et al., 1971; Meylan, 1968). По подводным фотографиям здесь нередко наблюдаются почти сплошные "мостовые" конкреций. По составу рудного вещества конкреции относятся к железистым и марганцево-железистым, с низкими величинами отношения Mn/Fe (менее 1) и концентрации Cu, Ni (сумма их меньше 1%) (Скорнякова, 1976; Скорнякова и др., 1981). Образованы железистые и марганцево-железистые конкреции преимущественно седиментационным путем без существенного участия диатогенеза.

Северная (умеренная) продуктивная зона

На северной окраине пелагической области Тихого океана, в Северо-Западной и Северо-Восточной котловинах, развиты абиссальные макрофации слабо кремнистых (4—8% аморфного кремнезема) радиоляриево-диатомовых миопелагических глин (Скорнякова, Мурдмаа, 1968), накапливающихся под зоной повышенной биопродуктивности поверхностных субарктических вод. Зона, приуроченная к южному крылу циклонического субарктического круговорота течений, ясно выраженная на картах океанологических и гидробиологических параметров, отражается на дне в ареалах высокой численности диатомей и радиолярий, в повышенных концентрациях и абсолютных массах $S_{орг}$, в эвтрофной океанической группировке макробентоса, в довольно высокой численности агглютинирующих бентосных фораминифер, а также в относительно повышенных темпах осадконакопления. По резкому уменьшению (увеличенным градиентам полей) этих параметров отбивается южная граница продуктивной зоны с эвпелагическими глинами, которая примерно соответствует положению субарктического фронта — южной границе распространения субарктической водной массы.

Осадки представляют собой тонкие серовато-коричневые пелитовые илы с биоморфно-детритовой (радиоляриево-диатомовой) структурой, с текстурами биотурбации и нечеткой слоистостью, выраженной чередованием слоев более или менее обогащенных биогенным

кремнистым материалом. Характерна примесь тонкозернистой (алевитовой, силтовой) витрокластической тефры и наличие четких тефровых прослоев. На поверхности осадков встречаются редко рассеянные железо-марганцевые конкреции.

АБИССАЛЬНЫЕ ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ НЕПРОДУКТИВНЫХ ЗОН (ФАЦИИ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ГЛИН)

Между продуктивными зонами, в пределах субтропических и тропических "океанских пустынь," располагаются области распространения пелагических глин. Пелагические глины накапливаются только глубже КГК в условиях низкой биологической продуктивности поверхностных вод и предельно малого поступления терригенного материала, что в совокупности предопределяет очень низкие темпы их аккумуляции — ниже 3 мм/1000 лет. Среди пелагических глин

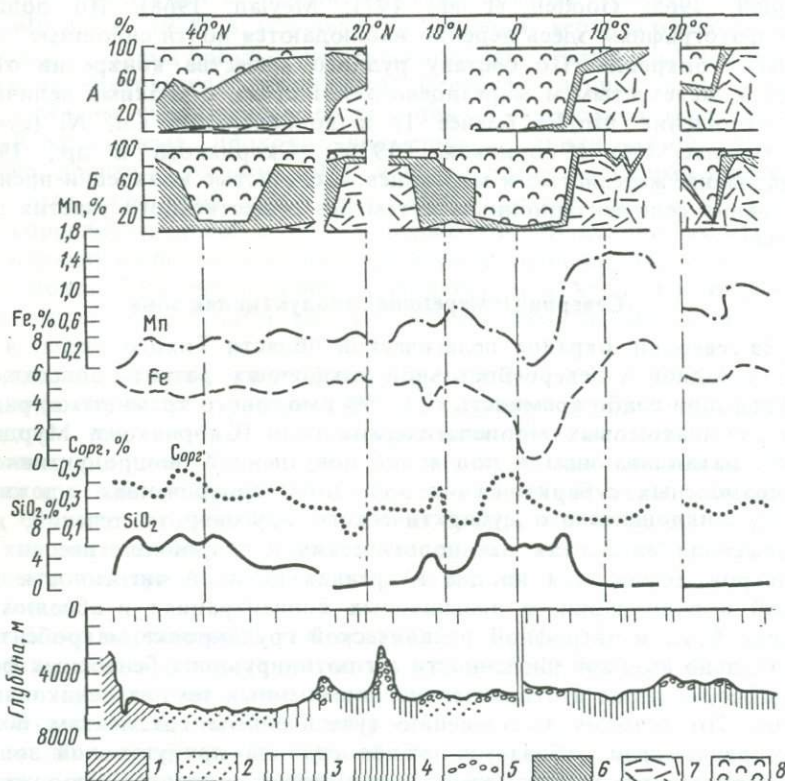


Рис. 41. Меридиональный литолого-фациальный профиль через центральную часть Тихого океана (Скорнякова, Мурдмаа, 1968)

Типы осадков: 1 — гемипелагические терригенные; 2 — миопелагические глинистые и кремнисто-глинистые; 3 — эпелагические глинистые; 4 — эпелагические цеолитово-глинистые; 5 — известковые и мергельные нано-фораминиферовые. Соотношение компонентов: А — в легкой подфракции 0,1—0,05 мм; Б — во фракции 0,05—0,01 мм; 6 — аллотигенные (терригенные, вулканогенные); 7 — аутигенные (микроконкреции, цеолиты); 8 — биогенные (радиолярии, диатомеи, спикулы, костный детрит)

мы выделили (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа, 1979 а,б) два литолого-фациальных типа (табл. 10, рис. 41): 1) эвпелагические глины, отличающиеся минимальными скоростями накопления, значительной ролью в их составе аутигенных образований (глинистых минералов, цеолитов, гидроокислов, Fe и Mn) и продуктов подводной вулканической деятельности, пониженным содержанием терригенного материала и практически полным отсутствием биогенных кремнистых остатков, минимальным содержанием органического вещества, повышенным — Fe, Mn и ряда малых элементов; 2) миопелагические глины, представляющие собой переходные разности от пелагических к гемипелагическим глинам или кремнисто-глинистым осадкам периферии океана. Они характеризуются более высокими скоростями накопления, большим содержанием терригенного и субэарального вулканогенного материала, меньшей ролью аутигенных образований, повышенным содержанием органического вещества, пониженным — Fe и Mn. Состав миопелагических глин варьирует: в одних районах они обогащены биогенным кремнеземом, в других — пирокластическим материалом, в третьих — эти глины чисто терригенные.

Фации эвпелагических глин

Под центрами субтропических антициклонических круговоротов течений (северного и южного в Тихом, южного в Индийском океанах), занятых низкопродуктивными субтропическими водными массами, располагаются фациальные области предельно низких скоростей пелагического осадконакопления. Это как бы "ядра" пелагической мегафациальной области, где крайне замедлены все формы аккумуляции осадков, что создает предпосылки для широкого развития аутигенных процессов гальмиролиза и хемогенного минералообразования на границе вода—дно. Макрофагии холмистых равнин дна котловин представлены здесь, глубже КГК, эвпелагическими глинами и их цеолитовыми разностями. На вершинах абиссальных холмов и изолированных подводных гор развиты карбонатные (мергельные, известковые) осадки, известковая составляющая которых биогенна (фораминиферово-кокколитовая), а бескарбонатный остаток по составу подобен эвпелагическим глинам соседних низменностей, содержит те же аутигенные минералы.

В пределах полей своего распространения эвпелагические глины фациально и в разрезах сложно чередуются с аутигенными цеолитовыми осадками, с глинами, обогащенными измененными продуктами подводного базальтового вулканизма ("палагонитовыми" глинами, по сути дела представляющими собой тип туффитовых образований), а также с вулканическими породами подводных извержений (гиалокластитами, базальтами). Последние в большинстве случаев древние, покрытые железомарганцевыми корками, так что в современную эпоху мы имеем дело с фациальным переходом от эвпелагических глин к аутигенным железомарганцевым рудным осадкам или к "фациям неотложения" (геологического перерыва).

Таблица 10

Характеристики главных литолого-фациальных типов пелагических глин

Пелагические глины	Цвет	Глинистые минералы	Тонкодисперсный (золотой) кварц, %	Минералы фракции 0,1—0,05 мм				
				терригенные	субаэрально-вулканогенные	подводно-вулканогенные	Fe-Mn микроконкреции	Палагонит
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Миопелагические	Серовато-коричневый, желтовато-коричневый	Терригенные (смектит, иллит, хлорит, каолинит)	10—20	Часты	До 50%	Редки	Редки	Следы
Эвпелагические	Темно-коричневый, красновато-коричневый	Терригенные (иллит, смектит) и аутигенные (смектит)	5—10 (до 25 в золотых)	Редки	До 20%	Часты	До 20%	До 40%
бесцеолитовые цеолитовые	Очень темный коричневый (шоколадный)	Аутигенные (феррисмектит)	0—5	Отсутствуют	Редки	Часты	До 30%	До 5%

*Средние величины для пелагических глин Тихого океана (Скорнякова, 1976а)

Фации эвпелагических глин отличаются рядом характерных признаков, фиксированных в осадках. Из минералогических признаков отметим практически полное отсутствие терригенных и аллохтонных вулканогенных обломочных минералов и биогенного опала, высокую дисперсность основной массы глинистого вещества, большое содержание в последней аморфных компонентов и слабо окристаллизованных смешанослойных минералов группы иллита-монтмориллонита (по крайней мере, частично аутигенных); наличие аутигенного филлипсита, который нередко становится осадкообразующим и даже преобладающим в минеральном составе; значительное содержание железо-марганцевых микроконкреций и дисперсных гидроокислов; присутствие (не всегда) зерен палагонита, в том числе "гранулированного"; значительную примесь фосфатного костного детрита нектонного происхождения.

Из геохимических признаков важны обогащенность осадков Fe и Mn в форме высшей степени окисленности, а нередко также Ti, повышенное содержание Ni, Co, Cu и некоторых других микроэлементов. Абсолютные массы металлов при этом низкие, что позволяет характеризовать концентрацию их как пассивную. Отмечена близость валового химического состава эвпелагических и цеолитовых глин к составу базальта, за исключением разностей, обогащенных золотым кварцем и отличающихся поэтому несколько повышенным содержанием кремнезема. Содержание органического вещества низкое ($S_{орг}$ менее 0,25%), и оно представлено в основном нереакционноспособными устойчивыми формами. Активный слой микробиологического преобразования органического вещества очень маломощен, ограничен поверхностной пленкой. Абсолютные массы аккумуляции органического вещества минимальны.

Донная фауна в фациях эвпелагических глин бедна как коли-

Минералы фракции 0,1—0,05 мм				Химический состав глин*						Fe-Mn конкреции	Скорости осадконакопления, мм/1000 лет
Филлипсит	Костный фосфат	Радиолария	Спикулы	Fe, %	Mn, %	Ti, %	Ni, 10 ⁻⁴ %	Cu, 10 ⁻⁴ %	S _{орг} , %		
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Следы	Следы	До 90%	Редки	5,17	0,43	0,41	116	169	0,35	Редки	1—5
До 20%	До 50%	0—4%	До 30%	5,63	0,47	0,42	161	233	0,20	Обильны	<1
До 96%	До 10%	0—2%	0—4%	7,47	1,57	0,61	319	324	0,08	Обильны	<1

чественно (по биомассам), так и качественно (по видовому разнообразию). Биомасса макробентоса (на примере Тихого океана) менее 0,05 г/м² (Филатова, 1969), мейобентоса — в среднем порядка 0,02 г/м² или менее (Соколова, 1970). Фауна имеет ярко выраженный олиготрофный характер, представлена главным образом сестонофагами (Соколова, 1969, 1986), из которых в осадках сохраняются лишь спикулы стеклянных губок; очень редко — трубочки полихет (Serpulidae), прикрепленные к конкрециям. На конкрециях и на поверхности глин обитает бедный количественно и по видовому разнообразию абиссальный комплекс агглютинирующих фораминифер (Саидова, 1976). За счет очень низких скоростей осадконакопления частота встречаемости перечисленных биогенных остатков, как и костного детрита и зубов акул, может возрасти вне зависимости от продуктивности.

Применение современных методов диагностики глинистых минералов позволяет разделить эвпелагические глины на два генетических типа — аллотигенный и аутигенный, фациально обособленных друг от друга.

Аллотигенные эвпелагические глины характеризуют фации медленной аккумуляции тонкой терригенной взвеси сверхдальнего разноса (водной и золотой) тонкодисперсной тефры субаэрального происхождения, костного детрита, нерастворимого остатка растворенных ниже КГК карбонатных раковин фораминифер и кокколитов. Аутигенное минералообразование в них развито слабее, чем во втором типе, представлено рассеянными микроконкрециями, кристаллами филлипсита и каким-то количеством аутигенного феррисмектита, вероятно образовавшегося путем раскристаллизации коллоидных веществ (гидроокислов, алюмосиликатов), на поверхности глин распространены железо-марганцевые конкреции с характерным отношением Mn/Fe

от 1 до 2, с умеренно низким содержанием Cu (0,5%), Ni (0,6%), Co (0,3%) (Скорнякова, 1976б).

Обширные площади заняты аллотигенными фациями эвпелагических глин в северной части Тихого океана, между 10—15° и 25—35° с.ш. (Мурдмаа и др., 1976б). Эвпелагические глины представляют собой здесь тончайшие (обычно более 90% пелита, более 40% фракции мельче 1 мкм) темно-коричневые глинистые илы, по минеральному составу монтмориллонит-хлорит-гидрослоюстые, с высоким содержанием тонкодисперсных обломочных минералов (кварца, а также плагиоклаза, в сумме составляющих до 30—40% осадка) (Серова и др., 1975). Последние имеют, по-видимому, золотое происхождение и подчеркивают существенно аллотигенную (терригенную) природу глин. Присутствуют, но обычно в небольших количествах специфические аутигенные минералы эвпелагических глин — смешанослойный монтмориллонит с хлоритом, гидрослюдой и филлипсит, образованные за счет преобразования палагонитизированного гиалокластического материала подводных извержений. Постоянно отмечаются железо-марганцевые микроконкреции, костный детрит и зубы нектонных организмов, мелкие спикулы губок.

Химический состав эвпелагических глин северной части океана характеризуется умеренно повышенным содержанием Fe (5—7%) и Mn (0,3—1,0%, обычно около 0,5%). Содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое редко превышает 0,25%, составляя в среднем 0,22% и быстро убывает вниз до величин менее 0,1% (Романкевич, 1970, 1974). Ен осадков во всей вскрытой колонке толще (до 2—3 м) высокий положительный (от 400 до 600 мв; Бордовский, 1964).

Скорости накопления эвпелагических глин за последние 0,7 млн лет (Лисицын, 1974) в среднем менее 1 мм/1000 лет, но заметно повышаются на аккумулятивных шлейфах вокруг Гавайского хребта и подводных гор Мид-Пацифик, где достигают 3—10 мм/1000 лет. В районе к востоку от Гавайских островов поршневой трубкой большого диаметра вскрыт непрерывный разрез эвпелагических глин от позднего мела до плиоцена, накопившийся со средней скоростью 0,2 мм/1000 лет (Doyle, Riedel, 1979).

На фоне медленной пелагической аккумуляции глин выделяются многочисленные участки, а возможно, и большие поля неотложения, выходов плейстоценовых и дочетвертичных осадков или вулканических пород. Так, на поверхности дна Северо-Восточной котловины в обширном районе найдены скопления крупных зубов третичных (миоценовых, плиоценовых) акул (Беляев, Гликман, 1970). В ряде случаев, по палеомагнитным данным, обнаружены выходы на поверхность осадков с обратной намагниченностью, т.е. древнее эпохи Брюнес (0,7 млн лет). Нередки находки в поверхностном слое осадков остатков третичной микрофауны и микрофлоры при отсутствии современной. Почти полное отсутствие в эвпелагических глинах микрофауны ограничивает возможности точной датировки осадков биостратиграфическими методами, что является причиной сравнительно редких точек доказанных выходов дочетвертичных осадков в зоне развития этих фаций. На самом деле такие вы-

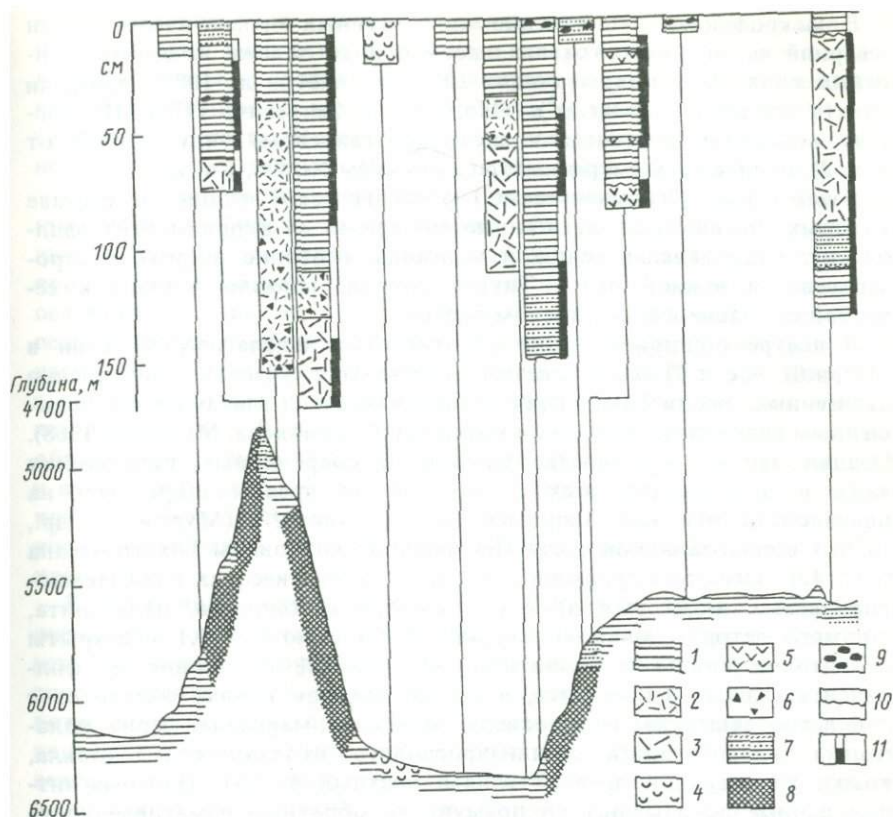


Рис. 42. Фации эвпелагических глин северной непродуктивной зоны Тихого океана (профиль через полигон 6275, Мурдмаа и др., 1976б)

Цифры сверху — номера станций. Литолого-фациальные типы осадков: 1 — эвпелагические глины; 2 — цеолитовые глины; 3 — цеолититы; 4 — кремнистые этмодискусовые илы; 5 — витрокластические туфы; 6 — обломки вулканических пород; 7 — перетолженные пелагические глины с остатками древних радиолярий и диатомей; 8 — обнаженные поверхности твердых пород (состав пород не известен); 9 — железо-марганцевые конкреции; 10 — поверхности размыва в колонках; 11 — данные палеомагнитных измерений; черное — прямая полярность; белое — обратная

ходы здесь, вероятно, гораздо более часты, чем на северной периферии экваториального пояса, где они показаны на картах в большом количестве (Геологическая карта..., 1973).

В условиях расчлененного (вулканического, тектонического) рельефа дна котловин весьма многочисленны выходы базальтов, гиаокластитов, в большинстве случаев, несомненно, дочетвертичных. К зонам разломов и подводным вулканам приурочены разности эвпелагических глин, обогащенные палагонитизированным гиаокластическим материалом. На дне Северо-Восточной котловины, вблизи разломов Мендосино, Кларин, Клиппертон встречаются в больших количествах плиты палагонитовых туфов, лежащие на поверхности эвпелагических глин, что указывает на относительно молодую внутриплитную вулканическую активность ложа океана.

В макрофазах существенно аллотигенных эвпелагических глин северной части Тихого океана часты рудные залежи железо-марганцевых конкреций, покрывающих 10—50% (иногда до 100%) площади дна (в среднем $7,8 \text{ кг/м}^2$) (Скорнякова, Зенкевич, 1976). По составу конкреции относятся к железо-марганцевому типу (Mn/Fe от 1 до 2), отличаются умеренным содержанием Ni, Co, Cu, Zn.

Аутигенные ("гальмеические") эвпелагические глины, в составе которых доминируют аутигенные минералы — феррисмектит, филлипсит, гидроокислы железа и марганца, особенно широко распространены в южной части Тихого океана, гораздо меньше в северной его части и в Индийском океане.

В центре обширного поля аллотигенных эвпелагических глин в северной части Тихого океана встречаются участки существенно аутигенных цеолитовых глин и цеолититов, отличающихся повышенным содержанием железа и марганца (Скорнякова, Мурдмаа, 1968). Осадки эти в большинстве случаев не современные, встречаются чаще в подповерхностных слоях, где их ареалы шире, чем на поверхности дна, как, например, на полигоне 6275 (Мурдмаа и др., 1976) в северо-западной части Центральной котловины Тихого океана (рис. 42). Здесь под прерывистым слоем эвпелагических глин (темно-коричневых пелитовых илов с примесью филлипсита, палагонита, костного детрита, микроконкреций) мощностью 0,3—1,1 м вскрыты цеолитовые глины и цеолититы, на 30—70% состоящие из филлипсита. Кроме филлипсита, в состав осадков входят смектитовое глинистое вещество, гидроокислы железа и марганца, зерна палагонита, гиалобазальта, глинизированного вулканического стекла, комки уплотненной древней глины, костный детрит. Палеомагнитные данные показывают то прямую, то обратную намагниченность цеолитовых глин, что свидетельствует об их разновозрастности. Если возраст эвпелагических глин можно считать четвертичным, то цеолитовые глины, скорее всего, доплейстоценовые. В образовании по крайней мере некоторых слоев цеолитовых и эвпелагических глин существенную роль играли размыв и переотложение более древних осадков. Об этом свидетельствуют брекчиевидная микротекстура цеолитовых глин, наличие в них комков древней глины, а также присутствие остатков разновозрастных третичных радиоларий при отсутствии современных.

Эвпелагические глины южной части Тихого океана представляют собой темно-коричневые, тонкие глинистые илы, но отличаются в целом более высоким содержанием аутигенных минералов (смешанослойных глинистых минералов состава монтмориллонит-гидрослюда-хлорит, филлипсита, гидроокислов Fe и Mn), палагонитизированного гиалокластического материала, повышенным содержанием Fe, Mn, Ti. Доля терригенных минералов в составе глин невелика. Местами в заметных количествах присутствует тонкий пирокластический материал андезитового пояса (бесцветное вулканическое стекло, плагиоклаз). Характерна примесь пелагического костного детрита, в некоторых разностях глин значительная. Отмечен космогенный материал (магнитные и силикатные шарики).

Сложно чередуясь с эвпелагическими глинами как фациально, так и в разрезах, вскрытых колонками, широко распространены цеолитовые глины и цеолититы. Первые, по визуальным определениям под микроскопом, содержат 10—50%, а вторые — более 50% кристаллов филлипсита. Помимо цеолита, осадки содержат те же компоненты, что и эвпелагические глины (в том числе костный детрит).

Существенно аутигенный состав эвпелагических и цеолитовых глин южной части Тихого океана можно объяснить исключительно малым поступлением терригенного материала, низкой биологической продуктивностью вод, сводящих почти к нулю биогенные процессы осадконакопления, и как следствие — очень низкими скоростями пелагического осадконакопления. Единичные определения для эвпелагических глин дают значения скоростей 0,4—0,5 мм/1000 лет, а на значительных площадях современное осадконакопление вообще не происходит. В этих условиях становится решающей осадкообразующая роль продуктов разновозрастного подводного вулканизма и аутигенного (гальмиролитического) минералообразования по гиалокластическому материалу. В условиях расчлененного рельефа дна котловин обильны выходы вулканических пород (базальтов, гиалокластитов).

В аутигенных эвпелагических и цеолитовых глинах содержится очень мало органического вещества, почти целиком представленного устойчивыми (остаточными) компонентами. Только в поверхностном слое концентрация $C_{орг}$ местами достигает 0,25%, тогда как под поверхностные слои, прошедшие стадию раннедиагенетического распада органического вещества, содержат не более 0,1% $C_{орг}$. Соответственно слабая бактериальная активность обнаруживается только в поверхностной пленке осадков (Сорокин, 1970), осадки глубоко окисленные. Донная фауна бедная (биомассы макробентоса менее 0,1 г/м², мейобентоса в среднем 0,007 г/м²) (Соколова, 1970), имеет олиготрофный характер.

Во всей области эвпелагических и цеолитовых глин часто встречаются высокие концентрации конкреций. Именно здесь наиболее широко распространены плотные протяженные залежи крупных конкреций, дающие максимальные величины рудной массы на единицу площади (до 50—70 кг/м²). По составу конкреции марганцево-железистые (Mn/Fe обычно меньше 1), с низким содержанием Ni (меньше 0,6%), Cu (меньше 0,5%) при относительно повышенном — Co (в среднем 0,37%).

На полигоне 5968 (рис. 43, см. вкл.) (Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа и др., 19766) прослежены взаимоотношения вулканических пород, аутигенных и аллотигенных эвпелагических глин, железо-марганцевых корок и конкреций в северной части Южной котловины Тихого океана к северу от острова Раротонга.

На вершинах холмов обнажаются вулканические породы — лавы, вулканические брекчии, осыпи обломков эффузивных пород. По составу это авгититы и оливиновые базальты (Прокопцев, Мурдмаа, 1970). Склоны покрыты преимущественно гиалокластитам. В колонках наблюдается тонкое переслаивание алевритового гиалокластического ту-

фа с эвпелагической глиной, свидетельствующее о многократности вулканической деятельности.

Дно ложбины покрыто эвпелагическими глинами. В центре ее распространены аллотигенные пелитовые или с микрообломочной структурой, обусловленной большим содержанием тонкодисперсного пирокластического материала: бесцветного вулканического стекла, литокластического пепла, плагиоклаза (8% по данным дифрактометрии), гиперстена — характерных минералов андезитового пояса. В подчиненном количестве встречаются продукты местного подводного вулканизма: титанавгит, оливин, палагонит, а также костный детрит, космогенные магнитные шарики — признаки весьма низких скоростей осадконакопления. В составе глинистых минералов преобладают смешанослойный иллит-монтмориллонит. На описываемых глинах лежат плитки измененного гиалокластита толщиной 1—3 см, вероятно представляющие отложения своеобразных горячих гиалокластических потоков, стекавших в момент извержения со склонов соседних вулканов (Мурдмаа и др., 1972).

По краям ложбины выходят палагонитово-цеолитовые эвпелагические глины, в которых содержание аутигенного монтмориллонита больше, чем в вышеописанных глинах; наблюдается много зерен палагонита и кристалликов филлипсита. Такие же аутигенные глины подстилают аллотигенные эвпелагические глины в центре ложбины.

Полигон 6298 (Скорнякова и др., 1971, 1973; Затонский и др., 1973; Мурдмаа и др., 1976), расположен на крупнохолмистой равнине дна Южной котловины Тихого океана (рис. 44, см. вкл.). Здесь выделяются три основные фации, каждая из которых обладает значительной внутренней неоднородностью и представлена рядом субфаций.

Дно депрессии (глубина 4,8—4,9 км) покрыто слоем цеолитсодержащих феррисмектитовых эвпелагических глин, образовавшихся глубже КГК (в условиях полного растворения биогенного CaCO_3) в основном за счет гальмиролитического (а отчасти гидротермального) преобразования палагонитизированного базальтового гиалокластического материала, присутствующего в виде палагонитовых зерен, но с добавлением пелагических компонентов — нерастворимого остатка фораминифер и кокколитов, терригенных глинистых минералов, костного детрита и микрозубов рыб. Присутствие последних не позволяет отнести эвпелагические глины к чисто аутигенному типу подводного элювия. В разрезах, вскрытых колонками, наблюдается чередование слоев, различающихся по количественным соотношениями перечисленных компонентов. Местами цеолитовые глины (30—50% филлипсита) выходят на поверхность. На эвпелагических глинах распространены рассеянные железо-марганцевые конкреции (покрывающие менее 25% поверхности дна).

На дне депрессии выделяются приуроченные к разломам субфации гидротермального преобразования эвпелагических глин, характеризующиеся интенсивным перераспределением Fe и Mn, появлением хорошо раскристаллизованного хлорит-вермикулита, а местами радиально-лучистого тонковолокнистого амфибола (актинолита), нео-

бычным составом конкреций. Вдоль одного из разломов прослежена россыпь лежащих на эвпелагических глинах базальтовых плиток, фрагментов тончайшего (сантиметрового) лавового потока трещинного излияния (Мурдмаа и др., 1973). По определениям абсолютного возраста базальтов (1,5—1,9 млн лет) можно судить о том, что подстилающие их глины не моложе начала плейстоцена и что дно депрессии в настоящее время представляет собой поверхность перерыва (фацию "неотложения").

У подножия вулканического хребта развита субфация аккумулятивного шлейфа, образованного за счет смыва глинистого вещества с возвышенностей. Эвпелагические глины, слагающие шлейф, слегка обогащены органическим веществом, почти лишены конкреций, по-видимому, накапливаются несколько быстрее фоновых. На них обитают необычные для эвпелагических фаций представители детритофагов. В восточной части депрессии обнаружена своеобразная аллохтонная субфация, вероятно, сползавших с холмов мергелистых глин с большим количеством конкреций.

Поверхность холмистой возвышенности на глубинах меньше КГК (4,7 км) занята фацией слабо известковистых эвпелагических глин, содержащих 10—27% CaCO_3 (детрит фораминифер, кокколиты), с плотными залежами крупных шаровидных конкреций на поверхности. Это фация наиболее интенсивного конкреционного рудообразования, протекающего на фоне медленной пелагической седиментации. На склонах холмов обнаружены обнажения вулканических пород, покрытые железомарганцевыми корками.

На вулканическом хребте с горой Петелина (глубина над вершиной 3 км) в западной части полигона чередуются покрытые железомарганцевыми корками обнажения вулканических пород и приуроченные к пологим вершинным поверхностям и ложбинам на склонах маломощные линзы карбонатных осадков.

В ложбинах между скалами на вершинах хребта залегают промытые течениями фораминиферовые пески, вниз по склону сменяющиеся кокколито-фораминиферовыми известковыми и мергельными илами. Характерны осыпи конкреций, крупных глыб вулканических или вулканоздафогенных брекчий с марганцевыми корками. На хребте, таким образом, сочетаются процессы пелагического карбонатакопления, гравитационного переотложения и аутигенного накопления гидроокислов железа и марганца.

На полигоне 5988 (Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа и др., 19766) на холмистой равнине южной части Центральной котловины Тихого океана выделяются три фации (рис. 45). Фация цеолитовых глин и цеолититов, вероятно дочетвертичных, занимает относительно пониженные площади по краям полигона и представляет в современную эпоху, по-видимому, условия неотложения. На это указывает нахождение литологически сходных цеолитовых осадков под слоем малоцеолитовых эвпелагических глин, покрывающим волнистую равнину в центре полигона, и под мергельными илами вершины абиссального холма. Разрез колонки с холма указывает на то, что современные фациальные условия карбонатакопления установи-

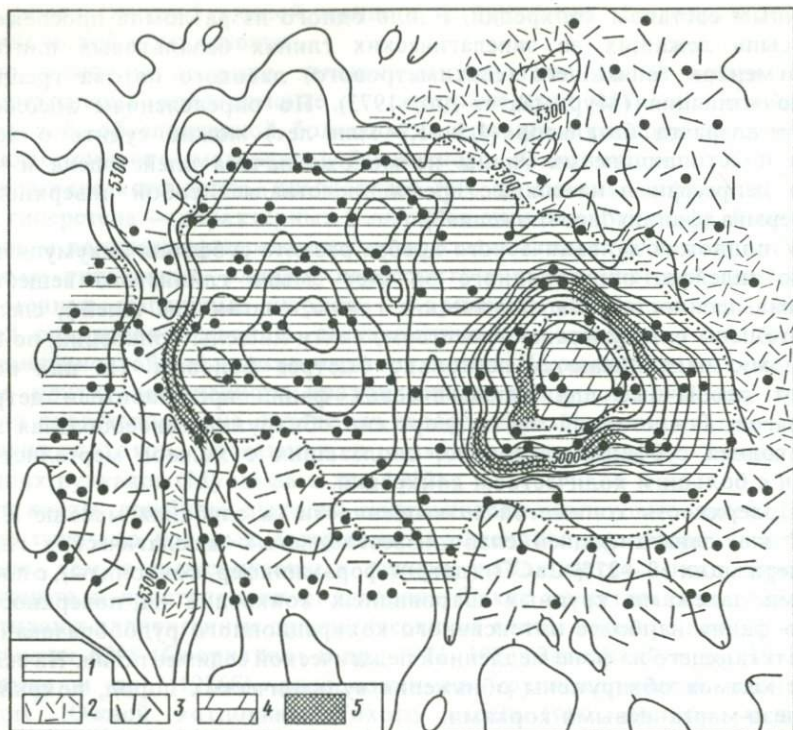


Рис. 45. Эвпелагические фации на полигоне 5988 (котловина Пенрин)

1 — малоцеолитовые эвпелагические глины абиссальной низменности с рассеянными (менее 5 кг/м^2 , одиночные точки) железо-марганцевыми конкрециями в субфации подножия холма; плотные залежи ЖМК ($10\text{--}20 \text{ кг/м}^2$, тройные точки) в субфациях абиссальных валов; 2, 3 — цеолитовые глины и цеолититы с различной продуктивностью ЖМК (одиночные точки — менее 5, двойные — $5\text{--}10$, тройные — более 10 кг/м^2); 4 — мергелистые эвпелагические глины вершины холма (продуктивность ЖМК более 10 кг/м^2); 5 — обнажения вулканических пород с железо-марганцевыми корками. Границы типов осадков показаны пунктиром

лись здесь недавно в результате погружения уровня КГК, сменив ранее существовавшую на всем полигоне обстановку полного растворения CaCO_3 и преимущественно аутигенного глино- и цеолитообразования.

Фации миопелагических глин

В эту литолого-фациальную группу осадков мы объединили (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа и др., 19766; Геологическая карта..., 1973) различные по составу окисленные глинистые (в основном терригенные) осадки периферии непродуктивных зон пелагической области — чисто глинистые и с примесью биогенного кремнезема или тонкодисперсной тефры вулканов андезитового пояса. К миопелагическим относятся все пелагические глины Атлантики и глинистые осадки, окаймляющие поля эвпелагических глин в Тихом и Индийском океанах.

Переход от эвпелагических глин к миопелагическим выражается

в увеличении (в 2—3 раза) средних скоростей осадконакопления, абсолютных масс терригенного глинистого материала, органического вещества. Абсолютные массы железа, марганца и ряда микроэлементов также возрастают, но их концентрация в осадках понижается. При этом сохраняются характерные для пелагических глин корреляционные связи между элементами и их геологические ассоциации. Состав глинистых минералов разнообразный, связан с питающими провинциями континентов. В составе песчано-алевритовых фракций доминируют биогенные кремнистые частицы, кислые вулканические стекла (в Тихом океане), встречаются обломочные терригенные минералы (в Атлантическом океане). Из аутигенных образований присутствуют обычно только микроконкреции. Макроконкреции редко рассеяны или отсутствуют. Залежи конкреций с высокой концентрацией редки и узко локализованы на абиссальных холмах или склонах гор. Донная фауна относится к океанической эвтрофной группировке (Соколова, 1986).

УМЕРЕННО ГЛУБОКОВОДНЫЕ ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ (ВЫШЕ КГК)

Это области безраздельного господства пелагических карбонатных осадков. Сюда относятся фации подводных возвышенностей, хребтов и гор, а также дна океанских котловин, находящегося гипсометрически выше критической глубины карбонатакопления для данного региона: Меланезийская и значительная часть Чилийской в Тихом океане, большие части Западно-Европейской, Канарской и Гвианской котловин в Атлантическом океане, Сомалийской и Мадагаскарской — в Индийском океане. Главные же площади карбонатных фаций приурочены к срединно-океаническим хребтам и примыкающим к ним поднятиям. По сути дела, можно говорить о срединно-океанических поясах карбонатакопления, расположение которых контролируется крупнейшими тектоническими структурами дна. Тектонический контроль осуществляется через гипсометрическое положение поверхности дна по отношению к уровню критической глубины. Поскольку глубина на флангах срединных хребтов функционально связана с возрастом фундамента, то карбонатные фации срединных хребтов залегают всюду на относительно молодой (кайнозойской) океанской коре. С другой стороны, имеет место климатический контроль над распространением карбонатных фаций, ибо абсолютное значение критической глубины меняется в системе широтной зональности в зависимости как от свойств глубинных вод, так и от биопродуктивности, в том числе от продукции карбонатсекретирующих организмов. Поскольку КГК как фациальный переход от известковых осадков к бескарбонатным выражает равновесное соотношение между скоростями поступления на дно карбонатных биогенных частиц и их растворения, ее величина возрастает с повышением продукции, что имеет место в поясах повышенной биологической продуктивности, в первую очередь экваториальном (Лисицын, 1974, 1978). В то же время усиленное накопление органического вещества приводит к повышению агрессивности

придонных вод по отношению к CaCO_3 и к сдвигу КГК на меньшие глубины.

Повышение гипсометрического уровня КГК в высоких широтах во всех океанах по сравнению с тропическими находит выражение в сужении срединно-океанских полей карбонатных фаций в Арктике и Антарктике. В тропическом поясе критическая глубина занимает самое низкое гипсометрическое положение. Поэтому области пелагического карбоната накопления распространяются здесь на большие глубины, в том числе на дно котловин.

Известковое вещество осадков, слагающих пелагические фации выше КГК, поступает практически целиком путем осаждения биогенных известковых частиц — раковин фораминифер и кокколитов — из пелагиали (водной толщи). Абсолютные массы (скорости накопления) этого вещества существенно зависят от широтной зональности: в экваториальном поясе повышенной биологической продуктивности они большие, в субтропических зонах минимальной продуктивности убывают, а в умеренных широтах снова возрастают (Лисицын, 1978). Различие средних скоростей карбоната накопления создает один — количественный — широтно-зональный план фациальной организации полей карбонатных осадков. Второй — биогеографический — выражен в изменениях систематического состава микроорганизмов. Широтно-зональное распределение видов, родов и более крупных таксонов планктонных организмов приводит к тому, что однотипные по другим признакам известковые осадки сложены в разных климатических зонах совершенно различными танатоценозами фораминифер и кокколитов. Меняется и соотношение между этими двумя группами. Поэтому по составу фауны и флоры можно выделить обусловленные различиями температуры поверхностных вод ряды карбонатных фаций, что имеет важное значение для палеоклиматических реконструкций (Бараш, 1981; Лисицын, 1978).

Биогенное пелагическое карбоната накопление контролируется и видоизменяется (на широтно-зональном фоне) растворением CaCO_3 на дне и перемывом биогенных частиц придонными течениями. В целом скорость растворения возрастает с глубиной, но кривая растворения имеет ступенчатый характер (Бергер, 1978), что позволяет выделить ряд критических уровней глубины, разделяющих фации с разным соотношением накопления CaCO_3 и избирательного его растворения (рис. 46). Глубина этих уровней, а следовательно, также выделенных по ним фаций меняется в зависимости от широтной зональности: она максимальная в экваториальной зоне и уменьшается (с некоторыми отклонениями) к высоким широтам (рис. 47). Аномально большие глубины критических уровней в некоторых котловинах (например, в Ангольской котловине Атлантики или в Меланезийской котловине Тихого океана) объясняются наличием барьеров на пути проникновения придонных антарктических вод, наиболее агрессивных по отношению к CaCO_3 .

Отдельные фациальные зоны в "ряду растворения", ограниченные критическими уровнями глубины, стабильными для обширных регионов в пределах определенных широтных зон, распознаются по комплексу

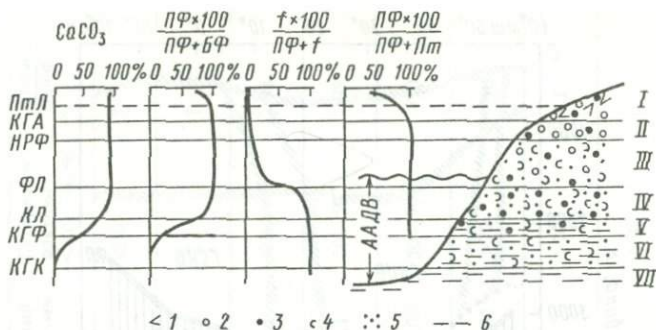


Рис. 46. Фациальный ряд растворения пелагических карбонатов

Критические уровни растворения: ПтЛ — птероподовый лизоклин, КГА — критическая глубина арагонита, НРФ — начало растворения фораминифер, ФЛ — фораминиферовый лизоклин, КЛ — кальцитовый лизоклин, КГФ — критическая глубина планктонных фораминифер, КГК — критическая глубина карбонатакопления. Соотношение числа в осадках: ПФ — планктонных фораминифер; БФ — бентосных фораминифер; Пт — птеропод; f — фрагментов планктонных фораминифер. Фаши: I — фораминиферо-птероподовая, II — биоморфно-фораминиферовая; III — нано-фораминиферовая биоморфно-детритовая; IV — фораминиферо-нанофоссилиевая детритовая; V — фораминиферо-нанофоссилиевая мергельная; VI — нанофоссилиевая мергельная; VII — бескарбонатных пелагических глин или кремнистых илов

1 — птероподы; 2 — планктонные фораминиферы, неустойчивые к растворению; 3 — то же, устойчивые к растворению; 4 — детрит планктонных фораминифер; 5 — нанофоссилии; 6 — глинистое вещество. ААДВ — антарктическая донная вода

признаков (табл. 11). Критические глубины планктонных организмов (КГА, КГФ) отделяют фаши с наличием данной группы организмов от фаши с их отсутствием. Лизоклины (ПтЛ, ФЛ, см. рис. 46) разделяют фаши с различным соотношением устойчивых к растворению (резистентных) и неустойчивых форм данной группы микроорганизмов (Berger, 1968, 1970). Для фораминифер Бергер (Berger et al., 1982) предлагает выделить еще уровень начала растворения (НРФ), примерно совпадающий с критической глубиной арагонита (КГА).

Критические уровни растворения CaCO_3 (КЛ, КГК) выражены в "ряду растворения" уменьшением его концентрации в осадках (70 и 10% соответственно). Они занимают более глубоководное положение, чем соответствующие уровни растворения фораминифер и кокколитов. Кальцитовый лизоклин (КЛ), разделяющий фаши известковых и мергельных пелагических осадков, расположен глубже ФЛ, а КГК — глубже КГФ.

Фаши выше НРФ представлены преимущественно цельнораковинными фораминиферовыми высококарбонатными (80—90% CaCO_3) осадками, которые почти не содержат фрагментов раковин и где танаценозы фораминифер полностью соответствуют биоценозам, а сохранность всех видов идеальная (Berger et al., 1982). В зонах обильного развития птеропод (в аридных тропических зонах) (Chen, 1971) это фаши грубозернистых птероподовых и птероподово-фораминиферовых осадков. Мы встретили фашию биоморфных птероподово-фораминиферовых осадков на подводном плато в районе о-вов Фиджи в Тихом океане на глубине 1022—1065 м. Глубже 2 км она сменилась фашией фораминиферовых илов.

Фаши между НРФ и ФЛ (Berger et al., 1982) характеризуются

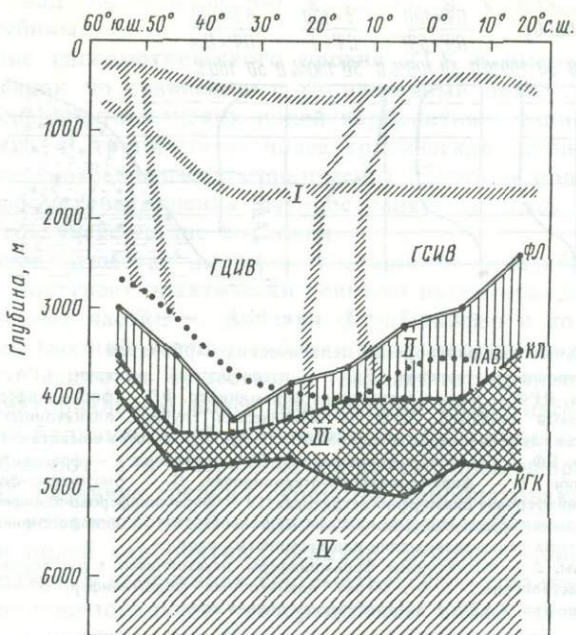


Рис. 47. Положение критических уровней растворения биогенного кальцита на меридиональном разрезе через Индийский океан (Беляева, Бурмистрова, 1984)

Водные массы: ГЦИВ — глубинные центральные индийские воды, ГСИВ — глубинные северо-индийские воды, ПАВ — придонные антарктические воды (верхняя граница). Штриховыми полосами показаны границы водных масс. Критические уровни растворения: ФЛ — фораминиферовый лизоклин, КЛ — кальцитовый лизоклин, КГК — критическая глубина карбоната накопления. Глубинные фациальные зоны: I — биоморфно-фораминиферовая, танатоценоз соответствует биоценозу; II — фораминиферо-детритовая, присутствуют только устойчивые к растворению виды планктонных фораминифер; III — фораминиферо-наннофоссилиевая, содержание CaCO_3 в осадках — 10÷70%; IV — бескарбонатная.

постепенным медленным нарастанием с глубиной скорости растворения CaCO_3 прежде всего за счет распада неустойчивых видов фораминифер, что приводит к увеличению доли фрагментов по отношению к целым раковинам, уменьшению численности последних, возрастанию содержания кокколитов в составе массы CaCO_3 , (Розанова, Штеренберг, 1977, 1978), как следствие — к уменьшению крупности осадков (за счет убывания песчаной и крупноалевритовой фракций, сложенных раковинами фораминифер). Сохранность фораминифер хорошая. Н.В. Беляева (1980; Беляева, Бурмистрова, 1984) характеризует фораминиферовые комплексы фаций выше ФЛ (не выделяя отдельно уровня НРФ) как почти не испытывающие влияния растворения, содержащие все виды биоценоза и сравнительно мало (менее 25%) фрагментов по отношению к целым раковинам, общая численность которых больше 1000 экз./г осадка. Доля резистентных видов небольшая (для Индийского океана 15—27%). Планктонные фораминиферы резко доминируют над бентосными (93—98%).

Фации между ФЛ и КЛ представлены все еще высококарбонатными осадками, но сложенными в основном фрагментами раковин фора-

Таблица 11

Критические уровни растворения планктоногенного CaCO₃ и характерные признаки ограниченных ими фаций

Уровень растворения	Глубина (для низких широт), км	Признаки фаций						
		Содержание CaCO ₃ , %	Минерал CaCO ₃	Осадкообразующие организмы	Сохранность Фп	Медианный диаметр, мм	Содержание фракции <0,01 мм, %	$\frac{\Phi_{п-100}}{\Phi_{п+\Phi_6}}$, %
Лизоклин П	?	>70	Ар+Ка	П+Фп	Полная	>0,5	<30	?
		>70	Ка+Ар	Фп+П	Полная	>0,1	<30	?
Критическая глубина Ар	1—2	>70	Ка	Фп+Н	Полная	0,05—0,1	<30	>98
Начало растворения Фп	2—3	>70	Ка	Фп+Н	Хорошая	0,02—0,1	30—50	>98
Лизоклин Фп	3,5—4	>70	Ка	Н+Фп	Плохая	0,02—0,05	50—70	>50
Критическая глубина Фп	4—4,5	>70	Ка	Н+(Р+Д)	Детрит	0,01—0,02	>70	<50
Лизоклин Ка	3,5—4,5	10—70	Ка	Н+(Р+Д)	Детрит	<0,01	>70	<1
		<10	—	(Р+Д)	Нет	<0,01	>70	0

Примечание: Ка—кальцит, Ар—аргонит, П—птероподы, Фп—планктонные фораминиферы, Фб—бентосные фораминиферы, Н—известковый нанопланктон, Р—радиолярии, Д—диатомы (Р и Д—только в продуктивных зонах).

минифер (составляющих, по данным Н.В. Беляевой, до 90% от фораминиферового CaCO_3) и кокколитами. Сохранность фораминифер резко ухудшается. Общая их численность падает до единиц или десятков экземпляров в грамме осадка, причем уменьшается количество экземпляров всех видов, но резко возрастает доля резистентных (90—100%). По мнению Бергера (Berger, 1970), ФЛ — это критическая глубина неустойчивых видов, которые ниже него полностью исчезают. Количество видов в пробе сокращается до 2—3, представленных в основном крупными формами. Увеличивается содержание бентосных фораминифер по отношению к планктонным и кокколитов — к фораминиферам. В продуктивных зонах возрастает величина отношения числа радиолярий к фораминиферам. Осадки более тонкозернистые, пелитовые или алевритово-пелитовые.

Фации пелагических мергельных илов между КЛ и КГК характеризуются тотальным растворением раковин фораминифер, их фрагментов и кокколитов, понижением содержания CaCO_3 от 70% (на КЛ) до 10% (на КГК), сокращением скоростей карбоната накопления. Фораминиферы встречаются только в единичных экземплярах. CaCO_3 представлен преимущественно кокколитами и мелким детритом фораминифер. Эта зона часто конкрециеносна, встречаются плотные рудные залежи железомарганцевых конкреций (особенно на вершинах абиссальных холмов).

Вопрос о соотношениях критических уровней растворения фораминифер, кокколитов и суммарного CaCO_3 остается открытым. Существует мнение о большей устойчивости кокколитов к растворению, о совпадении КЛ и КГК соответственно с лизоклином и критической глубиной нанопланктона (НЛ, КГН). Но более глубоководное положение фаций бесфораминифероных нано-илов можно объяснить также попаданием кокколитов на большие глубины (глубже КГК) в составе пеллет (Honjo, 1977), либо путем переыва придонными течениями с меньших глубин. Там, где переыв несущественный, критические глубины планктонных и секреционных бентосных фораминифер, нанопланктона и CaCO_3 практически не отличаются друг от друга (Melgouen, Tiede, 1974).

На "ряд растворения" накладываются процессы переыва придонными течениями и турбидными потоками. Смыв течениями тонкозернистого материала (кокколитов, детрита фораминифер) с вершинных поверхностей подводных возвышенностей и выступов рельефа приводит к замедленному накоплению там цельнораковинных фораминифероных осадков, по гранулометрическому составу соответствующих сортированным пескам и алевритам, для которых характерны текстуры знаков ряби. Накопление смытого материала в западинах и на пологих склонах увеличивает скорости карбоната накопления (отчасти компенсируя растворение) и содержание в осадках тонких фракций (усиливая эффект разрушения раковин растворением).

Сочетание закономерностей глубинного "ряда растворения" и придонного переотложения создает наблюдаемую фациальную организацию пелагических карбонатных осадков, существенно различную в пределах поясов кремнеаккумуляции и в непродуктивных (аридных) зонах океана, а с другой стороны зависящую от характера рельефа дна и от придонных течений.

Фации карбонатных осадков массивных подводных возвышенностей

На пологих валлообразных поднятиях в полной мере реализуется описанный "ряд растворения". Здесь господствуют однообразные слабо сортированные кокколито-фораминиферовые осадки, часто с текстурами биотурбации, структура и состав которых постепенно меняется при переходе через критические уровни растворения. Пример такого фациального ряда изучен в западной приэкваториальной части Тихого океана, на *плато Онтонг-Джава* (Berger, 1982; Berger, Killingley, 1982; Berger et al., 1982). Здесь между 2° ю.ш. и 3° с.ш., при помощи бокового дночерпателя, позволяющего отбирать ненарушенные монолиты, получена серия проб карбонатных осадков в интервале глубин 1598—4441 м. Пробами охарактеризованы фации выше НРФ (3 км), между НРФ и ФЛ (3,4 км), между ФЛ и КЛ. Карбонатность в пределах ряда остается высокой, только глубже 4,3 км намечается уменьшение содержания CaCO_3 от 79—82% до 71%, что указывает на приближение к КЛ. Закономерно меняется с глубиной гранулометрический состав осадков, соотношение видов планктонных фораминифер разной устойчивости в танатоценозах, соотношение целых раковин и фрагментов, содержание кремнистых остатков, индекс растворения, скорости накопления осадков, CaCO_3 и отдельных фракций. Все эти изменения контролируются скоростью растворения CaCO_3 и различной растворимостью его биоморфных модификаций.

На этом же материале было выявлено большое значение биотурбации (Berger, 1982). Установлено трехслойное строение голоценовых осадков с развитием: а) полностью гомогенизированного биотурбацией поверхностного (5—7 см) слоя, в котором датировки по ^{14}C не показывают градиента возраста; б) промежуточного комковатого слоя со следами крупных роющих организмов; в) слоя пониженной карбонатности, соответствующего времени конца последнего оледенения (16—10 тыс. лет назад). Подобный текстурный рисунок голоценовых карбонатных пелагитов мы также наблюдали в разных частях экваториальной зоны, где его возникновение связано с деятельностью относительно обильной эвтрофной донной фауны, обитающей в условиях повышенных концентраций органического вещества в осадках и высоких скоростей пелагического карбоната накопления.

Макрофации карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков массивных подводных поднятий в пределах экваториальной продуктивной зоны наиболее широко развиты и лучше всего изучены в восточной части Тихого океана, где важнейшие их черты были выявлены еще Аррениусом (Arrhenius, 1952, 1963) по материалам шведской экспедиции на "Альбатросе". Впоследствии в этом регионе, охватывающем приэкваториальный отрезок западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия и плато Альбатрос, между 105° и 160° з.д., работали многие экспедиции, в том числе советские (34-й рейс НИС "Витязь", 8- и 14-й рейсы НИС "Дмитрий Менделеев"), с борта "Гломар Челленджера" пробурен ряд скважин.

Разрезы четвертичных и верхнеогеновых осадков, вскрытые

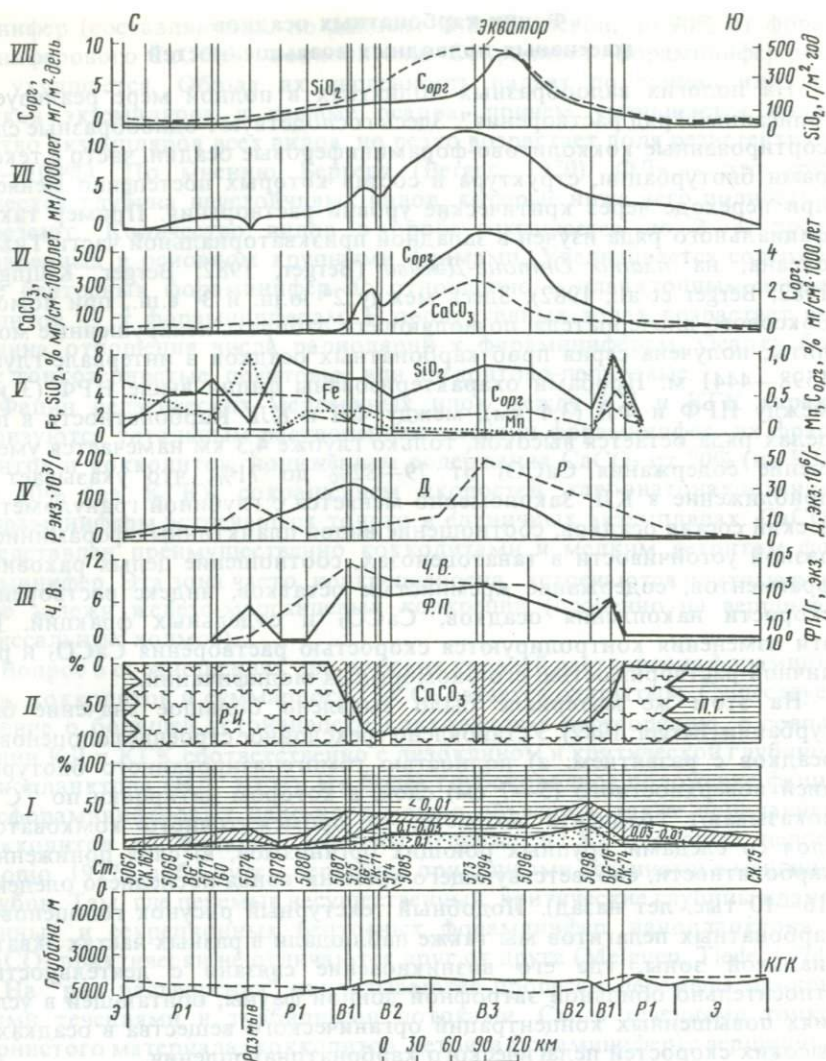


Рис. 48. Меридиональный фациальный профиль через экваториальную продуктивную зону пелагической области Тихого океана (по 140° з.д.)

Профиль дна (внизу) с индексами фаций: Э — эвпелагических глин абиссальной равнины глубже КГК за пределами продуктивной зоны; P1 — диатомово-радиоляриевых глин абиссальной равнины глубже КГК; B1 — переходная (кремнисто-мергельных илов вблизи КГК); B2 — приэкваториальная известковых фораминиферо-кокколитовых илов с умеренными величинами первичной продукции, скоростей осадконакопления, абсолютных масс и содержания биогенного кремнезема; B3 — собственно экваториальная кремнисто-известковых осадков с максимальными величинами биопродуктивности, скоростей осадконакопления, абсолютными массами, численности радиолярий ("ядро" зоны). Цифры над профилем — номера станций. I — гранулометрия; II — соотношение CaCO_3 и бескарбонатного материала (P.I. — кремнисто-глинистого, P.I. — глинистого); III — численность (Ф.П.) и число видов (Ч.В.) планктонных фораминифер (Беляева, 1969); IV — численность радиолярий (P) ($\text{экз.} \cdot 10^3/\text{г}$) и диатомовых (Д) ($\text{экз.} \cdot 10^6/\text{г}$) (Кругликова, 1969; А.П. Жузе и др., 1969); V — содержание химических компонентов; VI — абсолютные массы CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$; VII — скорости осадконакопления; VIII — продукция биогенного кремнезема и $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностных водах

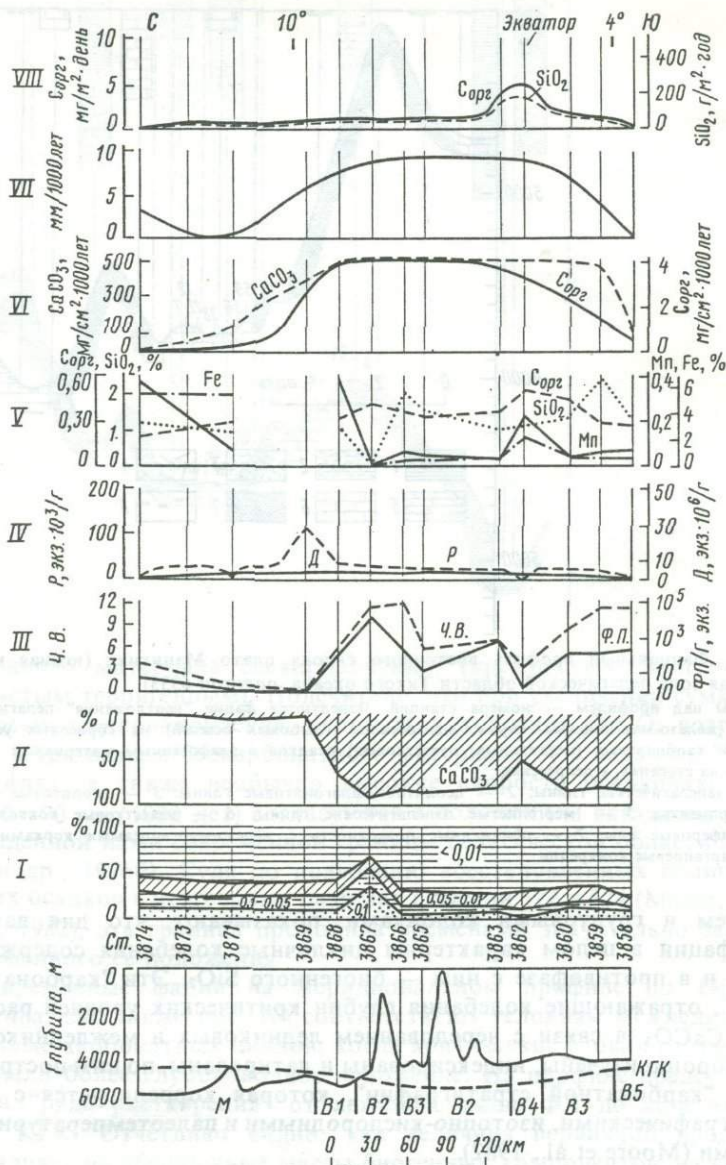


Рис. 49. Меридиональный фашиальный профиль через западную часть экваториальной зоны пелагической области Тихого океана (Меланезийская котловина)

На профиле обозначены пелагические фашии: М — миопелагические слабокремнистых радиоляриевых глин (глубже КГК); В1 — переходная (вблизи КГК) депрессия у подножия возвышенности; В2 — известковых осадков подводных гор и атоллов; В3 — известковых фораминиферо-кокколитовых илов с радиоляриями на дне котловин между КГК и фораминиферовым лизоклином; В4 — мергельных кокколитовых илов между КГК и кальцитовым лизоклином; В5 — известковых фораминиферо-кокколитовых илов непродуктивной зоны (без радиолярий). I — гранулометрия; II — содержание $CaCO_3$; III — численность экз/г планктонных фораминифер (Ф.П.) и число их видов в пробе (Ч.В.) (Беляева, 1969); IV — численность радиолярий (Р) и диатомовых (Д) (Кругликова, 1969; А.П. Жузе и др., 1969); V — содержание основных химических компонентов; VI — абсолютные массы $CaCO_3$ и $C_{орр}$; VII — скорости осадконакопления (Лисицын, 1974); VIII — первичная продукция $S_{орр}$ (Кобленц-Мишке, 1977) и продукция биогенного кремнезема (Лисицын, 1978).

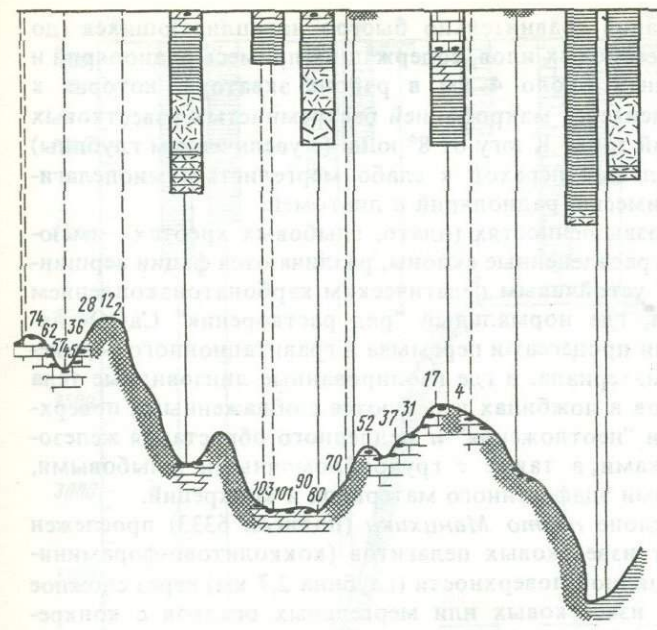
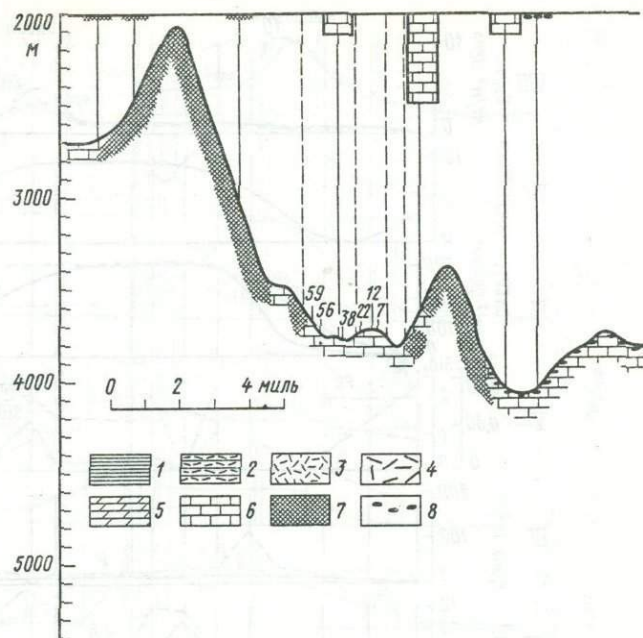


Рис. 50. Фациальный профиль восточного склона плато Манихики (южная непродуктивная зона пелагической области Тихого океана, полигон 6333)

Цифры над профилем — номера станций. Чередуются фации "неотложения" пелагических осадков (железо-марганцевых корок, эдафогенных глыбовых осипей) на сбросовых уступах, гребнях и карбонатных (мергельных, известковых) осадках с эдафогенным материалом и конкрециями на ступенях, в депрессиях

1 — эвпелагические глины; 2 — цеолитово-палагонитовые глины; 3 — цеолитовые глины; 4 — цеолититы; 5 — мергелистые эвпелагические глины; 6 — известковые кокколито-фораминиферовые илы; 7 — обнаженные поверхности с железо-марганцевыми корками; 8 — железо-марганцевые конкреции

бурением и грунтовыми колонками, показывают, что для данной макрофации в целом характерны циклические колебания содержания CaCO_3 и в противофазе с ним — биогенного SiO_2 . Эти "карбонатные циклы", отражающие колебания глубин критических уровней растворения CaCO_3 в связи с чередованием ледниковых и межледниковых эпох, хорошо изучены, индексированы и датированы, по ним построена шкала "карбонатной стратиграфии", которая коррелируется с био-стратиграфическими, изотопно-кислородными и палеотемпературными шкалами (Moore et al., 1982).

Ненарушенные керны неогеновых и четвертичных отложений данного региона, полученные в 85-м рейсе "Гломар Челленджера", позволили проследить "карбонатные циклы" с большой амплитудой колебания CaCO_3 (от 5 до 94%) вниз по разрезу вплоть до среднего миоцена (Mayer, Theyer et al., 1982). Циклично меняются также скорости осадконакопления и абсолютные массы основных осадкообразующих компонентов. При этом в скв. 572 установлена необычная для пелагических фаций обратная зависимость между вариациями CaCO_3 и скоростями осадконакопления, обусловленная разбавлением известкового

биогенного материала бескарбонатным (кремнистым биогенным и глинистым терригенным). Подсчитано, что при увеличении суммарной скорости осадконакопления, скорость накопления CaCO_3 возрастает здесь в три раза, а бескарбонатного материала — в пять раз. Указанный факт, а также необычно высокие скорости осадконакопления (до 50—70 мм/1000 лет) согласуются с положением скважины вблизи проведенной нами современной границы пелагической области (Мурдмаа и др., 19766). Судя по появлению восстановленных гемипелагических осадков в неогеновых разрезах скважин 572 и 574 (Mayer, Theyer et al., 1982), эта граница проходила временами значительно западнее современного ее положения.

Современные фации на меридиональном профиле по 140° з.д. (рис. 48а, см. также рис. 16) соответствуют условиям межледниковий в системе карбонатных циклов, когда критические уровни растворения занимали более глубоководное положение. На профиле представлены фации "ряда растворения" от лежащих выше ФЛ до абиссальных, ниже КГК. Отчетливо видно, как величина первичной продукции $\text{C}_{\text{орг}}$ влияет на абсолютные массы биогенных компонентов, на средние скорости осадконакопления и на положение КГК, тогда как концентрации в осадках аморфного кремнезема, железа, марганца, а также $\text{C}_{\text{орг}}$ находятся в обратной зависимости от CaCO_3 , т.е. зависят от условий его растворения.

Сходные закономерности фациальных изменений прослежены на профиле (рис. 49) через Меланезийскую котловину, примерно по меридиану 172° в.д. в относительно низкопродуктивной западной части экваториальной зоны Тихого океана. Тем не менее и здесь

выделяется макрофа́ция сравнительно быстро накапливающихся (до 10 мм/1000 лет) известковых илов, содержащих примесь радиолярий и диатомей, на глубинах около 4 км в районе экватора, которая к северу от 4° с.ш. сменяется макрофа́цией бескремнистых известковых илов непродуктивной зоны. К югу от 8° ю.ш. (с увеличением глубины) наблюдается фа́циальный переход к слабо мергелистым миопелагическим глинам с примесью радиолярий и диатомей.

На подводных возвышенностях (плато, глыбовых хребтах), имеющих крутые сложно расчлененные склоны, различаются фа́ции вершинных поверхностей с устойчивым пелагическим карбонатнакоплением и склоновые фа́ции, где нормальный "ряд растворения" CaCO_3 нарушен интенсивными процессами перемыва и гравитационного перемещения осадочного материала, и где изолированные линзовидные тела карбонатных осадков в ложбинах чередуются с обнаженными поверхностями — фа́циями "неотложения" и медленного обрастания железомарганцевыми корками, а также с грубообломочными (глыбовыми, щебнистыми) осыпями эдафогенного материала и конкреций.

На восточном склоне *плато Манихики* (полигон 6333) прослежен фа́циальный ряд от известковых пелагитов (кокколито-фораминиферовых илов) вершинной поверхности (глубина 2,7 км) через сложное чередование фа́ций известковых или мергельных осадков с конкрециями и эдафогенными осыпями в тектонических депрессиях, обнаженных скал, покрытых железомарганцевыми корками на крутых уступах и гребнях, к эвпелагическим глинам подножия (рис. 50). В уступах обнажаются нижнемеловые гиалокластические брекчии и песчаники подводно-склоновых фа́ций с эдафогенным материалом (Мурдмаа и др., 1972). Колонки вскрыли под маломощным слоем мергельных осадков нижних ступеней склона бескарбонатные цеолитово-палагонитовые глины, образовавшиеся, вероятно, во время более мелководного положения КГК.

Фа́ции подводных горных стран

Мы исследовали фа́ции осадочных образований на плосковершинных горах (гайотах) и разделяющих их абиссальных межгорных равнинах на примере крупнейшей горной провинции Мид-Пацифик (Маркус-Неккер), расположенной в центре пелагической области Тихого океана, в пределах непродуктивной (эвпелагической) зоны (Безруков, 1969, 1971; Зенкевич, 1969; Мурдмаа и др., 19766).

Абиссальные (глубже КГК) фа́ции плоских межгорных равнин и пологих шлейфов подножий, где рельеф дна несет явные признаки аккумулятивного выравнивания, представлены здесь тонкозернистыми серовато-коричневыми пелитовыми илами — эвпелагическими глинами, как правило, с незначительным содержанием цеолита, умеренным — гидроокислов железа и марганца. Иногда в них встречаются прослои и линзы кремнистых этмодискусовых илов, отложенных, вероятно, из придонных потоков суспензии, а также тончайшие слойки эдафогенного алеврита, сложенного обломками палагонитизированного базальтового стекла и фосфорита, смытыми со склонов гайотов.

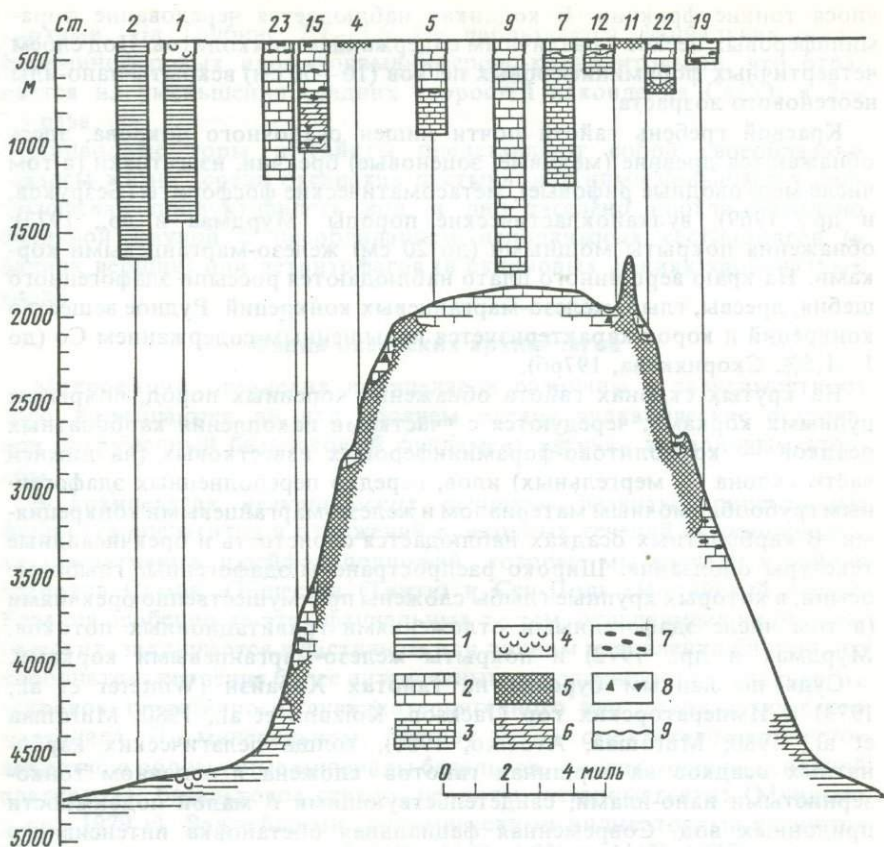


Рис. 51. Фации плосковершинной подводной горы (гайота) в непродуктивной эвпелагической мегафациальной зоне Тихого океана (полигон 6002, провинция Мид-Пацифик)

Литолого-фациальные типы осадков: 1 — эвпелагические глины; 2 — известковые фораминиферовые цельнораковинные осадки (плейстоцен); 3 — нано-илы (плиоцен); 4 — этмодисковые илы; 5 — обнаженные поверхности с железо-марганцевыми корками и глыбовые эдафогенные осыпи (обломков вулканитов, фосфоритов, известняков); 6 — мергельные илы; 7 — железо-марганцевые конкреции; 8 — эдафогенный грубообломочный материал; 9 — поверхности перерывов

Конкреции в этих фациях редки или отсутствуют. Скорости накопления глин несколько повышены за счет смыва глинистого материала с соседних гор, где подвижность придонных вод препятствует его осаждению.

На *гайотах* выделяются фации субгоризонтальных вершинных поверхностей, краевых гребней и склонов, изученные на примере полигона 6002 (рис. 51). Вершинная поверхность (на глубине 1,8—1,9 км) занята здесь линзой высококарбонатных цельнораковинных фораминиферовых, песчано-алевролитовых по крупности осадков с четкими знаками ряби, свидетельствующими об интенсивных придонных течениях, которые перемывают пелагический карбонатный материал,

унося тонкие фракции. В колонках наблюдается чередование фораминиферовых песков с различным содержанием кокколитов. Под слоем четвертичных фораминиферовых песков (10—50 см) вскрыты нано-илы неогенового возраста.

Краевой гребень гайота почти лишен осадочного покрова, здесь обнажаются древние (меловые, эоценовые) брекчии, известняки (в том числе мелководные рифовые), метасоматические фосфориты (Безруков, и др., 1969), вулканокластические породы (Мурдмаа и др., 1972); обнажения покрыты мощными (до 20 см) железо-марганцевыми корками. На краю вершинного плато наблюдаются россыпи эдафогенного щебня, дресвы, глыб, железо-марганцевых конкреций. Рудное вещество конкреций и корок характеризуется повышенным содержанием Со (до 1—1,5%, Скорнякова, 1976б).

На крутых склонах гайота обнажения коренных пород, покрытые рудными корками, чередуются с участками накопления карбонатных осадков — кокколито-фораминиферовых известковых (на нижней части склона — мергельных) илов, нередко переполненных эдафогенным грубообломочным материалом и железо-марганцевыми конкрециями. В карбонатных осадках наблюдается слоистость и брекчиевидные текстуры оползания. Широко распространены эдафогенные глыбовые осыпи, в которых крупные глыбы сложены преимущественно брекчиями (в том числе эдафогенными отложениями гравитационных потоков, Мурдмаа и др., 1972) и покрыты железо-марганцевыми корками.

Судя по данным бурения на гайотах Хорайзн (Winterer et al., 1973) и Императорских гор (Jackson, Koizumi et al., 1980; Murdmaa et al., 1980; Murdmaa, Avdeiko, 1980), толща пелагических карбонатных осадков на вершинах гайотов сложена в основном тонкозернистыми нано-илами, свидетельствующими о малой подвижности придонных вод. Современная фациальная обстановка интенсивного перемирыва и неотложения пелагических карбонатных осадков установилась в плейстоцене или позднем плиоцене, вероятно, в связи с глобальным усилением глубинной циркуляции вод океана. То же мы наблюдали в скв. 384 на небольшом подводном хребте Жи-Аномали в Атлантике (Мурдмаа, 1979 в, д; Мурдмаа, Михина, 1979; Tuscholke, Vogt et al., 1979), где накопление пелагических нано-илов продолжалось на поверхности мелководных известняков с позднего мела до конца эоцена, после чего установились условия размыва, неотложения и образования железо-марганцевых конкреций.

На одном из гайотов, возвышающихся над валом Капингамаранга в западной части Тихого океана, по наблюдениям с подводного аппарата "Пайсис" (Свальнов и др., 1983), вершинная поверхность (610—750 м) почти лишена современных осадков. Только в небольших западинах встречаются намытые фораминиферовые пески со знаками ряби. Обширные обнажения мелководных известняков наблюдались на склоне до глубины 1200—1500 м.; глубже 1500 м большая часть дна покрыта фораминиферовыми осадками, обогащенными S_{org} (до 2%) с многочисленными следами донной фауны и вытянутыми вдоль изобат валиками, свидетельствующими о деятельности придонных течений. Поверхность обнажений глубже 800 м покрыта железо-марганцевыми

корками. На глубине 2,7—3,6 км наблюдается фациальная смена фораминиферовых илов фораминиферо-кокколитовыми, что отражается на уменьшении средних скоростей накопления CaCO_3 в 2—2,5 раза.

Подводные горы и гайоты представляют собой своеобразные "оазисы жизни" среди океанских пустынь: над ними повышается биологическая продуктивность вод, а дно заселено иногда довольно обильной фауной с преобладанием неподвижных сестонофагов (в фациях вершин) или детритофагов (в склоновых фациях карбонатных илов).

Фаии океанских архипелагов

Макрофаии океанских архипелагов различны в зависимости от того, возвышаются ли над уровнем океана вулканические острова, или погруженный базальтовый фундамент увенчан коралловым атолом.

В архипелагах *вулканических островов* развиты приостровные фаии гемипелагитов и отложений придонных течений — склоновые и аккумулятивных шлейфов подножий, которые мы изучали в районе островов Самоа, Общества (Таити) и Сен-Поль (Индийский океан). Главная особенность этих фаиальных систем, отличающая их от пелагических, заключается в частичном или полном подавлении биогенного карбоната накопления более интенсивным накоплением поступающего с островов терригенного, вулканотерригенного или пирокластического материала. По минеральному составу это — смектитовое глинистое вещество и обломочные минералы базальтов — авгит, оливин, основной плагиоклаз, базальтовое стекло, цеолиты, титаномagnetит (Мурдмаа и др., 1979 г). Важнейшими геохимическими индикаторами являются низкие величины отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (<3) и Al/Ti (<10), а также повышенные концентрации Fe, Ti, Cr, Ni, Co, связанных в обломочных минералах. Указанные признаки позволяют распознавать продукты размыва океанских островов даже при незначительном их содержании, например, в мелководных шельфовых фациях палеостровов на месте современных Императорских гор (Murdmaa, Avdeiko, 1980).

Кроме того, склоновые фаии вулканических островов отличаются повышенным содержанием органического вещества (за счет высокой продуктивности прибрежных вод), ускоренными темпами его захоронения, в результате чего возникают восстановительные условия раннего диагенеза, образуются аутигенные сульфиды и существуют эвтрофные условия обитания донной фауны с обильным развитием детритофагов.

Фаии *коралловых атоллов* я имел возможность наблюдать во время кратковременных высадок в тропической зоне Тихого (атоллы Фаннинг, Тонгарева, Хермит) и Индийского (Диего-Гарсия, Дерош) океанов. Здесь нет места для подробного описания этих в целом хорошо изученных фаиальных комплексов, основные сведения о которых обобщены в работах А.П. Лисицына и В.П. Петелина (1967). Укажу лишь, что в самих атоллах наибольшие площади занимает фаия водорослевого (халимедового) песка, а кольцо атолла представлено фаией кораллово-водорослевых рифовых известняков и

обломочных продуктов их разрушения. На склонах наблюдается переход от бентогенно-детритовых известковых осадков — продуктов разрушения рифов и выноса известкового детрита из лагун — к пелагическим птероподово-фораминиферовым, фораминиферовым и далее к кокколитово-фораминиферовым осадкам, покрывающим нижние части склонов на глубинах более 1—3 км. Отличительной особенностью этих склоновых фаций известковых пелагитов является частое присутствие переотложенных мелководных компонентов и часто повышенное содержание органического вещества.

Глава VIII

ФАЦИИ ОКРАИННО-ОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

На активных континентальных окраинах, над зонами субдукции, развиваются специфичные фациальные комплексы, тесно связанные с тектоническими структурами этих подвижных поясов. На фоне приконтинентального, а в отдельных районах — пелагического седиментогенеза здесь протекает вулканогенно-осадочный процесс, связанный с вулканизмом андезитового пояса. Расчлененный тектонический рельеф с большими амплитудами глубин предопределяет контрастность условий осадконакопления в разных структурно-фациальных зонах, в целом вытянутых вдоль главного простираения структур, совпадающего с простираением зоны субдукции.

Различают два основных типа морфоструктурных комплексов активных окраин — островодужный и андийский. Первый представлен (поперек простираения пояса) рядом структурно-фациальных зон (рис. 52): котловина окраинного моря — островная дуга — глубоководный желоб. В андийском типе субаквальные фации развиты только на океанском крыле пояса, на шельфе и в глубоководном желобе, тогда как остальные структуры представлены субаэральными континентальными фациями складчатого горного сооружения.

СУБОКЕАНСКИЕ ФАЦИИ КОТЛОВИН ОКРАИННЫХ И МЕЖОСТРОВНЫХ МОРЕЙ

Котловины окраинных и межостровных морей представляют собой обширные глубоководные бассейны седиментации, отделенные от океана поднятиями островных дуг. Субокеанский характер процессов седиментогенеза и фаций в этих бассейнах обусловлен размерами акваторий (сотни, тысячи километров), глубиной (от 2—3 до 5—6 км), нормальным океанским составом и слоистой структурой водной толщи, более или менее свободным водообменом с открытым океаном, прямой связью течений с океанской циркуляцией. В целом близок к океанскому также состав фауны и флоры как бентосной, так и обитающей в водной толще.

Фации большинства котловин, примыкающих к континентам или крупным островам, близки к рассмотренным выше приконтиненталь-

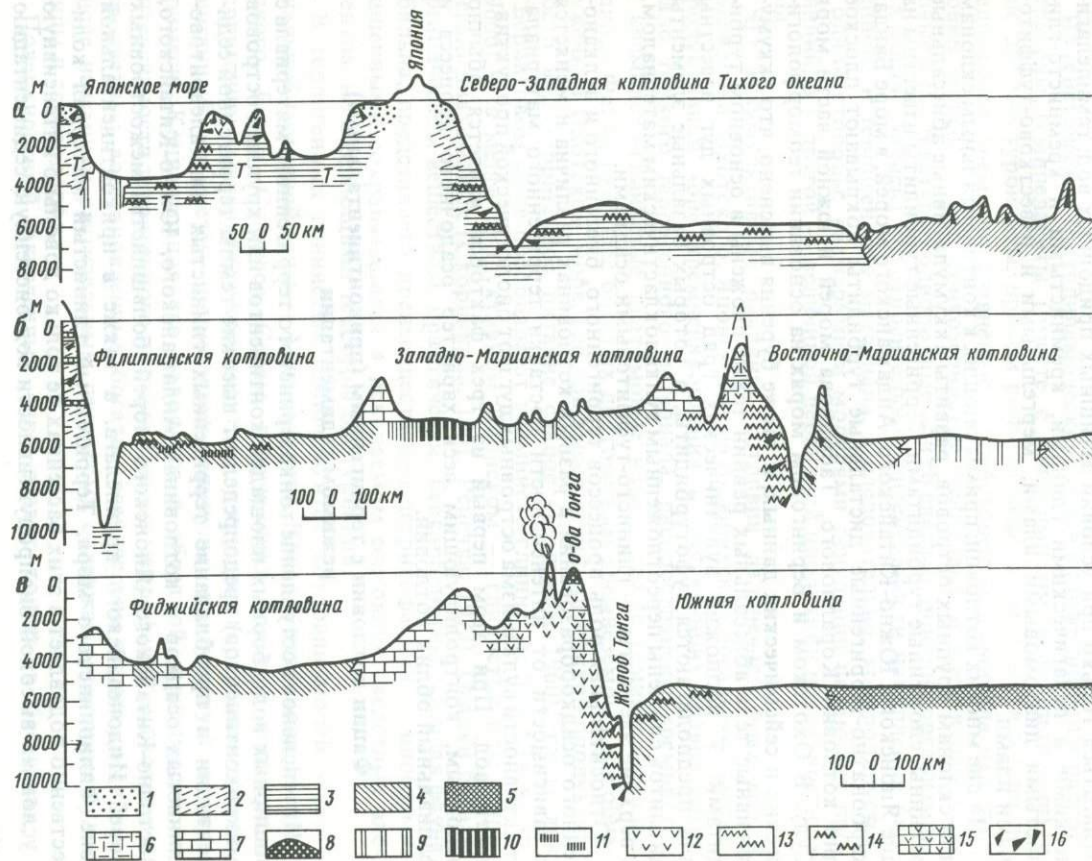


Рис. 52. Схематические фациальные профили окраинно-океанского подвижного пояса. Японское море и Японский желоб (а); Филиппинский бассейн с Филиппинским и Марианским желобами (б); Фиджийская, Южная котловина и желоб Тонга (в)

1—3 — терригенные осадки: 1 — пески, 2 — алевроиты, 3 — глинистые осадки; 4 — миопелагические глины; 5 — эвпелагические глины; 6 — рифогенные (детритовые) известковые осадки с вулканическим материалом; 7 — известковые фораминиферовые осадки; 8 — кораллово-водорослевые рифовые, известняки; 9 — кремнисто-глинистые илы; 10 — кремнистые (диатомово-радиоляриевые) илы; 11 — прослои этмодискусовых илов; 12 — грубозернистые вулканокластические осадки; 13 — глинисто-туфитовые осадки и эдафогенные отложения; 14 — прослои вулканического пепла в глинах; 15 — фораминиферовые осадки с вулканическим пеплом (туфитовые); 16 — обнажения коренных пород и эдафогенные осыпки

ным фациям подножий склонов и абиссальных равнин. В центрах некоторых обширных морей (Филиппинского, Фиджи), отделенных от континентов островными дугами, котловинами и желобами, устанавливается пелагический режим осадкообразования. Отличие фациальной обстановки этих котловин от океанской заключается прежде всего в наличии отделяющих их от океана барьеров — горных сооружений, островных дуг, которые служат специфическим источником осадочного материала, поступающего с противоположной по отношению к континентам стороны.

Современная поверхность дна котловин всех окраинных морей покрыта преимущественно тонкозернистыми осадками, которые могут отлагаться только при условии затишных придонных вод: гемипелагическими и пелагическими глинами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми диатомовыми илами, мергельными и известково-туффитовыми илами.

На дне многих котловин, примыкающих к континентальным склонам или склонам крупных островов, развиты аккумулятивные абиссальные равнины, сложенные турбидитами. Терригенные турбидиты известны на дне Японского, Южно-Китайского, Андаманского морей, в море Банда; карбонатно-терригенные дистальные турбидиты покрывают плоское дно котловин Кораллового, Тасманова морей и южной части моря Сулу. В Охотском и Беринговом морях на основании геоморфологических и сейсмических данных, а также бурения выяснено, что аккумулятивные тела абиссальных равнин также сложены в основном турбидитами. У подножий вулканических гряд островных дуг известны или предполагаются туфотурбидиты, в которых базальные элементы циклитов сложены переотложенным вулканокластическим материалом, а верхние элементы — глинисто-туффитовыми осадками.

Относительная роль процессов терригенного, биогенного и вулканогенного осадкообразования в разных котловинах различна и меняется в зависимости от интенсивности поставки терригенного материала, от активности вулканизма островных дуг и от биологической продуктивности вод. При этом первый из трех факторов является обычно основным, контролирующим весь характер осадочного процесса и фациальный облик котловин.

Фации котловин с терригенным (приконтинентальным) режимом седиментации

Интенсивное поступление тонкозернистого терригенного материала с обширных водосборных площадей континентов или крупных островов (микроконтинентов) предопределяет высокие темпы терригенной седиментации и преобладание терригенных глинистых или алевритово-глинистых осадков в котловинах Андаманского, Южно-Китайского, Восточно-Китайского, Японского морей, большинства межостровных морей Индонезийского архипелага, а также в приконтинентальной зоне Филиппинского моря. Терригенный глинистый материал количественно подавляет в этих бассейнах не только довольно интенсивную в условиях высокой биопродуктивности вод биогенную седиментацию

(карбонато- и кремненакопление), но и вулканогенно-осадочный процесс.

Биогенные компоненты (аморфный кремнезем, сапропелевое органическое вещество, а выше КГК также CaCO_3) содержатся в терригенных осадках в виде более или менее обильной примеси, становясь осадкообразующими только в тех фациальных обстановках, где накопление терригенного материала ослаблено, либо из-за относительно малого его поступления (современные фаии диатомовых илов Берингова и Охотского морей или карбонатных осадков моря Сулу), либо из-за высокой гидродинамической активности придонных вод, препятствующей осаждению тонкой взвеси (фаии изолированных подводных поднятий и проливов).

Из генетических (литодинамических) типов отложений более распространены гемипелагиты (вместе с близкими им нефелоидитами) и дистальные турбидиты, причем роль последних уменьшилась в последниковоое время по сравнению с плейстоценом. Гемипелагиты котловин морей — это тонкозернистые пелитовые и алевроитово-пелитовые илы, текстурно однородные или со следами роющих организмов. Их состав зависит от относительной интенсивности накопления биогенного и терригенного материала, а следовательно, контролируется, с одной стороны, размерами и модулями денудации питающих провинций, а с другой — величиной первичной продукции поверхностных вод.

На аккумулятивных равнинах котловин дальневосточных морей (Берингова, Охотского, Японского), находящихся в бореальной высокопродуктивной зоне кремненакопления и получающих сравнительно мало тонкого терригенного материала, распространены кремнистые и кремнисто-глинистые диатомовые илы, а также гемипелагические глины. Фаии наиболее богатых диатомовым кремнеземом илов обнаружены в Охотском море, где при высокой биологической продуктивности вод терригенное питание слабое (Безруков, 1960), тогда как в Беринговом море преобладают кремнисто-глинистые илы (Лисицын, 1966б), а в менее продуктивном Японском — глинистые илы с примесью диатомовых (Скорнякова, 1961; Репечка, 1973). Осадки богаты органическим веществом, практически бескарбонатны. Донная фауна обильна, представлена преимущественно детритофагами — илоедом, лишенными сохраняющихся в ископаемом состоянии скелетных элементов, но создающими текстуры биотурбации.

В терригенных глинистых гемипелагитах котловин морей экваториальной гумидной зоны — Андаманского, Южно-Китайского, Молуккского, Банда, Сулавеси, Серам, получающих большое количество терригенного материала с континентов или крупных гористых островов, биогенный кремнезем (радиолярии, спикулы) присутствует в виде примеси. Концентрация его находится в обратной зависимости от интенсивности терригенного питания. Осадки макрофаии дна котловин сероцветные, восстановленные, богаты органическим веществом (в том числе наземным растительным детритом), содержат аутигенные сульфиды и сероводород.

Поверхностный окисленный слой развит только в бассейнах с

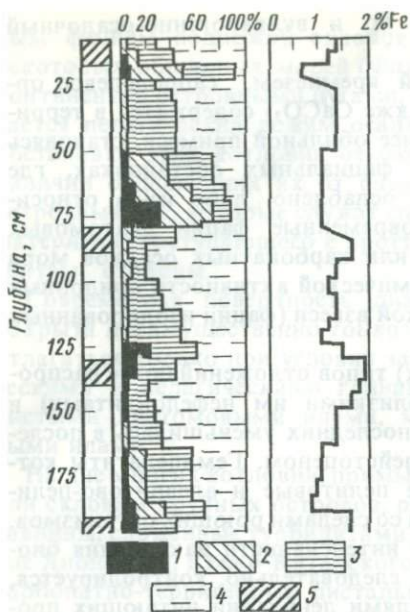


Рис. 53. Терригенные дистальные турбидиты фации абиссальной равнины дна Японского моря (Грамм-Осипов и др., 1973)

Фракции: 1 — песчаная, 2 — крупноалевритовая, 3 — мелкоалевритовая, 4 — пелитовая; 5 — слои коричневых окисленных гемипелагитов, разделяющие турбидитные циклиты. Правый график — реакционноспособное железо

относительно менее интенсивным терригенным осадконакоплением (например, в море Сулавеси) и может служить наряду с большей концентрацией радиоларий индикатором фаций, по характеру приближающихся к пелагическим.

Валовый химический состав глинистых гемипелагитов всех окраинных морей близок к среднему составу терригенных глин. Разности, обогащенные биогенным кремнеземом, отличаются более высокими значениями отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, а присутствие значи-

тельных количеств витрокластического материала, поступающего из вулканов островных дуг, повышает величину отношения Al/Ti . Осадки в целом бедны Fe, а особенно Mn, подвижные формы которого в условиях восстановительной среды раннего диагенеза интенсивно мигрируют в воду.

Турбидиты, как и гемипелагиты, сложены в основном алевритово-пелитовым терригенным материалом с тем или иным количеством биогенного, но характеризуются ритмичной слоистостью, наличием более грубых песчано-алевритовых прослоев с резким нижним контактом в основании циклитов и градационной текстурой, которая прослеживается также в тонкозернистых верхних элементах циклитов. Раннедиагенетическая миграция Mn приводит к резкому обогащению им (до нескольких процентов) захороненных окисленных слоев в турбидитах (рис. 53) (Чайников, 1973; Грамм-Осипов и др., 1973). Толщи турбидитов вскрыты скважинами на дне котловин Берингова (Greager, Scholl et al., 1973) и Японского (Karig, Ingle et al., 1975) морей. На континентальных и островодужных подножиях склонов обнаружены, по данным сейсмопрофилирования и бурения, аккумулятивные шлейфы (фэны), сложенные проксимальными турбидитами и отложениями гравитационных потоков.

Существенное различие между континентальными и островодужными питающими провинциями находит отражение в минералогии как глинистой, так и обломочной части осадков. Обычно выделяются два макрокомплекса минералов: а) континентальный, представленный полимиктовым составом глинистых минералов с высоким содержанием гидрослюда, хлорита, местами — каолинита, разнообразным набором терригенных обломочных минералов и повышенным содержанием

кварца; б) островодужный, сложенный смектитом и обломочными минералами вулканитов андезитового ряда (Петелин, 1957, 1961, 1965; Лисицын, 1966б; Мурдмаа, 1968б; Курносков, Мурдмаа, 1976, 1978; Neeb, 1943).

В осадках дна котловин, примыкающих к островным дугам с активным вулканизмом, встречаются многочисленные прослои витрокластической (реже — литокластической) тефры песчано-алевритовой крупности, мощностью до нескольких десятков сантиметров. Более мощные слои витрокластических туфов вскрыты бурением (Karig, Ingle et al., 1975). Эти прослои, наряду с часто встречающимися глинисто-туффитовыми осадками и рассеянной примесью бесцветного стекла, пепловых частиц и обломков пемзы, позволяют отличить фации аккумулятивных равнин активных окраин от сходных фациальных комплексов невулканических пассивных континентальных окраин атлантического типа. К последним относятся также некоторые котловины окраинных и межостровных морей внутри окраинно-океанских подвижных поясов или их приконтинентальные части.

Макрофации дна котловин с терригенным режимом отличаются высокими темпами осадконакопления, нередко превышающими условный предел (100 мм/1000 лет), ограничивающий области лавинной седиментации (Лисицын, 1982). По данным бурения, в Беринговом и Японском морях скорости осадконакопления варьируют от 70 до 150 мм/1000 лет для гемипелагитов, от 75 до 200 мм/1000 лет для разрезов с турбидитами, а в глубоководном фэне подножия склона Японии в бассейне Шикоку (Филиппинское море) отложения гравитационных потоков и турбидиты накапливались в плейстоцене со скоростями 340—730 мм/1000 лет (Karig, Ingle et al., 1975). Столь большие скорости аккумуляции богатого органическим веществом осадочного материала приводят к образованию на дне котловин терригенных и кремнисто-терригенных формаций, которые могут рассматриваться как потенциальные источники углеводородов для образования нефтегазосных бассейнов (Геодекян и др., 1979).

Относительная замкнутость глубоких частей бассейнов, отгороженных островными дугами, создает предпосылки для концентрической (хотя далеко не симметричной) фациальной зональности внутри каждого из них. Такая зональность — кольцеобразное огибание центральной, наиболее пелагической части котловин зонами с определенной литологической и геохимической спецификой — была впервые обнаружена в Охотском море (Безруков, 1960), а затем выявлена с той или иной степенью отчетливости и в большинстве других окраинных морей (Лисицын, 1966б). Как правило, от периферии к центру котловин наблюдается уменьшение скоростей накопления и абсолютных масс осадочного вещества в целом и отдельных его компонентов, уменьшение процентных содержаний алевритовой фракции гранулометрического состава, органического вещества, увеличение доли биогенного кремнезема и глинистого вещества, возрастание мощности поверхностного окисленного слоя. Крайним выражением этих тенденций является появление в центре бассейна зачаточных пелагических фаций.

Наряду с концентрической зональностью наблюдаются закономер-

ные фациальные изменения в направлении от континентального склона к островным дугам: увеличивается роль вулканокластического материала, уменьшаются скорости накопления терригенных осадков, меняется их минеральный состав.

На дне котловин окраинных морей, в мягких илах с повышенным содержанием органического вещества обитает обильная, но в основном бесскелетная фауна с преобладанием детритофагов-илоедов.

Фации котловин с пелагическим режимом седиментации

В условиях слабого терригенного питания осадкообразование в центральных частях котловин приближается к пелагическому, но отличается от него присутствием фаций с вулканогенным материалом андезитового пояса, роль которого резко возрастает по сравнению с приконтинентальными макрофациями терригенного режима. Пелагический режим устанавливается в бассейнах, отгороженных от источников терригенного материала системами ловушек и барьеров в виде островных дуг, подводных хребтов, желобов и котловин (моря Филиппинское, Соломоново, Новогвинейское, Фиджи), а также в приконтинентальных котловинах аридной зоны при минимальных величинах терригенного стока (Тасманово, Коралловое).

На глубинах меньше КГК в таких бассейнах развито пелагическое карбонатакопление в сочетании с поступлением вулканокластического материала со стороны островных дуг. Характерны фации известковых и известково-туффитовых осадков, как, например, в задуговом бассейне Лау восточной части моря Фиджи (рис. 54). Сюда почти не поступает даже тонкий терригенный материал, о чем, в частности, свидетельствует отсутствие глинистых минералов в субколлоидной фракции осадков (Муравьев, 1974). Осадки состоят практически целиком из двух компонентов — планктоногенного CaCO_3 и тефры липарито-дацитового состава (в основном пемзы и витрокластики, образовавшейся при ее дроблении). В западном направлении от вулканической дуги Тонга прослеживается постепенное уменьшение содержания вулканокластики. Соответственно возрастает карбонатность осадков вплоть до фациального перехода от туффитов к известковым пелагитам.

Разрезы подобных отложений (от олигоцена до плейстоцена) вскрыты скважинами "Гломар Челленджера" (Burns, Andrews et al., 1973) в котловинах Лорд Хау (скв. 203) и Южно-Фиджийской (скв. 205). В них наблюдается переслаивание пепловых туфов (мощностью слоев до 7,5 м), известковых туффитов и фораминиферово-кокколитовых илов с примесью вулканического стекла. Скорости осадконакопления колеблются от 4—8 до 225 мм/1000 лет, причем последняя цифра характеризует аккумулятивное тело переотложенных туффитовых осадков.

В открытой части Филиппинского моря, в условиях малого поступления терригенного материала, развиты фации красноцветных пелагических глин (рис. 55, см. вкл.). В центре ареала их распространения, под очень бедными взвесью чистыми низкопродуктивными

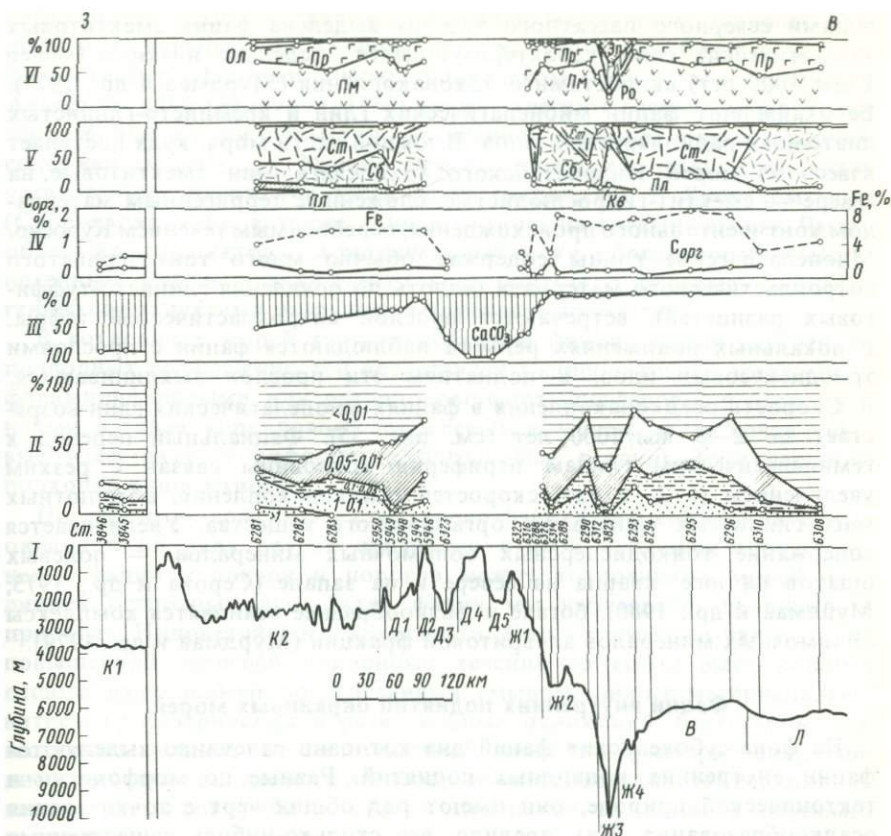


Рис. 54. Субширотный фациальный профиль через окраинно-океанский подвижный пояс Тонга-Кермадек (с пелагическим режимом)

Фаши на профиле: К1 — пелагических известковых фораминиферо-кокколитовых илов (пелитоморфных) дна котловины окраинного моря вдали от вулканической дуги; К2 — известково-туффитовых осадков дна котловины (задугового бассейна) с расчлененным рельефом; Д1 — известково-туффитовых алевроитовых илов подножия вулканической дуги; Д2 — тефры, тефрондов и известково-туффитовых относительно грубозернистых осадков гребня вулканической дуги; Д3 — бентогенных известково-туффитовых и вулканотерригенных осадков внутридуговой депрессии; Д4 — известковых бентогенных (кораллово-водорослевых) осадков внешней (невулканической) дуги; Д5 — переотложенных известковых (бентогенных, планктоногенных) и вулканотерригенных осадков дна депрессии океанского склона дуги; Ж1 — известково-туффитовых несортированных осадков верхней части склона желоба (выше КГК); Ж2 — глинисто-туффитовых осадков, переотложенной тефры и эдафогенных щебнисто-дресвяных осыпей островного склона желоба; Ж3 — эдафогенных отложений и терригенных илов (отложений вдольжелобных придонных течений) дна и нижних частей склонов желоба; Ж4 — пелагических глинисто-туффитовых осадков океанского склона желоба; В — пелагических глинисто-туффитовых (с черным пеплом) осадков краевого вала; Л — мипелагических туффитовых глин периферии ложа океана. I — профиль дна, цифры над профилем — номера станций; II — гранулометрия; III — содержание $CaCO_3$; IV — содержание железа и S_{org} ; V — состав легкой фракции 0,1–0,05 мм: Кв — кварц, Пл — плагиоклаз, Сб — стекло бесцветное, Ст — стекло темное; VI — состав тяжелой фракции 0,1–0,05 мм: Лм — авгит, Пр — гиперстен, Ро — роговая обманка, Эп — эпидот, Ол — оливин

водами северного пассатного течения выделена фация смектитовых эпелагических глин, характеризующаяся предельно низкими (менее 1 мм/1000 лет) скоростями осадконакопления (Мурдмаа и др., 1977). Ее окаймляют фации миопелагических глин и кремнисто-глинистых диатомово-радиоляриевых илов. В южной части моря, куда поступает взвесь из морей Индонезийского архипелага, они смектитовые, на севере — смектит-гидрослоистые, сложенные терригенным материалом континентального происхождения, переносимым течением Куроисио. Миопелагические глины содержат обычно много тонкозернистого витрокластического материала (вплоть до появления глинисто-туффовых разностей), встречаются прослои витрокластической тефры. В локальных понижениях рельефа наблюдаются фации с прослоями этмодискусовых илов, к поднятиям эти прослои выклиниваются.

Скорость осадконакопления в фациях миопелагических глин возрастает до 2—5 мм/1000 лет (см. рис. 55). Фациальный переход к гемипелагическим глинам периферии котловины связан с резким увеличением (в 2—5 раз) скоростей осадконакопления, абсолютных масс глинистых минералов, органического вещества. Увеличивается содержание тонкодисперсных обломочных минералов — полевых шпатов на юге, кварца на севере и на западе (Серова и др., 1975; Мурдмаа и др., 1980), богаче и разнообразнее становятся комплексы обломочных минералов алевритовой фракции (Мурдмаа и др., 1979).

Фации внутренних поднятий окраинных морей

На фоне субокеанских фаций дна котловин отчетливо выделяются фации внутренних подводных поднятий. Разные по морфологии и тектонической природе, они имеют ряд общих черт с точки зрения осадкообразования. Как правило, все сколько-нибудь существенные относительные поднятия дна (независимо от абсолютной глубины воды) отличаются повышенной гидродинамической активностью придонных вод по сравнению с окружающими глубоководными областями. А это создает "запретные" условия осадждению определенной части (или всей) поступающей из водной толщи тонкой взвеси. Поскольку речь идет о поднятиях, изолированных от источников сноса большими глубинами, то их вершины недоступны ни материалу, переносимому по дну течениями, ни турбидным или гравитационным потокам. Создается своеобразная обстановка выборочного осадждения только относительно крупных биогенных частиц — карбонатных раковин фораминифер и птеропод, в меньшей степени — крупных радиолярий и диатомей. К этому медленно накапливающемуся пелагическому материалу прибавляется грубообломочный материал ледового разноса (в высоких широтах), вулканокластический материал (особенно пемза), а также автохтонный бентогенный материал — скелетные остатки эпифауны (кораллов, мшанок, губок и т.д.), характеризующий фации наиболее высоких подводных возвышенностей.

Примерами фаций подводных поднятий глубоководных котловин умеренного пояса могут служить вершины хребтов Ширшова и Бауэрс в Беринговом море, на которых встречены терригенные песчано-

алевритовые осадки с гравийно-галечным материалом ледового разноса и с повышенной карбонатностью, главным образом за счет фораминифер (Лисицын, 1966а). В Охотском море на возвышенности Академии наук (Безруков, 1960) также залегают песчано-алевритовые терригенные осадки с заметно повышенной карбонатностью и низким содержанием SiO_2 аморф. Мощности всех стратиграфических горизонтов четвертичных отложений здесь резко сокращены. В Японском море (Скорнякова, 1961, а также данные автора) на возвышенности Ямато обнаружены реликтовые и резидуальные пески, обогащенные планктоногенным CaCO_3 и аутигенным глауконитом, а местами — эдафогенными продуктами разрушения коренных пород дна.

В котловинах морей тропической зоны фации вершин внутренних подводных возвышенностей представлены карбонатными осадками — фораминиферовыми или птероподово-фораминиферовыми песками и илами, а также кораллово-водорослевым комплексом (включая рифовые известняки и рифогенные детритовые осадки), если вершины подходят к поверхности океана.

По своему положению в структурно-фациальной системе активных окраин и по ряду других признаков к этой категории следует отнести фации проливов и порогов между котловинами морей и за линией островных дуг. Такие фации мы наблюдали, например, в проливах Индонезийского архипелага. Они отличаются также резко повышенной энергией придонных течений со всеми вытекающими отсюда фациальными последствиями: смывом тонкого материала, развитием грубозернистых и резидуальных отложений, бентогенных известковых осадков (за счет обильной эпифауны фильтраторов), обилием участков обнаженного дна (современных поверхностей перерывов), наличием знаков яри и других признаков придонного перемыва наносов.

У подножий внутренних поднятий и у входов в проливы развиты фации усиленной аккумуляции смытого течениями осадочного материала (фации аккумулятивных шлейфов). Состав этих отложений придонных течений различен в зависимости от условий питания терригенным материалом, от рельефа дна, глубины и интенсивности перемыва. Интересный пример аккумулятивного шлейфа, сложенного пелагическими глинами, мы наблюдали у подножия подводного хребта Кюсю-Палау в Филиппинском море (Мурдмаа и др., 1980). Здесь на вершине хребта вскрыт разрез мергельных кокколитофораминиферовых илов, накапливающихся в позднем плейстоцене со средней скоростью 1,1 мм/1000 лет, тогда как скорость накопления пелагических глин у подножия в три раза больше, несмотря на полное растворение CaCO_3 .

ФАЦИИ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Островные дуги — громадные горные сооружения, преимущественно подводные, на границе океана и окраинных морей — представляют собой специфическую структурно-фациальную зону, включающую широкое разнообразие фаций от наземных (острова) и мелководных

(островные шельфы) до глубоководных (островные склоны, глубокие проливы). Для всех субаквальных фаций свойственны общие черты: а) высокая подвижность вод, предопределяющая широкое распространение грубозернистых осадков; б) питание обломочным материалом почти исключительно за счет "внутренних ресурсов" самой островной дуги — терригенными или вулканогенными продуктами размыва островов, вулканокластическим материалом субаэральных и подводных извержений вулканов андезитового пояса, эдафогенным материалом, поступающим в систему седиментогенеза при размыве дна; в) сложно расчлененный горный рельеф, предопределяющий быструю изменчивость фациальных обстановок, особенно вкост простирающихся главных структурных элементов дуги.

Общий характер фациальной обстановки в разных островных дугах существенно различается, будучи связанным с их неодинаковым геологическим строением, физико-географической ситуацией, вулканической активностью (Мурдмаа, 1971). Вариации эти можно свести к двум главным направлениям: тектоническому и широтно-географическому (климатическому).

По тектоническому признаку островные дуги можно выстроить в ряд, в одном конце которого стоят выдвинутые в океан молодые подводные горные сооружения, увенчанные редкой цепочкой небольших островов, на которых обнажаются почти исключительно молодые (неоген-плейстоценовые) вулканические и вулканогенно-осадочные породы и рифовые известняки (дуги Марианская, Идзу-Бонинская, Тонга-Кермадек). Главным поставщиком обломочного материала в них служит современный вулканизм, а также продукты размыва молодых рыхлых пород островов и, вероятно, дна. В тропическом поясе этот вулканокластический материал сочетается с биогенным известковым: кораллово-водорослевыми известняками и детритом на мелководьях, фораминиферовым — в относительно глубоководных фациях склонов, подводных поднятий, проливов. Широко распространены известково-туффовые осадки, песчаные или алевроитовые, а в пределах вулканических гряд — скопления пемзы и шлака с биогенным детритом, песчано-алевроитовой тефры (Мурдмаа и др., 1969). Различаются, с одной стороны, фации гребней хребтов и проливов с очень высокой гидродинамической активностью придонных вод, обуславливающей смыв тонких фракций осадков, а местами — размыв дна, с другой — несколько более затишные условия склонов и депрессий, где происходит аккумуляция масс тефры и туффов.

От описанных отличаются развитые двойные островные дуги типа Курильской, где гряды довольно крупных гористых островов на гребнях одного или двух параллельных хребтов чередуются по простиранию с относительно узкими проливами. Главную массу обломочного вулканотерригенного материала поставляют распространенные на крупных островах внутренней (вулканической) дуги рыхлые тефровые толщи андезитового и риолит-дацитового состава. Вулканотерригенный материал, вероятно, доминирует над вулканокластическими продуктами эксплозивных извержений.

В фациальной организации дуг такого типа (на примере Куриль-

ской) выделяются четко выраженные, вытянутые вдоль простирания дуги структурно-фациальные зоны (Мурдмаа, 1961, 19686, 1971; рис. 56, см. вкл.). На гребне внутреннего хребта субазральные, делювиальные, аллювиальные фации островов чередуются с субаквальными фациями островных шельфов, подводных возвышенностей (порогов) и глубоких проливов, промываемых интенсивными придонными течениями. Субакральные фации представлены грубообломочными гравийно-галечными и песчаными отложениями, часто резидуального характера, образованными в результате смыва более тонких фракций. Распространены реликтовые осадки. Устойчивого осадконакопления, кроме участков аккумулятивных побережий крупных островов, не происходит.

Сходные фациальные условия характеризуют гребневую зону внешнего (невулканического) хребта, только здесь роль современного вулканокластического материала еще меньше. В тропическом поясе на внешнем хребте развиваются кораллово-водорослевые рифовые фации (Андаманско-Никобарская, Тонга, см. рис. 54).

Между двумя грядями в двойных дугах располагается продольный прогиб, по геофизическим данным частично или полностью заполненный мощной многокилометровой толщей осадков. В современных тектонических построениях эта структура обычно интерпретируется как преддуговой бассейн (Kennett, 1982). В современную эпоху здесь располагаются фации от мелководных шельфовых (например, средние части шельфов Парамушира и Южно-Курильского) до относительно мелководных (1—2 км) дна ложбин и подводных долин. Они представлены более тонкозернистыми по сравнению с гребнями хребтов осадками, накапливающимися с большой скоростью. В Курильской дуге это мелкозернистые вулканотерригенные плагиоклазово-граувакковые пески — отложения придонных течений. В ложбинах встречены турбидиты. Турбидитами заполнены, судя по сейсмическим данным, также другие преддуговые бассейны.

На склонах двойных дуг аккумулятивные участки сложно сочетаются с обнаженными грядями и уступами, где современные осадки не отлагаются, с эродированным дном подводных каньонов. В депрессиях и ложбинах склона, обращенного к окраинному морю, происходит интенсивное накопление смытого с гребневой зоны хребта вулканотерригенного материала и выпавшей при извержениях соседних вулканов тефры. В поясах кремненакопления (Охотское, Берингово моря, дуга Скотия) этот материал смешивается с диатомовым аморфным кремнеземом, образуя кремнисто-туфитовые осадки. Здесь же наблюдаются специфические склоновые фации обломочно-спикуловых осадков с глауконитом. Широко распространены вулканотерригенные турбидиты. У подножий склонов на дне окраинных морей формируются шлейфы глинисто-обломочных и кремнисто-обломочных отложений придонных течений и турбидитов.

С фациальными условиями осадконакопления связана трофическая зональность в целом обильной донной фауны. На гребнях хребтов, в проливах, на краях шельфов, в условиях высокой гидродинамической активности придонных вод, ограниченного современного осадко-

накопления обитает эпифауна сестонофагов-фильтраторов (кораллов, губок, баянусов, мшанок, крупных моллюсков). В тропической зоне на мелководьях развиваются кораллово-водорослевые биогермы. Для фаций песков и алевритов — отложений придонных течений — характерны биоценозы с доминированием подвижных сестонофагов, а в более затишных условиях — детритофагов-собирателей (морских ежей, звезд, офиур, моллюсков). Интенсивная аккумуляция относительно тонкозернистого материала с повышенным содержанием неминерализованного органического вещества в склоновых фациях благоприятствует расцвету фауны илоедов — роющих детритофагов безвыборочно заглатывающих грунт (неправильных ежей, голотурей, мелких моллюсков).

Там, где на месте островных дуг располагаются крупные острова или полуострова (микроконтиненты — Япония, Камчатка, Новая Гвинея, Филиппины и др.), современными морскими фациями заняты только узкие шельфы, проливы и подводные склоны, тогда как на гребне горного сооружения развиты в основном наземные фации. Шельфовые и склоновые фации по общему характеру и взаимоотношениям близки к соответствующим приконтинентальным, отличаясь лишь значительной, а местами доминирующей ролью вулканокластического материала в составе осадочного вещества. Широкое распространение вулканотерригенных осадков на океанских склонах Камчатки и Японии сближает эти зоны с островодужными, а накопление на склонах крупных островов экваториального гумидного пояса (Новой Гвинеи, Филиппин) терригенных обломочно-глинистых и мергельных осадков сходно с процессами, протекающими на континентальных склонах.

В целом островные дуги как крупные структурно-фациальные зоны представляют собой относительно самостоятельные седиментационные системы, питающиеся за счет собственных источников осадочного вещества (вулканизма, денудации островов и дна), а в какой-то мере используя ресурсы растворенных веществ океанских вод (биогенные процессы). Значительная часть осадочного вещества, мобилизуемого или продуцируемого в островных дугах — тонкая глинистая и биогенная взвесь, плавающая пемза, вулканический пепел, растворенные продукты вулканических эксгаляций — проходит транзитом через фации островных дуг и выносятся в соседние зоны.

Ископаемые субаквальные островодужные фации идентифицированы по материалам бурения, а также драгировок в древних "отмерших" дугах на дне Филиппинского моря (Karig, Ingle et al., 1975; Kroenke, Scott et al., 1980) и на склоне Японского желоба (Scientific Party, 1980; Murdmaa, Kazakova, 1980). Обломочные отложения субаквальных фаций древних островных дуг выделены в разрезах, обнажающихся на Курилах, Камчатке, Новой Зеландии, Японии (Honza et al., 1977) и на других островах Тихоокеанского пояса, а также в более древних складчатых поясах на континентах (например, Ирландская свита Урала). Типоморфными для них являются вулканокластические и вулканотерригенные отложения (в том числе вулканограувакки) с андезитовым комплексом обломочных минералов (Мурдмаа и др., 1979; Dickinson, 1982).

ФАЦИИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

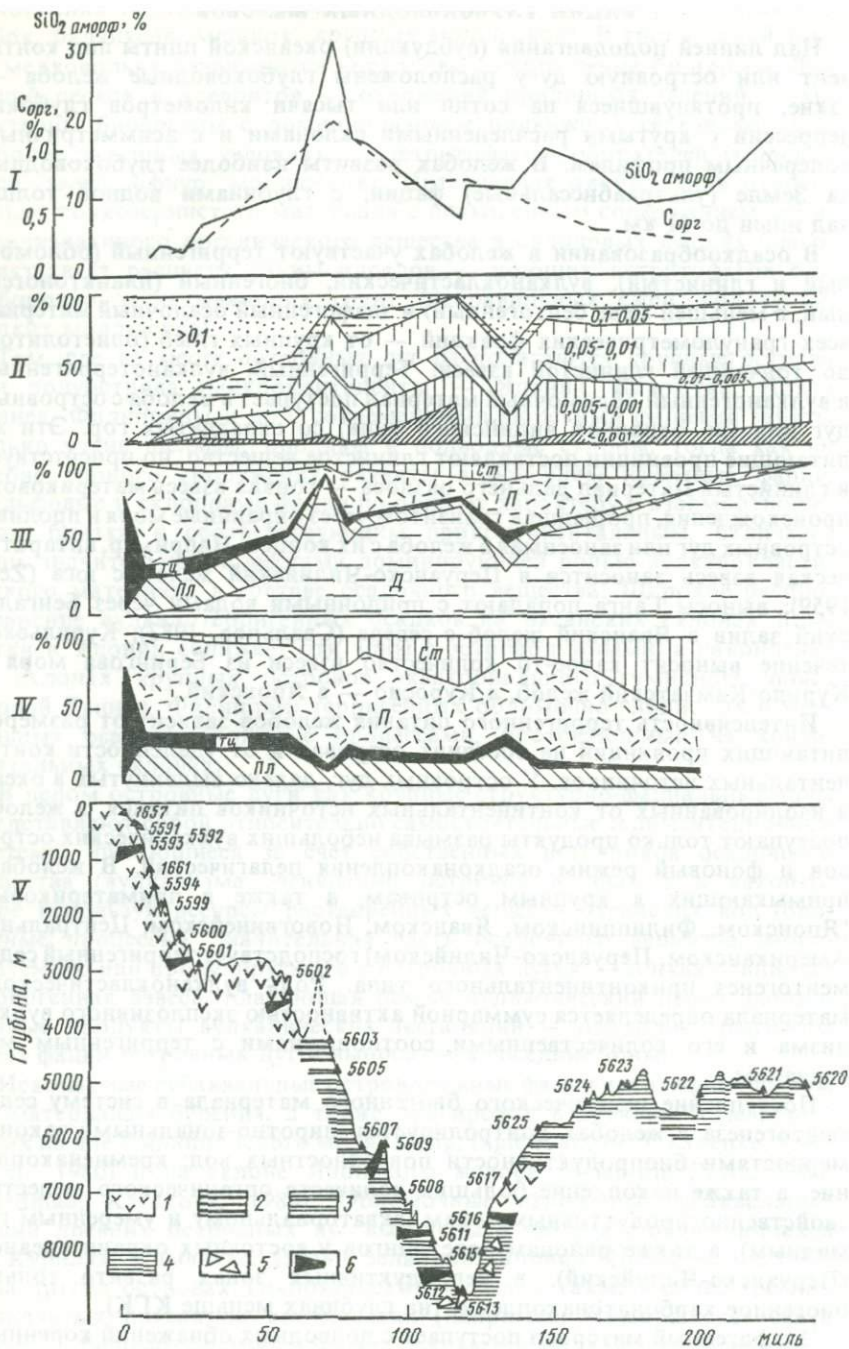
Над линией пододвигания (субдукции) океанской плиты под континент или островную дугу расположены глубоководные желоба — узкие, протянувшиеся на сотни или тысячи километров глубокие депрессии с крутыми расчлененными склонами и с асимметричным поперечным профилем. В желобах развиты наиболее глубоководные на Земле (ультраабиссальные) фации, с глубинами водной толщи над ними до 11 км.

В осадкообразовании в желобах участвуют терригенный (обломочный и глинистый), вулканокластический, биогенный (планктоногенный, в меньшей мере бентогенный) и эдафогенный осадочный материал всех гранулометрических фракций — от крупных глыб (олистолитов) до тончайшей глинистой взвеси. Терригенный, вулканотерригенный и вулканогенный обломочный материал поступает в желоба с островных дуг или (на окраинах андийского типа) со складчатых гор. Эти же питающие провинции поставляют глинистое вещество, но присутствует и глинистый материал дальнего разноса — тонкая взвесь материкового происхождения, прошедшая транзитом через окраинные моря и проливы островных дуг или заносимая в желоба с их концов. Например, антарктическая взвесь заносится в Перуанско-Чилийский желоб с юга (Zen, 1959); выносы Ганга попадают с придонными водами через Бенгальский залив в Яванский желоб с севера (Свальнов, 1983); Курильское течение выносит какое-то количество взвеси из Берингова моря в Курило-Камчатский желоб, а Куроисио — в Японский.

Интенсивность терригенного питания желобов зависит от размеров питающих провинций на соседних островах и от удаленности континентальных источников. У островных дуг, далеко выдвинутых в океан и изолированных от континентальных источников питания, в желоба поступают только продукты размыва небольших вулканических островов и фоновый режим осадконакопления пелагический. В желобах, примыкающих к крупным островам, а также в приматериковых (Японском, Филиппинском, Яванском, Новогвинейском, Центральном-Американском, Перуанско-Чилийском) господствует терригенный седиментогенез приконтинентального типа. Роль вулканокластического материала определяется суммарной активностью эксплозивного вулканизма и его количественными соотношениями с терригенным материалом.

Поступление пелагического биогенного материала в систему седиментогенеза в желобах контролируется широтно-зональными закономерностями биопродуктивности поверхностных вод: кремненакопление, а также накопление больших количеств органического вещества свойственно продуктивным зонам (экваториальному и умеренным гумидным), а также районам апвеллингов у восточных окраин океанов (Перуанско-Чилийский), в непродуктивных зонах развито только биогенное карбонатакопление (на глубинах меньше КГК).

Эдафогенный материал поступает с подводных обнажений коренных пород на склонах желобов, разрушению которых способствуют интенсивные тектонические движения по разломам, особенно надвиговые, развивающиеся на внутренних склонах желобов. Относительная роль



эдафогенного обломочного материала находится в обратной зависимости от интенсивности поступления терригенного и вулканокластического материала: по имеющимся у меня данным она максимальна в желобах Марианском, Яп, Палау и Тонга, куда почти не поступает терригенный материал и где крутые склоны на больших площадях лишены осадочного покрова.

Динамические формы аккумуляции поступающего в желоба осадочного материала включают фоновую гемипелагическую (или пелагическую) седиментацию взвеси из водной толщи (гемипелагиты, пелагиты); осаждение взвеси из придонных потоков мутных вод, спускающихся по склонам или перемещающихся вдоль дна желобов (нефеллоидиты); разнообразные гравитационные процессы (подводно-колювиальные отложения — оползневые, осыпные, обвальные, гравитационных потоков высокой плотности); деятельность турбидных потоков (турбидиты) и придонных течений; осаждение пирокластического материала золотого или водного переноса. Перечисленные генетические типы отложений сложно сочетаются в фациях склонов и дна желобов, их относительная роль различна в разных желобах и в разных фациальных зонах одних и тех же желобов.

В фациальном отношении существенно отличаются друг от друга внутренние (островодужные или континентальные) и внешние (океанские) склоны желобов, разделенные узкой полосой осевой зоны дна с наибольшими глубинами. Внутренние склоны выше (амплитуда глубин от островных или континентальных шельфов до дна достигает 10 км), более крутые и расчлененные, рельеф их осложнен многочисленными уступами, грядами, ступенями, депрессиями, расщеплен подводными каньонами. Профиль нередко ступенчатый: относительно пологие ступени, покрытые более мощными линзами осадков, разделены обнаженными уступами крутизной 10—20° или более. На краях ступеней наблюдаются гряды, за которыми располагаются небольшие впадины — "запруды", заполненные (судя по данным сейсмопрофилеирования) турбидитами или гравититами. На внутренние склоны поступает со стороны островных дуг терригенный и вулканогенный материал придонного транспорта, здесь же, в тектонически активной зоне, генерируется основная масса эдафогенного материала. На внутреннем склоне сосредоточены гравитационные процессы переотложения осадков. В целом внутренний склон, а особенно его подножие (ак-

← —————
Рис. 57. Поперечный фациальный профиль через Курило-Камчатский желоб в районе южной оконечности о-ва Симушир

I — содержание в осадках аморфного кремнезема ($\text{SiO}_2_{\text{аморф}}$) и органического углерода; II — гранулометрический состав осадков (цифры — размер фракций); III — состав мелкопесчаной фракции (Ст — вулканическое стекло, П — литокластический пепел; Тц — темнокрасные минералы, включая магнетит, Пл — плагиоклаз, Д — створки диатомей и радиолярий); IV — состав обломочного материала мелкопесчаной фракции (пересчет на бескремнистое вещество) — обозначения те же, что и в III; V — профиль дна с точками взятия проб (цифры — номера станций). Показаны фации: 1 — вулканотерригенных осадков; 2,3 — кремнисто-глинистых гемипелагитов и отложений придонных течений (с содержанием аморфного кремнезема 2 — 30—50%, 3 — 10—30%); 4 — туффигово-глинистых и глинисто-туффиговых гемипелагитов, контуритов и турбидитов; 5 — эдафогенный грубообломочный материал; 6 — обнажения коренных пород

кумулятивная призма), представляет собой зону повышенной интенсивности осадконакопления, что подтверждается большими мощностями осадочных тел и быстрыми темпами аккумуляции.

Внешние склоны желобов, как правило, положе внутренних, высота их меньше (1—5 км), рельеф более ровный, хотя и здесь нередко наблюдается ступенчатый профиль, образованный серией сбросов, рассекающих фундамент, а частично и осадочный чехол поддвигающейся океанской плиты. В верхней части склон полого переходит в поверхность краевого вала. На внешнем склоне большинства желобов продолжают с некоторыми модификациями фации гемипелагитов или пелагитов, развитые на соседних абиссальных равнинах ложа океана.

Дно желобов, там, где оно представлено узкой полосой плоской абиссальной равнины, покрыто глинистыми, обломочно-глинистыми (туффитовыми) или кремнисто-глинистыми гемипелагическими осадками и турбидитами; в некоторых желобах тропического пояса (Яп, Марианском, Палау) здесь накапливаются этмодискусовые илы, вероятно отложенные в затишных условиях из стекающей по склону кремнистой суспензии.

Ниже дана краткая характеристика фаций ряда желобов, по которым у меня имеются материалы собственных исследований.

В *Курило-Камчатском желобе* (Безруков, 1955; Мурдмаа и др., 1970; Безруков, Мурдмаа, 1980; рис. 57) верхняя часть островодужного склона до глубин 3—4 км покрыта вулканотерригенными гравийно-песчаными (выше 3 км) и песчано-алевритовыми осадками, в которых с увеличением глубины возрастает содержание тонких фракций, $C_{орг}$, $SiO_2_{аморф}$, а в составе песчано-алевритовых фракций — диатомей и вулканического стекла. Глубже располагается пояс кремнистых и кремнисто-глинистых диатомовых илов, которые ко дну желоба, с уменьшением содержания диатомей (а также органического вещества) фациально сменяются глинисто-туффитовыми турбидитами или контуритами с тонкослойчатой текстурой и далее глинистыми илами абиссальной равнины дна желоба. На внешнем склоне глинистые и кремнисто-глинистые гемипелагиты чередуются фациально с вулканокластическими песчано-алевритовыми осадками, механизм накопления которых неясен. Осадки в массе восстановленные, сероцветные, содержат сульфиды железа и сероводород, но на дне и на внешнем склоне желоба развит поверхностный окисленный слой (Безруков, 1955).

Осадочный покров на обоих склонах прерывист, выделяются протяженные зоны выходов коренных пород и дочетвертичных осадков, в том числе верхнемеловых (?) кремнистых пород, литологически сходных с океанскими кремнями (Мурдмаа, 1971; Мурдмаа и др., 1970). Чередование условий устойчивой аккумуляции в затишных придонных водах западин и размыва или ограниченной течением замедленной седиментации на выступах рельефа находит отражение в чередовании трофических группировок детритофагов и фильтраторов: детритофаги доминируют в западинах, а эпифауна сестонофагов (фильтраторов) — на выступах рельефа (Соколова, 1956).

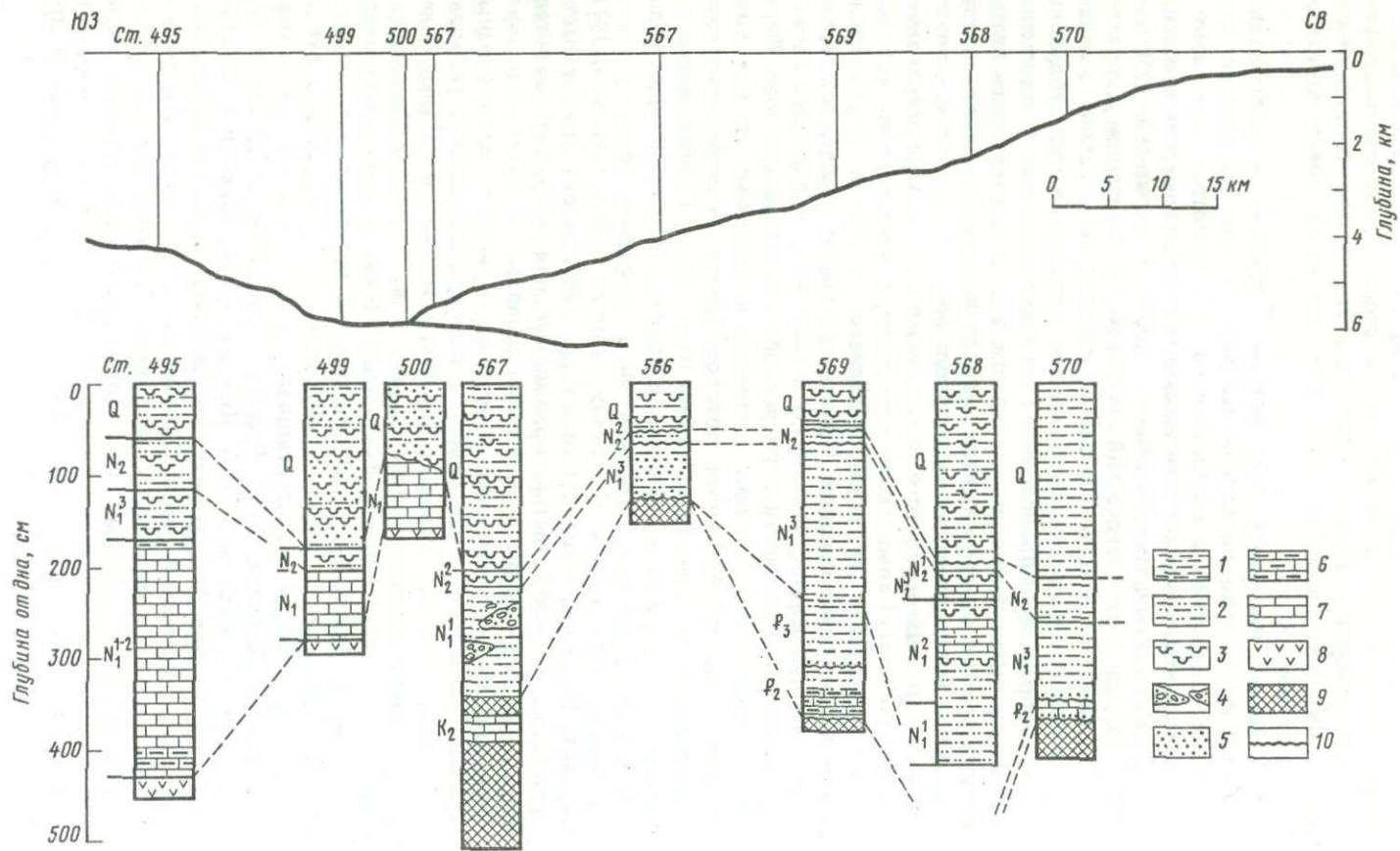
На островодужном склоне *Японского желоба* пробурена серия

скважин (в интервале глубин 1,6—6 км), вскрывших довольно однообразный разрез неоген-четвертичных сероцветных кремнисто-глинистых и кремнисто-глинисто-туффитовых гемипелагитов с тефровыми прослоями (Scientific Party, 1980; Murdmaa et al., 1980a; Murdmaa, Kazakova, 1980).

Фациальные изменения с увеличением глубины незначительные, касаются не столько литологии осадков, сколько мощностей, скоростей их накопления, а следовательно — абсолютных масс компонентов. Максимальные скорости осадконакопления измерены в мощной (до 3—4 км) аккумулятивной призме подножия склона (130—250 мм/1000 лет), где гемипелагический механизм седиментации ускоряется за счет смыва осадочного материала с верхней части склона, а отчасти — за счет тектонического скупивания (аккреции) в ходе субдукции.

Осадкообразование происходило в условиях меняющейся во времени, но в целом высокой биопродуктивности вод, обеспечивающей интенсивное кремненакопление, а также накопление органического вещества. Со стороны Японских островов поступали большие массы терригенного глинистого и тонкозернистого обломочного материала, с островодужным (андезитовым) комплексом минералов, а эпизодические выбросы на склон тефры и вулканотерригенного материала формировали вулканокластические прослои. Происходил вынос прибрежной гальки льдами и водорослями, что наряду с комплексами диатомей служит признаком принадлежности к умеренной климатической зоне. Перераспределение осадочных масс течениями и оползнями, но без существенного участия турбидных потоков привело к неравномерному распределению мощностей разновозрастных слоев. Господствовал режим восстановительного диагенеза с образованием аутигенных сульфидов и сероводорода, выноса марганца в придонную воду.

В *Марианском желобе* (Безруков, Петелин, 1962; Мурдмаа, 1971; Безруков, Мурдмаа, 1980; Мурдмаа и др., 1980) склоны крутые, часто обрывистые, большей частью обнаженные или покрытые эдафогенными осыпями и щебнисто-глыбовыми подводно-элювиальными образованиями. Маломощные осадочные тела — линзы и плащеобразные покровы наблюдаются, по данным сейсмопрофилирования (Агапова и др., 1980; Hussong, Uyeda et al., 1981), только на верхней более пологой части островодужного склона и в отдельных "карманах" между выступами скального фундамента. Нижняя часть внутреннего склона (на глубинах 8—11 км при средней крутизне 10—15°) представляет собой почти сплошное обнажение глубинных пород фундамента островной дуги, относящихся к офиолитовой ассоциации (Скорнякова, Липкина, 1975; Рудник и др., 1978; Добрецов и др., 1980; Безруков, Мурдмаа, 1980). Почти целиком обнажен и внешний склон, где на поверхность выходят базальты и гиадокластиты второго слоя океанской коры (Шараськин и др., 1980; Мурдмаа и др., 1980), а в субширотной ("трансформной") южной части желоба — также глубинные породы офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габброиды, амфиболиты, пироксениты), обломки которых образуют здесь эдафогенные осыпи (Скорнякова и др., 1978; Рудник и др., 1978).



Среди осадочных образований, как современных, так и неогеновых, вскрытых бурением и изученных по обломкам, добытым драгами, доминируют эдафогенные отложения. Эдафогенные подводно-колювиальные брекчии, в том числе крупноглыбовые, сложенные обломками пород офиолитовой ассоциации с наполнителем из пелагических осадков, содержащих переотложенную древнюю (эоценовую, меловую) микрофауну, напоминают офиолитовые олистостромы складчатых поясов. Эдафогенный процесс дезинтеграции коренных пород на склонах и гравитационного переотложения обломочного материала развивается здесь в условиях интенсивных тектонических движений по разломам на фоне почти полного отсутствия терригенного материала и весьма слабого пелагического осадконакопления. Фации пелагических карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков на верхней части внутреннего склона, по данным скважин (Hussong, Uyeda, 1981), а также по изученным нами пробам поверхностного слоя осадков, содержат большое количество вулканокластического и эдафогенного материала, в них встречаются многочисленные прослойки тефры и эдафогенных турбидитов.

Небольшие плоские аккумулятивные равнины дна желоба на максимальных глубинах заняты фацией переотложенных кремнистых этмодискусковых илов и эдафогенных глинисто-алевритовых осадков.

Фации склонов и дна желобов *Яп* и *Палау* (Мурдмаа и др., 1980) во многом сходны с описанными в Марианском желобе. Здесь на слабом пелагическом фоне, так же широко распространены подводно-колювиальные эдафогенные отложения, подобные "дикому флишу" и олистостромам. На дне желобов распространена фация этмодискуссового ила — отложений своеобразных потоков кремнистой суспензии.

Желоб Тонга-Кермадек (Мурдмаа, 1971; Авдейко и др., 1972) служит еще одним примером развития эдафогенных склоновых фаций в условиях крутых, в значительной мере обнаженных склонов, на фоне вулканогенно-осадочного процесса, связанного с активным вулканизмом островной дуги, и слабого пелагического седиментогенеза непродуктивной зоны океана. Здесь, на аккумулятивных участках островодужного склона, фации туффитово-карбонатных (бентогенно-детритовых) осадков внешней дуги сменяются глубже 1—2 км фацией фораминиферовых песков и илов с примесью тефры. Ниже КГК (4,5—5 км) встречена фация глинисто-туффитовых и витрокластических (туфвых) тонкообломочных отложений придонных течений и турбидитов, среди которых, у подножий крутых уступов, развиты эдафогенные щебнисто-дресвяные осыпи с полимиктовым составом обломков, включающим

Рис. 58. Сводный разрез через Центрально-Американский желоб у побережья Гватемалы (Moore, Watkins et al., 1982; von Huene, Aubouin et al., 1982)

Цифры над профилем — номера скважин "Гломар Челленджера": 1 — коричневые пелагические глины; 2 — зеленовато-серые терригенные алевритово-глинистые гемипелагиты; 3 — то же, с большим содержанием диатомовых; 4 — линзы и прослои эдафогенных брекчий, состоящих из обломков древних осадочных пород, диабазов, габбро и серпентинитов; 5 — терригенные пески (прослой в турбидитах); 6 — металлоносные (марганцовистые) мелоподобные известняки; 7 — мелоподобные известняки; 8 — базальты фундамента океанской коры; 9 — породы офиолитовой ассоциации (фундамент континентального склона желоба); 10 — переделы

породы как островодужной, так и офиолитовой ассоциаций. Дно желоба покрыто глинистыми осадками, часто с большой примесью эдафогенного материала (алеврита, песка, дресвы).

Фации *Филиппинского желоба* мы изучали на нескольких пере-сечениях (Мурдмаа, 1971; Мурдмаа и др., 1977). Полученные мате-риалы свидетельствуют, что в желоб поступает с Филиппинских островов и через проливы из Молуккского моря большое количество тонкого глинистого материала, обеспечивающего высокие темпы накопления глинистых гемипелагитов, которые покрывают его дно и склоны почти сплошным покровом, прерываясь лишь на крутых уступах. Помимо гемипелагитов, на дне желоба и на отдельных участках внутреннего склона развиты терригенные и терригенно-карбонатные турбидиты (Anikouchine, Ling, 1967). В одной из колонок, взятых на внутреннем склоне желоба (глубина 3200 м), наблюдается пере-слаивание карбонатно-терригенных алевритовых и алевритово-пелито-вых илов с текстурой турбидитов и грубых бентогенно-детритовых известковых осадков, сложенных обломками мелководных моллюсков, кораллов и водорослей.

Как турбидиты, так и гемипелагиты сероцветные, восстановленные (кроме тонкого поверхностного окисленного слоя), содержат пирит и довольно богаты органическим веществом. Характерно присутствие, иногда в значительных количествах, остатков наземных растений. В одном из тралов, поднятых со дна желоба, с глубины 10 км, мы обнаружили большое количество такого детрита, в том числе крупных кусков древесины и коры деревьев, листьев, цветов и даже кокосовый орех.

Фации приконтинентальных желобов активных окраин андийского типа изучены наиболее полно в *Центрально-Американском желобе*, где в трех рейсах "Гломар Челленджера" (66, 67, 84) пробурены серии скважин на двух поперечных разрезах — у побережий Мексики и Гватемалы (Moore, Watkins et al., 1982; von Huene, Aubouin et al., 1982; Kurnosov, Murdmaa et al., 1983; Мурдмаа, 1980, 1983; рис. 58). Во всех скважинах на континентальном склоне желоба, в интервале глубин от 645 м до 5500 м, сверху залегает неоген-четвертичная толща (мощностью 300—400 м) темно-серых терригенных гемипелагических алевритистых глин с более или менее обильной примесью биогенного кремнезема (в основном диатомовых) и с прослоями песчано-алеври-товой тефры. На верхней части склона в гемипелагитах встречаются слои песков с галькой, представляющие отложения гравитационных потоков высокой плотности. На подножии склона наблюдаются пес-чано-алевритовые прослои турбидитов. Кроме того, по всей толще рас-сеяны тонкие прослои гемипелагических мергелей.

На дне желоба развита фация терригенных илистых песков от мелкозернистых до грубозернистых, представляющих собой отложения гравитационных потоков (зерновых?) высокой плотности, которые вынесли грубый материал с шельфа по пересекающему склон крупному подводному каньону. О шельфовом происхождении песков свидетель-ствует присутствие в них мелководных бентосных фораминифер. Сходные слои песков были вскрыты под гемипелагитами на конти-

нентальном склоне и интерпретируются участниками 66-го рейса как поднятые в чешуйчатых надвигах древние фации дна желоба, а не как более мелководные фации, несмотря на кажущийся мелководный их облик.

На гватемальском разрезе под гемипелагитами вскрыты эдафогенные брекчии, песчаники и алевролиты, состоящие из обломков серпентинитов, верхнемеловых известняков, олигоценых и эоценовых аргиллитов, с наполнителем из продуктов тектонического перетирания этих пород и из терригенного ила. Источником обломочного материала служили породы офиолитовой ассоциации фундамента склона, которые обнажались выше по склону во время накопления эдафогенных образований (в олигоцене—миоцене). Таким образом, на ранних стадиях развития субдукции режим осадкообразования в "юном" желобе был эдафогенный, а позже стал терригенным.

Осадочная толща на континентальном склоне желоба богата органическим веществом, за счет метаморфизации которого здесь образовались мощные линзы твердых газогидратов (в основном гидрата метана). В одной из скважин (570) получен уникальный трехметровый керн сплошного массивного газогидрата, в других скважинах газогидраты заполняют поры и трещины или образуют тонкие пропластки. Осадки склона вмещают, по полученным оценкам, огромные массы углеводородов, в том числе тяжелых (вплоть до гексана и гептана).

Глава IX

ФАЦИИ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Мегафациальная система срединно-океанского подвижного пояса над осью спрединга (дивергентной или конструктивной границей расходящихся литосферных плит) на развитой стадии океанообразования представлена массивным срединно-океанским хребтом с осевой рифтовой зоной, в которой сосредоточена тектоническая, вулканическая и гидротермальная активность. В таких хребтах выделяются в качестве относительно самостоятельных элементов тектонически обусловленные фациальные комплексы (макрофации) осевого рифта (рифтовой долины) с ограничивающими его грядями, флангов поднятия и поперечных к оси спрединга трансформных разломов.

Из-за своего срединного положения в достаточно развитых обширных океанах мегафации срединных хребтов находятся большей частью в пределах пелагических областей, и связанные с тектонической активностью специфические черты осадкообразования в них протекают на фоне пелагического седиментогенеза. В молодых (неогеновых) рифтовых морских бассейнах (Красное море, Аденский и Калифорнийский заливы) имеется только осевая рифтовая зона спрединга, с узкой полосой океанской коры, непосредственно граничащая с расколотыми на блоки континентальными окраинами.

Здесь господствует приконтинентальный режим седиментогенеза (терригенный или карбонатный). Наконец, на зачаточной (доспрединговой) рифтовой стадии раскола континентов наклонными сбросами в асимметричных грабенах и на разделяющих их грядах, на континентальной земной коре, развиваются относительно мелководные приконтинентальные фациальные комплексы. Они вскрыты бурением в основании разрезов осадочного чехла пассивных континентальных окраин (Бискайский залив и плато Роколл, подножия склонов Северо-Западной Африки и плато Блейк, Мексиканский и Калифорнийский заливы).

ФАЦИИ ОСЕВОГО РИФТА

Океанские рифты, протягивающиеся вдоль оси планетарной системы спрединга, представляют собой зоны высокой тектонической и мелкофокусной сейсмической активности (с преобладанием напряжений растяжения), толеит-базальтового вулканизма и гидротермальной деятельности. В совокупности эти эндогенные процессы приводят к генерации новой океанской коры, возраст которой в современных рифтах позднплейстоценовый и голоценовый. Исследование развитых здесь современных вулканических и осадочных фаций, интенсивно проводившееся в последние годы рядом советских и зарубежных экспедиций, в том числе с использованием обитаемых подводных аппаратов, имеет важное значение для выяснения условий формирования базальных слоев осадочного чехла океанской коры и связанных с ними гидротермальных рудопроявлений.

В современных рифтах эффузивные и экструзивные породы толеит-базальтового состава резко преобладают над осадками и только в Калифорнийском рифте в условиях исключительно интенсивного терригенного осадконакопления молодые базальты перекрыты сравнительно мощным осадочным покровом. Рассмотрение вулканических, а также сопровождающих их гидротермальных фаций не входит в задачу данной работы, поэтому я ограничусь лишь кратким их перечислением.

Эффузивную группу составляют фации подушечных и трубчатых лав, массивных лавовых потоков, эффузивных конусов и куполов (блистеров), лавовых озер и лавопадов. С ними тесно связаны фации вулканокластических и вулканозападенных отложений — гиа-локластитов, грубообломочных осыпей (талусов), шаровых брекчий и лавобрекчий. Особо выделяются субвулканические фации, представленные дайковым комплексом (подводящими каналами трещинных вулканов) и разнообразными силлами от приповерхностных, образующихся при внедрении лавовых потоков в маломощные слои рыхлых осадков, до сравнительно глубинных, внутри толщ подушечных лав. Разные морфологические типы эффузивов многократно наблюдались на исследовательских подводных лодках (Монин и др., 1980; Сборщиков и др., 1981; Альмухамедов и др., 1981; Зоненшайн, 1982; Подводные геологические исследования..., 1985; Francheteau et al., 1979; Heirtzler, Bryan, 1975).

Гидротермальная группа представлена двумя главными фациями: гидроокисно-феррисмектитовой и сульфидной, которые отражают различия физико-химических условий гидротермального минералообразования. Накопление гидроокислов марганца и парагенетически связанного с ними безалюминиевого феррисмектита или нонтронита идет либо на поверхности базальтов, либо на покрывающих их карбонатных осадках в форме корок, цемента базальтовых брекчий или гидротермальных "холмиков", сложенных чередующимися слоями гидротермальных новообразований и пелагических известковых осадков. При этом наблюдается очень резкое разделение Fe и Mn: гидроокиси Mn низкожелезистые и почти не содержат цветных металлов, свойственных океанским железо-марганцевым конкрециям; Fe выпадает с очень низким содержанием алюминия. Условия минералообразования низкотемпературные, с окисленной реакцией среды.

Сульфидная фация (сульфиды Fe, Zn, Cu и др. в ассоциации с кремнистыми или кремнисто-магнезиальными нерудными компонентами) выпадает из относительно высокотемпературных гидротерм с восстановительной реакцией в условиях изоляции от кислородсодержащих придонных вод внутри базальтов или покрывающих их осадков (прожилковые и метасоматические образования), а также на поверхности дна непосредственно у выходов высокотемпературных сульфидных гидротерм (массивные рудные тела в форме "термитников") или в застойных, заполненных тяжелыми рассолами впадинах ("рудные илы" впадин Красного моря).

Для целей данной работы важно установить фациальные взаимоотношения названных эндогенных образований в активных рифтах с седиментогенезом, в частности, со становлением базального слоя осадочного чехла океанов.

Фации рифтов в условиях пелагического карбонатакопления

В вулканически активном рифте в пределах пелагической области в каждый момент геологического времени реализуется фациальный переход от вновь излившихся толентов базальтов к разновозрастным пелагическим карбонатным осадкам. Но несопоставимость временных масштабов вулканических извержений и пелагического карбонатакопления делает бессмысленным понятие разновозрастности единичных лавовых потоков даже с минимальными по мощности слоями карбонатных осадков. Укладка раковин фораминифер в один ряд, создающая микрослой порядка 0,1 мм, длится десятилетия, а единичный лавовый поток метровой мощности, т.е. в 10^4 раз мощнее фораминиферового микрослоя, затрачивает на свое становление как геологическое тело считанные часы. Даже если сопоставлять с известковыми осадками не единичный поток, а серию потоков, характеризующих целый этап вулканической активности, трудно говорить о строгой одновозрастности, а значит, не вполне правомерно и представление о фациальном переходе.

Фактические взаимоотношения базальтов и известковых осадков

в скважинах глубоководного бурения, на фотографиях дна и по визуальным наблюдениям с исследовательских подводных лодок также мало похожи на фациальные переходы в буквальном смысле. Скорее это выглядит как осаждение карбонатного материала на поверхности лавовых потоков или как внедрение потоков в рыхлые водонасыщенные осадки в виде приповерхностных силлов.

По прямым наблюдениям (Подводные геологические исследования..., 1985), в молодых рифтах начальные этапы осадконакопления имеют характер намывания придонными течениями раковин фораминифер в западины между базальтовыми подушками и в трещины (в том числе в гьяры). Материал явно переотложенный, смытый течениями с соседних несколько более древних гребней, уже успешных покрыться осадками, хотя в геологическом масштабе времени он синхронен подстилающим базальтам. Правда, в условиях медленного спрединга перемытый известковый материал может содержать и более древние микропалеонтологические остатки, что в некоторых случаях создает впечатление ложной "инверсии возраста" (базальные слои осадков кажутся древнее подстилающих базальтов). На самом деле в таких случаях датируется не время накопления осадков, а возраст материала, подвергшегося перемыву.

Фации намывания характеризуются специфическими формами залегания (заполнение неровностей базальтового основания и трещин растяжения, прислоненные тела, подобные снежным сугробам, шлейфы у основания уступов). На поверхности осадков часто видны знаки ряби и другие морфоскульптурные признаки деятельности придонных течений, которые отражаются в косослойчатых текстурах ряби. Осадочные тела, как правило, маломощные (не более первых метров), занимают небольшие площади среди преобладающих обнаженных поверхностей базальтов и вулканоздафогенных осыпей.

Литологию пелагических осадков этих фаций мы изучили на примере рифта Центрально-Индийского хребта (Мурдмаа, 1968а; Безруков и др., 1972; Розанова, 1971). Это высококарбонатные кокколито-фораминиферовые илы с примесью гиалокластического материала — остроугольных осколков базальтового стекла (сидеромелана), основного плагиоклаза, оливина, авгита. Материал этот исключительно свежий, даже оливин и сидеромелан обычно лишены признаков вторичных изменений. Он представляет собой продукты дробления (десквамации) стекловатых корок закаливания подушечных лав, практически синхронных осадкообразованию. Присутствие вулканокластического материала толеит-базальтового состава отражается на геохимических параметрах осадков: характерны низкие величины отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и Al/Ti , повышенные содержания (в бескарбонатном остатке) Ti , Fe , Mg , Cr . В поясах кремнеаккумуляции карбонатные осадки рифтов содержат примесь радиолярий и диатомей.

Наряду с отложениями, намытыми придонными течениями, в рифтах пелагической области развиты разнообразные вулканоздафогенные гравититы. Они представляют фации подножий тектонических уступов и лавопадов, заполнения трещин растяжения (гьяров). На-

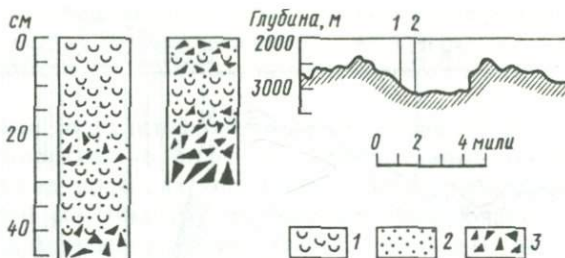


Рис. 59. Фация осевого рифта срединно-океанского хребта (Центрально-Индийский хребет)

Представлены известковистые вулканодафогенные (гиалокластические) турбидиты в сочетании с известковыми пелагитами: 1 — пелагический фораминиферо-кокколитовый ил; 2—3 — вулканодафогенный гиалокластический материал (2 — песчано-алевритовый, 3 — дресва, щебень). Справа — профиль рифта с местами взятия колонок

иболее широко распространены подводно-осыпные накопления: осыпи обломков базальтов (талусы) без наполнителя или с наполнителем из биогенного известкового осадка в любых количественных соотношениях. Образование смешанных грубообломочных отложений, состоящих из угловатых обломков базальтов (чаще всего "секториальных" фрагментов лавовых подушек) и известкового материала, может быть результатом падения или сползания глыб с крутых уступов в намывные течениями известковые осадки, или деятельности гравитационных потоков высокой плотности и турбидных потоков. Последние образуют известково-гиалокластические турбидиты с градационной текстурой (рис. 59).

Когда условия сравнительно быстрого карбонатонакопления сочетаются с медленным спредингом, то в рифте возникают условия внедрения лавовых потоков в известковые осадки. При этом захваченные лавовым потоком осадки образуют в нем линзы и межподушечные тела причудливой формы, а также псевдоминдалины, заполненные биогенным илом, в котором сохраняется биоморфная структура кокколитов и фораминифер. Мы наблюдали подобные фации в лавах о-ва Сала-и-Гомес. Они описаны в ряде скважин глубоководного бурения, а также в подушечных базальтах Кавказа и других складчатых поясов. На верхней поверхности потока формируется иногда тонкий слой брекчий с текстурой гофрирования стекловатой корки базальта (Сафонов, 1981).

Более сложную картину смены фаций мы наблюдали во впадине Хесса (Мурдмаа, Розанова, 1976; рис. 60), представляющей собой узкую глубоководную (до 5,3 км) желобообразную депрессию, входящую в молодую Галапагосскую рифтовую систему. Фации дна и склонов этой тектонически активной структуры, сочетающей черты центра спрединга и трансформного разлома, развиваются на фоне довольно интенсивного (более 15 мм/1000 лет) биогенного карбонатонакопления. Они резко контрастны по отношению к окружающим фациям пелагических кокколитово-фораминиферовых илов Галапагосского поднятия. Крутые склоны и значительная часть дна представляют обнажения базальтов, а также метабазальтов, диабазов и габбро-

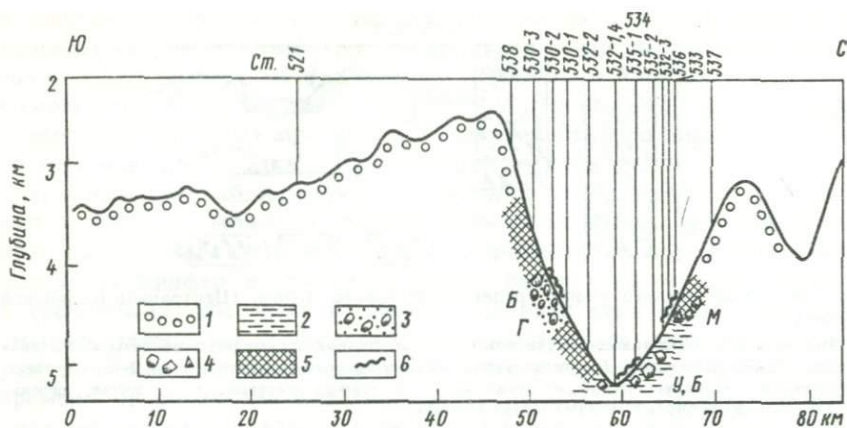


Рис. 60. Фации впадины Хесса (Галапагосский рифт)

Соотношение масштабов 1:10. 1 — известковые кокколито-фораминиферовые пелагические осадки; 2 — эдафогенные осадки песчано-алевритовые и алевритово-глинистые; 3 — эдафогенные пески с гравием; 4 — эдафогенные грубообломочные отложения (щебень, дресва); 5 — выходы скальных пород; 6 — места драгировок. Минералого-петрографические комплексы эдафогенных образований: Б — базальтовый, Г — габбровый, У — ультрабазитовый (серпентинитовый), М — metabазальтовый (с сульфидной минерализацией)

диабазов разных уровней разреза второго и третьего слоев океанской коры (Рудник, 1976; Рудник, Кашинцев, 1979). Рыхлые осадки залегают только в отдельных "карманах" на склонах, а со дна впадины подняты тонкие базальтовые плитки недавних трещинных излияний, сходные с описанными нами (Мурдмаа и др., 1973) из других районов океана. Здесь они чередуются с гидротермально измененными осадками.

На верхних частях склонов развита фация известковых (85—90% CaCO_3) кокколито-фораминиферовых илов со значительным количеством диатомей и радиолярий (указывающих на принадлежность к экваториальному поясу кремнеаккумуляции). От нормальных пелагических их отличает наличие примеси эдафогенных обломочных минералов базальтового (основной плагиоклаз, оливин, авгит, сидеромелан) и metabазитового (ортопироксен, амфибол, хлорит, серпентин) комплексов, а также обогащенность бескарбонатного остатка железом (9—10%) и марганцем (1,8—2,1%) за счет поступления металлов из гидротерм. Вниз по склонам карбонатность осадков быстро убывает: уже на глубине 3700 м встречены коричневые мергельные (55—58% CaCO_3) илы с 7,6% Fe и 1,4% Mn (в пересчете на бескарбонатный материал), а на глубине 4310 м — практически бескарбонатные кремнисто-глинистые илы с большим количеством эдафогенного материала, также обогащенные Fe и Mn.

На склонах и на дне впадины, по-видимому, пятнами залегают эдафогенные отложения. На склоне обнаружены дресвяно-щебнистые осыпи и пески с базальтовым составом обломков, а со дна драгами добыта масса грубообломочного эдафогенного материала (обломков базальтов, габбро-диабазов, metabазитов) в смеси с рыхлыми осад-

ками, которые представляют слоистую пачку эдафогенных и кремнисто-глинисто-эдафогенных песчаных, алевритовых и алевритово-пелитовых осадков со сложным базальт-метабазитовым комплексом минералов.

В монолитах полулитифицированных осадков со дна впадины видно, что относительно более крупный песчаный материал сосредоточен в четких прослоях мощностью до 4—5 см, местами имеющих градиционную текстуру турбидитов. Наблюдаются подводно-оползневые деформации слоев. Осадки сложены почти целиком эдафогенным материалом, представленным здесь преимущественно серпентиновыми минералами — антигоритом, бацитом, хризотилом. Присутствуют хлорит, волокнистый амфибол, магнетит, хром-шпинелид, энстатит-бронзит, клинопироксен, полностью серпентинизированный оливин. Такой комплекс минералов, а также геохимические особенности эдафогенных отложений (высокое содержание Mg, Cr, Ni, пониженное — Ti) соответствует серпентинитовому составу материнских пород, продукты тектонического дробления которых попадают в осадки, вероятно, из зон разломов на дне впадины.

Эдафогенные осадки дна впадины подвергались интенсивной гидротермальной переработке, приведшей к их литификации, к появлению голубовато-серых (восстановленных) зон, содержащих сульфиды, с которыми контрастируют желтые, коричневые и красные окисленные зоны. Пестроцветность и восстановительные условия аутигенного минералообразования при низком содержании органического вещества можно считать одним из характерных признаков гидротермального воздействия на осадки дна рифтовых долин, а также депрессии трансформных разломов с активным тектоническим режимом (Безруков и др., 1972; Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, Лисицын, 1979).

Во впадине Хесса были впервые получены доказательства воздействия высокотемпературных гидротерм на осадки у поверхности дна. Описаны образцы метасоматитов по эдафогенным осадкам (высокотемпературная парагенетическая ассоциация амфибол, асбест + пироксен, асбест+хлорит, вермикулит) и фораминиферовым илам (керолит+гексагональный пирротин+троилит) (Розанова, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, Лисицын, 1979). Несмотря на полное метасоматическое замещение биогенных минералов в образце фораминиферового осадка, хорошо сохранившаяся биоморфная структура позволяет однозначно установить не только первично осадочную природу породы, но даже возраст, в данном случае оказавшийся позднечетвертичным. Впоследствии выход высокотемпературных гидротерм на поверхность дна был доказан прямыми наблюдениями с подводных аппаратов в этом же Галапагосском рифте и в ряде других участков рифтовых зон (Corliss et al., 1979; MacDonald et al., 1980; Rise Project Group, 1980; Edmond et al., 1982; и многие другие).

Фаши современных гидротермальных систем в рифтах ассоциируют с эффузивными пиллоу-базальтовыми и вулканокластиче-

скими фациями щелочно-глибовых осыпей или элювиальных гиалокластических покровов. Они представлены конусами ("термитниками") и другими морфологическими типами минеральных тел, целиком сложенных гидротермальными минералами, непосредственно у выходов горячих источников ("колодцев"). Во многих случаях такие тела представляют собой массивные полиметаллические руды колчеданного типа с высоким содержанием цветных (прежде всего Zn) и благородных (Ag, Au) металлов. Вокруг источников обнаружены весьма своеобразные биоценозы донной фауны, существующей за счет утилизации бактериями эндогенной химической и тепловой энергии гидротерм (Corliss et al., 1979). Для животных характерен гигантизм, что наряду с исключительно высокими для пелагических условий биомассами и поразительным разнообразием фауны служит характерным признаком этих фаций (Тернер, 1981). Фаунистические индикаторы гидротермальных систем можно использовать для поисков узко локализованных, сравнительно небольших по площади тел массивных сульфидных руд, представляющих несомненный практический интерес.

В галапагосской зоне спрединга, на небольшом расстоянии (18—32 км) от осевого рифта, среди поля пелагических известковых осадков, на глубине 2,7 км, над базальтами четвертичного возраста (0,5—0,9 млн лет) открыты (Klitgord, Mudie, 1974) и детально исследованы с помощью бурения (Honnorez, von Herzen et al., 1983; Kurnosov et al., 1983c; Курносов, 1982) цепочки гидротермальных "холмиков" высотой 1—20 м, диаметром 5—50 м, с крутыми, местами почти вертикальными склонами. Очень высокие значения теплового потока (8—23 е.т.п.) и интенсивное развитие в позднечетвертичных осадках гидротермальных образований свидетельствуют о современной гидротермальной активности, проявляющейся здесь в форме просачивания относительно низкотемпературных растворов сквозь трещиноватые зоны в базальтах и далее через маломощный (20—50 м) покров четвертичных кокколито-фораминиферовых илов. Фация бугров представлена переслаиванием пелагических известковых осадков (со значительным содержанием биогенного кремнезема) с гидротермальными образованиями: безалюминиевыми (меньше 1% Al_2O_3) железистыми (24—28% $Fe_2O_3 + FeO$) нонtronитовыми глинами и тодорокитовыми марганцевыми корками (до 60% MnO_2) с низким содержанием железа и микроэлементов марганцевой группы.

Фации рифтов в условиях приконтинентального седиментогенеза

В районах, где ось спрединга проходит через приконтинентальную область с высокими скоростями накопления терригенных осадков, как в Калифорнийском заливе, вулканическая деятельность в осевом рифте приобретает форму внедрения силлов в неуплотненные водонасыщенные илы, несущая способность которых слишком мала, чтобы удержать лаву на поверхности.

Скважины, пробуренные в рифте Калифорнийского залива (Курно-

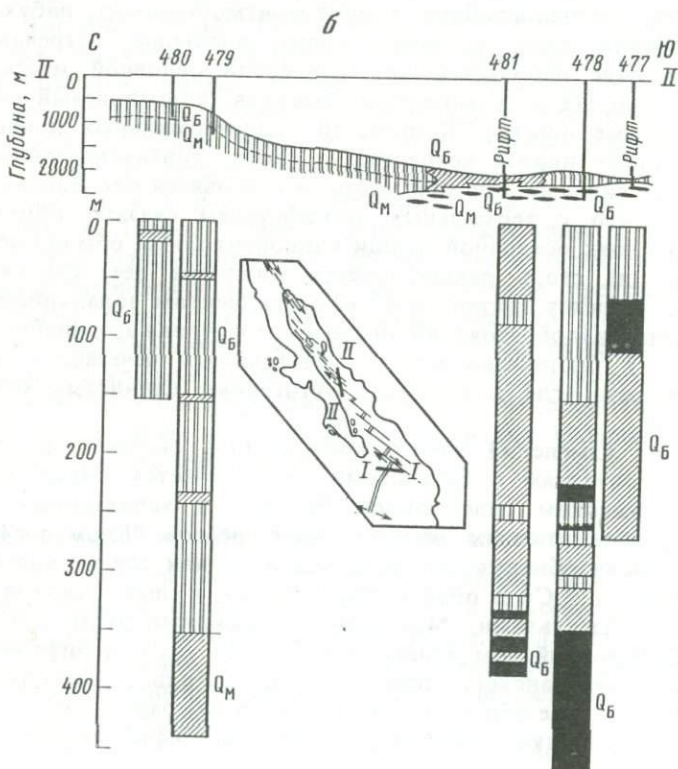
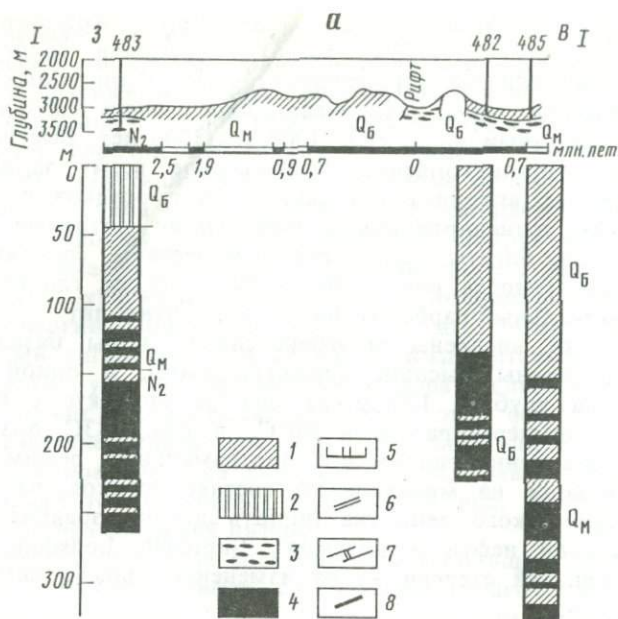
сов, 1982; Curray, Moore et al., 1983; Lewis, Robinson et al., 1983; Kurnosov et al., 1983b; рис. 61), вскрыли толщу (мощностью до 300—400 м) верхнечетвертичных терригенных и диатомово-терригенных илов, накапливающихся с очень высокими ("лавиными") скоростями — до 600—1000 мм/1000 лет. Быстрое гемипелагическое осадконакопление, свойственное всему заливу, усилено в рифтовых впадинах оползанием масс осадков по крутым склонам и их транспортировкой турбидными потоками. Осадки восстановленные, богаты органическим веществом, содержат аутигенный пирит (иногда очень обильный), а также глауконит, железисто-магнезиальный карбонат, барит, клиноптилолит.

В эти осадки внедрены многочисленные силлы базальтов. В скважинах измерены высокие термоградиенты, в одной из них (скв. 482С) на глубине 150 м от дна на контакте с базальтовым силлом температура была 90°С, в скв. 483С она составляла 30°С. Внедрение силлов и гидротермальный режим раннего диагенеза сказался на минеральном составе осадков, на преобразовании органического вещества (вплоть до образования из него "гидротермальной нефти и битумов": Simoneit, Lonsdale, 1982) и в гораздо меньшей степени — на изменении общего химического состава осадков.

К гидротермальным мы отнесли (Kurnosov et al., 1983b) аутигенные глинистые минералы (ферримонтмориллонит в пластинчатых кристаллах, смешанослойные хлорит-монтмориллонит, набухающий хлорит, барит, гипс, доломит-анкерит, анальцит, встречающиеся обычно в виде небольшой примеси среди основной массы неизмененных терригенных минералов осадков (алюминиевый смектит, кварц, полевые шпаты). Количество гидротермальных новообразований, а также пирита возрастает в слоях, контактирующих с базальтовыми силлами, где они местами становятся преобладающими. Возможно, что с термальным воздействием связано образование в верхних слоях осадочной толщи клиноптилолита, обычно не встречающегося на столь ранних (менее миллиона лет) стадиях диагенеза. Намечается связанная с термоградиентом зональность аутигенного минералообразования: низкотемпературная ассоциация клиноптилолита с биогенным опалом диатомовых исчезает в нижних частях разреза, где появляются аутигенные глинистые минералы и халцедон.

Заметных изменений химического состава осадков при приближении к контактам с базальтами не отмечается. Металлоносные осадки с высоким содержанием Fe, Mn и характерных микроэлементов в скважинах 64-го и 65-го рейсов "Гломар Челленджера" не были обнаружены, хотя мы отметили слегка повышенное содержание Zn и Cu в обогащенных пиритом слоях осадков вблизи контакта с базальтами. Массивные сульфидные руды, обнаруженные в Калифорнийском заливе и к югу от него, в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (на 21°с.ш.), очевидно, узко локализованы и не образуют широких ореолов рассеяния.

К древним приконтинентальным фациям рифтовых зон следует,



по-видимому, отнести меловые черные глины, залегающие в депрессии базальтового фундамента к востоку от Бермудского поднятия, где они были вскрыты скв. 396 (Tucholke, Vogt et al., 1976; Murdmaa et al., 1979a; Мурдмаа, 1979в,д; Мурдмаа, Михина, 1979; Мурдмаа и др., 1979а). Нижняя часть разреза формации черных глин (70—80 м над базальтовым фундаментом) несет здесь явные признаки гидротермальных изменений. Она характеризуется повышенным содержанием Fe, Mn и ряда микроэлементов (прежде всего Zn, Ni, Cu), присутствием аутигенных карбонатов Fe и Mn (сидерита, манганосидерита, манганокальцита, часто в виде почти мономинеральных прослоев), апатита, барита (до 30% породы), интенсивной халцедонизацией, сменой ассоциации кристобалит-тридимит-монтмориллонит-клиноптилолит более высокотемпературной халцедон-слюда. По нашему мнению, гидротермальные изменения, в том числе металлоносность обогащенных органическим веществом черных глин, связаны с инфильтрацией гидротермальных растворов в толщу осадков во время нахождения данной точки в пределах активной рифтовой зоны.

ФАЦИИ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Фациальные комплексы трансформных разломов в пределах рифтовых зон обособляются прежде всего по широкому развитию эдафогенных отложений, которые здесь были впервые выделены автором как самостоятельный генетический тип осадков (Мурдмаа, 1968а, 1976; Безруков и др., 1972; Солдатов, Мурдмаа, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1979).

Фациальная обстановка в зонах трансформных разломов рифтовых зон срединно-океанских хребтов характеризуется наличием глубоких (до 7,5 км от уровня океана) узких прямолинейных желобов (трогов) с очень крутыми (20—30° и более) склонами и обрамляющих их гряд, простирающихся перпендикулярно к оси спрединга. Соответственно выделяются три группы фаций: глубоко-водные дна желобов, представленные в значительной мере или целиком эдафогенными обломочными отложениями, умеренно глубоко-водные (всегда выше КГК) пелагических известковых осадков на гребнях хребтов и разделяющие их склоновые фации, представленные чередованием подводно-коллювиальных (эдафогенных и карбонатных) или подводно-элювиальных образований с большими площадями обнаженного скалистого дна.

В трансформных разломах системы срединных хребтов Индийско-

Рис. 61. Разрезы через рифтовую зону Калифорнийского залива, составленные по данным глубокоководного бурения. Разрез I (устье залива) (а); разрез II (впадина Гуаймас) (б)

Расположение разрезов показано на врезке. Цифры над разрезами — номера скважин

1 — терригенные турбидиты и гемипелагиты; 2 — глинисто-диатомовые илы; 3 — переслаивание базальтов и осадков (на разрезах); 4 — базальты (силлы и потоки); 5 — палеомагнитная шкала возраста фундамента: черное — прямая, белое — обратная намагниченность; индексы возраста: Q_Б — эпоха Брюнес; Q_М — эпоха Матуяма; N₂ — плиоцен; на врезке: 6 — ось спрединга; 7 — трансформные разломы; 8 — положение разрезов

го океана эти фации были изучены на двух полигонах (Мурдмаа, 1968а; Безруков и др., 1972; Розанова, 1971; рис. 62). В обоих случаях дно желобов-разломов занято фациями эдафогенных осадков, сложенных обломочными, а отчасти глинистыми продуктами тектонического дробления и размыва обнажающихся на крутых склонах коренных пород, принадлежащих к офиолитовой ассоциации: перидотитов, апоперидотитовых серпентинитов и их метаморфизованных разностей, зеленокаменных пород (Чернышева, 1969, 1970; Чернышева, Рудник, 1970; Чернышева, Мурдмаа, 1972; Мурдмаа, Прокопцев, 1968; Удинцев, Дмитриев, 1972; Cann, Vine, 1966; Cann, 1969). Эдафогенные отложения, залегающие на дне желобов в виде маломощных (обычно не регистрируемых низкочастотным сейсмопрофилированием) прерывистых слоев и линз, сложены обломочным материалом с широким гранулометрическим диапазоном от крупных глыб, щебня и дресвы до песка, алевролита и пелита. Они представлены генетическими типами гравитационных отложений (обвальных, осыпных, грязекаменных и зерновых потоков), турбидитами (как относительно грубыми проксимальными, так и дистальными), а также отложениями придонных течений.

Преимущественно несортированные псефитовые гравититы сосредоточены в фациях подножий крутых уступов, т.е. вблизи источников тектонокластического эдафогенного материала, где образуют осыпи и конуса выноса. Они сложены обломками гипербазитов, серпентинитов, габброидов, диабазов, спилитов, метабазальтов, различных метасоматитов, а также их тектонизированных разностей — катаклазитов, тектонических брекчий, милонитов. В пробах, полученных драгами, обломочный материал в одних случаях мономиктовый (монопетрогенный), в других — смешанный, полипетрогенный, но при этом набор пород соответствует естественным ассоциациям определенных уровней офиолитовых разрезов. Обломочный материал несортирован, неокатан, обычно лишен признаков подводного выветривания и марганцевых корок, что указывает на кратковременное нахождение под воздействием придонных вод. Нередко на обломках наблюдаются зеркала скольжения и другие признаки тектонических деформаций в условиях напряжений сжатия. Фации таких грубообломочных отложений (особенно серпентинитового состава) метят выходы на поверхность активных зон разломов сдвигового и надвигового типа, в которых происходит тектоническое дробление и растривание пород с образованием рыхлых масс, подобных меланжу. Этот рыхлый, подготовленный к гравитационному переносу материал и служит, по нашим представлениям, главным источником эдафогенного материала. По зонам тектонического дробления, кроме того, циркулируют гидротермальные растворы, с которыми связаны разнообразные метаморфические и метасоматические преобразования первичных пород, в том числе полиметаллические сульфидные проявления (Мурдмаа, Прокопцев, 1968; Розанова, 1971, 1972; Розанова, Батурин, 1971; Розанова, Лисицын, 1979; Батурин, Розанова, 1972).

Песчано-алевритовые и алевритово-пелитовые разности эдафоген-

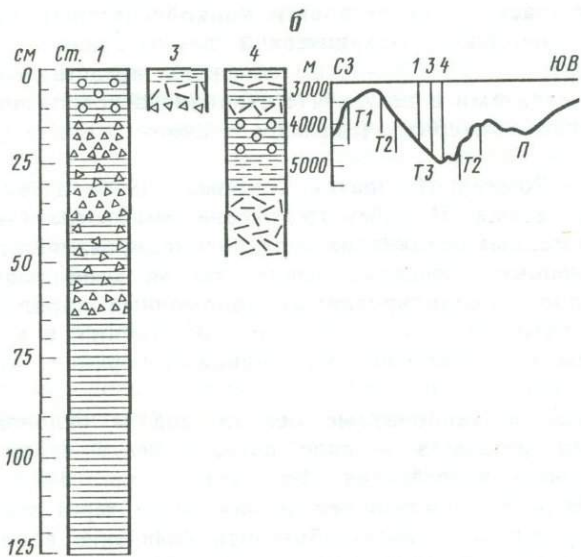
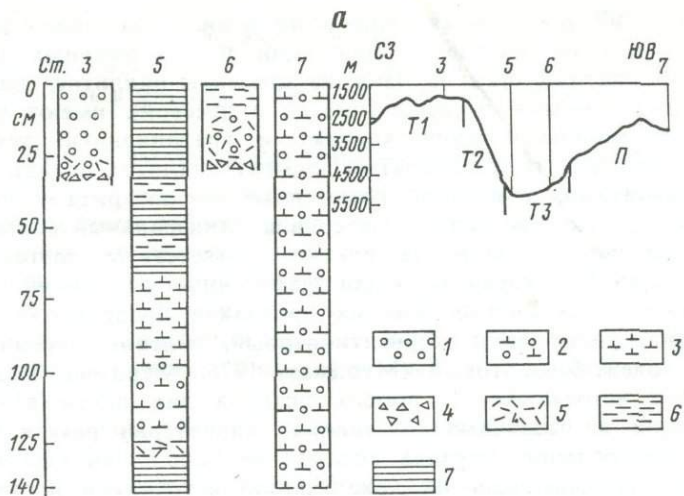


Рис. 62. Фации трансформных разломов в пределах рифтовой зоны срединно-океанского хребта. Разлом Витязя (Аравийско-Индийский хребет) (а); разлом Западно-Индийского хребта (б)

Фации: Т1 — перемытых цельнораковинных фораминиферовых песков и эдафогенного элювия вершин гряд; Т2 — обнаженных скал, эдафогенных элювиальных и осыпных грубообломочных отложений уступов разлома; Т3 — эдафогенных турбидитов и гравититов подножий склонов и дна депрессии; П — нано-фораминиферовых известковых пелагитов пологих поднятий.

Литология (колонки): 1 — цельнораковинные фораминиферовые пески, алевроиты и примесь фораминифер; 2 — цельнораковинные нано-фораминиферовые илы; 3 — преимущественно детритовые пелитоморфные фораминиферо-нанофоссилиевые илы; 4—7 — эдафогенный материал (4 — псефитовый; 5 — псаммитовый; 6 — алевроитовый; 7 — пелитовый). Цифры над профилем и колонками — номера станций

ных отложений встречаются чаще всего в виде ритмично-слоистых пачек турбидитов, иногда с прослоями переотложенных пелагических карбонатных осадков. Нижние элементы циклитов, представленные эдафогенными песками (иногда с дресвой), имеют четкий, нередко эрозионный нижний контакт и градационную текстуру. Лежащий над ним тонкослойчатый элемент циклитов сложен песками и алевритами, а верхний гомогенный — алевритами и педитами с примесью биогенного материала. Минеральный состав песчано-алевритового материала близко соответствует составу псефитов, что вообще характерно для эдафогенных отложений и является одним из их диагностических признаков. Выделяются четкие минеральные комплексы: серпентинитовый, зеленокаменный, габбровый, толент-базальтовый (Мурдмаа, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1979). Они встречаются в пробах осадков как почти в чистом виде, так и в различных сочетаниях. Характерна резкая изменчивость минерального состава осадков на небольших расстояниях (1—2 км), указывающая на локализацию источников поставки и незначительную протяженность путей переноса.

Специфичен состав пелитовой фракции эдафогенных осадков. Значительную часть ее составляют тонкодисперсные обломочные минералы — продукты механической дезинтеграции пород (серпентин, хлорит, тальк). Глинистые минералы представлены преимущественно смектитами в результате вторичного преобразования тектонокластического материала (гальмиролитического или гидротермального).

Во впадине Романш (Солдатов, Мурдмаа, 1976), а также в трансформных разломах Индийского океана мы встретили, помимо рыхлых эдафогенных осадков, их полуконсолидированные разности — слабо уплотненные песчаники, алевролиты, мелкообломочные брекчии. Куски полуконсолидированных обломочных пород сами являются компонентом рыхлых псефитовых отложений, а в их составе могут встречаться обломки еще одной генерации эдафогенных пород.

Эдафогенные и карбонатные осадки дна и склонов желобов трансформных разломов в ряде случаев несут явные признаки гидротермального воздействия (Безруков и др., 1972; Розанова, 1971). Только деятельностью просачивающихся через осадки гидротермальных растворов можно объяснить появление в пелагических условиях, при низкой концентрации органического вещества, сероцветных восстановительных зон с сульфидами и низкими отрицательными величинами Eh, а тем более таких относительно высокотемпературных аутигенных минералов, как серпентин, амфибол, селадонит (Розанова, 1971; Розанова, Лисицын, 1979).

На грядках, ограничивающих желоба, развиты пелагические карбонатные (известковые, мергельные) кокколито-фораминиферовые илы, фациальная изменчивость которых контролируется глубиной и связанными с ней уровнями растворения CaCO_3 , а также перемывом биогенного материала придонными течениями. С действием последних связаны фации цельнораковинных фораминифе-

ровых песков на гребнях гряд и более тонкозернистых детритово-кокколитовых — в ложбинах. Карбонатные осадки содержат примесь эдафогенного материала, состав которого позволяет определить их принадлежность к макрофациям трансформных разломов.

ФАЦИИ ФЛАНГОВ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

Фланги срединно-океанских хребтов в пределах пелагической области, находясь выше уровня КГК, представляют собой арену повсеместного, но весьма неравномерного пелагического карбонатонакопления, на которое наложены эксгальционно-осадочные процессы, приводящие к повышенной металлоносности карбонатных осадков, а также эдафогенный процесс поступления продуктов разрушения коренных пород дна, связанный с тектонической активностью структур.

Рельеф флангов хребтов сложно расчлененный: на поперечных профилях чередуются гряды с крутыми склонами и полузамкнутые депрессии с плоским дном, образованным за счет заполнения первичных впадин (рифтов, трансформных разломов) карбонатными турбидитами. Мощности осадочного слоя, небольшие на гребнях, резко увеличиваются (до 500—600 м) под дном депрессий; сейсмопрофилирование выявило в последних признаки турбидитов. По мере удаления от оси спрединга глубина как над грядами, так и над депрессиями последовательно возрастает, что связано с погружением литосферной плиты в ходе спрединга. Одновременно увеличивается мощность осадков однотипных фаций и возраст их нижних, надбазальтовых слоев. На подножиях хребтов, на уровне КГК, наблюдается фациальный переход от карбонатных осадков к бескарбонатным дна котловин, а в разрезах — погружение карбонатной формации срединного хребта под глинистые или кремнисто-глинистые формации ложа океана (Безруков, Мурдмаа, 1971; Лисицын, 1980; Van Andel, 1975).

Поперечный фациальный профиль фланга срединного хребта, который мы исследовали на примере Аравийско-Индийского хребта в 41-м рейсе "Витязя" (рис. 63), выражен чередованием фаций двух групп: а) фации известковых пелагитов на поверхности гряд и ступеней отражают общие закономерности пелагического карбонатонакопления, подробно рассмотренные в гл. VII. Здесь развит как зависящий от глубины "ряд растворения", так и ряд механической (гидродинамической) дифференциации известкового материала под действием придонных течений; б) фации известковых биотурбидитов аккумулятивных равнин на дне замкнутых депрессий ("запруд"), где разгружаются стекающие по склонам турбидные потоки. Нижний элемент циклита в таких турбидитах сложен цельнокоралловым фораминиферовым песком или крупным алевролитом (иногда с примесью эдафогенного или вулканокластического материала) с градационной текстурой; над ним развит тонкослойчатый (иногда косослойчатый или волнистослойчатый) более тонкозернистый интервал. Верхний элемент циклита представлен снежно-белым пелитовым кокколитовым илом, идеальная сортировка которого, ве-

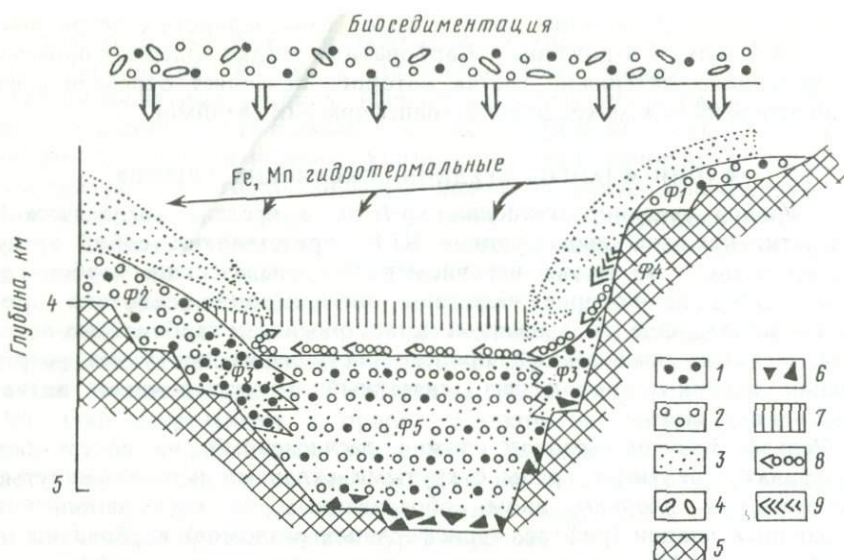


Рис. 63. Схема фациальной системы депрессии фланга срединно-океанского хребта (идеализированный фациальный профиль, составленный по материалам с западного фланга Аравийско-Индийского хребта)

Фации: Ф1 — промытых целлюлярических фораминиферных песков и алевроитов гребней; Ф2 — целлюлярических нано-фораминиферных пелагитов пологих склонов; Ф3 — биоморфно-детритовых фораминиферно-нанофоссилиевых пелагитов (глубже фораминиферного лизоклина); Ф4 — обнаженных скал крутых уступов; Ф5 — известковых биотурбидитов дна депрессий (запруд)

1—2 — планктонные фораминиферы (1 — устойчивые к растворению; 2 — неустойчивые); 3 — нанопланктон; 4 — пеллеты; 5 — коренные породы (фундамент); 6 — грубо-обломочные осыпи; 7 — уровень фораминиферного лизоклина; 8 — турбидный поток; 9 — поступление эдафогенного материала

роятно, обусловлена возвратно-поступательным движением суспензии по дну депрессий в результате отражения потока от противоположных бортов (Van Andel et al., 1965).

Фланги срединных хребтов находятся под влиянием поступления растворенного эндогенного вещества из гидротермальных источников, сосредоточенных в осевой рифтовой зоне. Установлено, что доля эндогенного эксгаляционного вещества в осадкообразовании тем больше, чем выше скорость спрединга и чем медленнее происходит фоновое пелагическое карбонатакопление. Особенно ярко проявлены эксгаляционно-осадочные фации металлоносных илов в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия и депрессии Бауэр, где скорость спрединга максимальна (более 10 см/год), а пелагическое осадконакопление в условиях низкой биопродуктивности вод замедлено. Здесь мне удалось (в 1958 г.) описать колонку "железо-карбонатных" осадков, бескарбонатный остаток в которых сложен почти нацело хлопьевидными гидроокислами железа (Скорнякова, 1961, 1970). Металлоносные илы этого района были систематически изучены в двух экспедициях на НИС "Дмитрий Менделеев" (Лисицын и др., 1976; Богданов и др., 1979).

На флангах Восточно-Тихоокеанского поднятия, на расстоянии до 1000—2000 км от оси спрединга, карбонатные пелагические осадки обогащены гидроокислами Fe и Mn, а также Ni, Cu, Zn, Co, Pb (Лисицын и др., 1976; Bostrom, Peterson, 1969). Судя по геохимическим картам, наблюдается постепенное уменьшение концентрации металлов в сторону от полос максимального обогащения, приуроченных к рифтовым зонам и некоторым разломам. Конкретные же точки опробования показывают значительный разброс величин, указывая на сложную картину фациальных изменений, связанную с вариациями условий седиментации.

Выше критической глубины карбонатакопления на гребне хребта выделяются фаши высококарбонатных светло-окрашенных кокколито-фораминиферовых осадков, в которых металлоносность обнаруживается только в пересчете на бескарбонатное вещество и по повышенным значениям модулей $Fe+Mn/Al$ и $Fe+Mn/Ti$. В понижениях рельефа, а особенно на глубинах, близких к критической, на флангах хребта и в депрессии Бауэр, наблюдаются в целом более тонкозернистые фораминиферо-кокколитовые осадки с яркой слоистостью: чередованием белых и светло-коричневых слоев с темно-коричневыми и кирпично-красными. Происхождение такой слоистости не объяснено однозначно, хотя большинство исследователей считают ее результатом неравномерности поступления эксгальционного материала. В некоторых случаях текстурный рисунок осадков напоминает диагенетическую полосчатость, как будто указывая на постседиментационную миграцию рудных компонентов. В других колонках металлоносные слои несут признаки переотложения.

Вблизи критической глубины карбонатакопления, которая во впадине Бауэр занимает необычно высокое для этих широт гипсометрическое положение (около 4 км), известковые металлоносные осадки сменяются мергельными, а затем бескарбонатными. Последние представляют собой обогащенные железом, а особенно марганцем, разновидности эпелагических глин, но отличаются очень слабой окристаллизованностью преобладающего в их составе аутигенного феррисмектита (Горбунова, 1982) и пониженным содержанием алюминия.

Под влиянием экваториального пояса кремненакопления формируются металлоносные кремнисто-известковые и кремнисто-глинистые осадки. Фациальный переход к ним связан с повышением биологической продуктивности вод и не имеет отношения к гидротермальным процессам.

Повышенная за счет гидротермальной поставки металлоносность пелагических осадков фиксируется путем геохимических пересчетов также в срединных хребтах Индийского и Атлантического океанов, но соответствующие фаши проявлены гораздо менее отчетливо, что связано прежде всего с меньшим поступлением эксгальционного вещества при медленном спрединге, а отчасти — с более высокими темпами пелагического карбонатакопления.

В результате эксгальционно-осадочного процесса, связанного с

гидротермальной активностью рифтовой зоны, формируется базальный металлоносный слой осадочного чехла океанов, возраст которого последовательно возрастает по мере удаления от оси спрединга. В каждый интервал геологического времени наблюдается переход от металлоносных фаций срединно-океанского подвижного пояса к нормально-осадочным пелагическим или гемипелагическим фациям ложа океана. В пространстве этот фациальный переход сдвигается с увеличением возраста в направлении движения литосферной плиты. Металлоносные фации базального слоя служат индикатором зон спрединга в разрезах древней океанской коры на континентах.

Глава X

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФАЦИАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Изложенные в предыдущих главах материалы показывают, что седиментогенез в Мировом океане обладает сложной пространственной изменчивостью, зависящей от разнообразия природных условий, которые отражаются в фациальных системах разных уровней организации. Для использования океанских фациальных систем в качестве инструмента (актуалистических моделей) палеоокеанологических реконструкций необходимо рассмотреть вопрос о вкладе различных факторов (геологических, тектонических, гидрологических, биологических, физико-химических, геоморфологических, климатических) в создание наблюдаемой картины фациальной неоднородности океанских осадков.

В гл. I было обосновано выделение трех главных уровней организации океанских фациальных систем, по которым производилось фациальное районирование океана и описывались четыре типа мегафациальных областей. Уровни организации, с одной стороны, отражают различие масштабов пространственной неоднородности полей факторов седиментогенеза, а с другой стороны — масштаб сглаживания этих неоднородностей в ходе передачи информации о структуре полей осадкам, образующимся под их воздействием. Эффект сглаживания тем больше, чем длиннее и сложнее путь передачи информации (канал связи) между полями факторов (источниками информации) и осадком (приемником).

Мегафациальный уровень, как было показано выше, контролируется глобальными закономерностями гидрофизических, гидрохимических и зависящих от них гидробиологических полей, расположением континентов, конвергентных и дивергентных границ литосферных плит. Через мегафации проявляются в седиментосфере широтная и циркумконтинентальная зональности, а также глобальная тектоника. Мегафации отражают эти закономерности в обобщенном (сглаженном) виде, без деталей и краткопериодных вариаций.

На макрофациальном уровне в пределах мегафаций обособляются обстановки осадкообразования, контролируемые крупными формами тектонического и вулканического рельефа дна (морфоструктурами). Различие придонных условий приводит к дифференциации фоновых потоков осадочного вещества, организованных на мегафациальном уровне.

На собственно фациальном (или мезофациальном) уровне изменчивость внутри макрофаций контролируется процессами на границе вода — дно (гидродинамическими, литодинамическими, физико-химическими, бентосными биологическими). Пространственная изменчивость придонных условий седиментации отражается в фациях (и их элементах—субфациях) непосредственно, с гораздо большей детальностью, чем в макрофациях. Если последние отражают общую направленность придонной дифференциации осадочного вещества, то в фациях мы видим ее конкретное выражение в качественной и количественной неоднородности процесса седиментации.

ПРИРОДА ФАЦИАЛЬНЫХ ПЕРЕХОДОВ

Переход от одной фациальной системы к другой означает либо смену какого-нибудь системообразующего свойства (признака, отношения) другим, либо изменение его величины настолько, что оно перестает принадлежать к данной системе. По форме проявления в осадках переходы могут быть (рис. 64): а) резкие со ступенчатым изменением одного или нескольких системообразующих свойств; б) постепенные (градиентные) с постоянным (прямолинейным) или меняющимся (нелинейным) градиентом изменения параметров; в) колебательные (альтернативные), осуществляемые путем чередования свойств соседних систем, их "переплетения"; г) разорванные, при которых две фациальные системы разделены разрывом сплошности слоя (перерывом, зоной "неотложения" или размыва). Разумеется, выделенные типы фациальных границ носят условный характер и зависят от масштаба исследования: достаточно резкие, четко картируемые на уровне мегафаций границы оказываются при более детальном рассмотрении постепенными или распадаются на серию чередующихся зон (т.е. превращаются в альтернативные); разъединенные переходы мезофациального уровня "смыкаются" при уменьшении детальности. Поэтому приведенная типизация имеет смысл только в пределах одного заданного масштабного уровня.

Наблюдаемые в осадках фациальные переходы вызваны определенными изменениями факторов и контролируемых ими процессов осадкообразования. По генетическому содержанию среди них выделяются: а) проекции на дно поверхностных океанологических границ — фронтальных зон, разделяющих поверхностные водные массы с разными свойствами (прежде всего с различной биологической продуктивностью), границ течений, переносящих водные массы и взвешенный в них осадочный материал; б) линии соприкосновения с дном границ придонных водных масс с различными

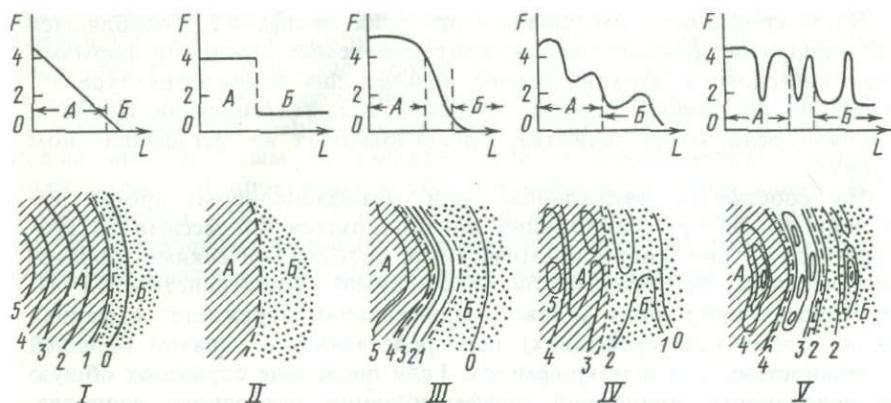


Рис. 64. Типы фациальных переходов (идеализированные модели):

I — постепенный; II — резкий (ступенчатый); III — с увеличением градиента; IV—V — чередование (альтернативные)

Верхний ряд — графики изменения с расстоянием (L) системообразующего фациального параметра (F) при переходе от фации А к фации Б. Нижний ряд — схема смены фаций в плане: изолиниями 0—5 показано изменение величины параметра F

физико-химическими характеристиками, влияющими на растворение биогенных карбонатов и кремнезема, на окислительно-восстановительные реакции в поверхностном слое осадков, на биоценозы бентоса; в) придонные гидродинамические границы — зоны увеличенных градиентов скоростей движения придонных вод, границы между областями высоких и низких энергий волн или течений; г) геоморфологические границы — перегибы дна, линии изменения уклонов, гребни, барьеры на пути движения придонных потоков ("дамбы"), границы впадин, борта каньонов и т.д.; д) биоценологические, биогеографические, экологические (в том числе трофические) границы как донных, так и планктонных сообществ; е) границы ареалов рассеяния абиогенного осадочного материала — терригенного, вулканогенного, эксгалационного, эдафогенного, а также границы аккумулятивных тел, зоны резкого изменения скоростей осадконакопления и абсолютных масс отдельных компонентов.

Как было показано выше, многие фациальные переходы в океане выражены в сопряженных изменениях целого комплекса свойств, что отражает, как правило, совпадение нескольких из перечисленных генетических типов границ. Но существуют также однофакторные переходы, иногда образующие многоэлементные системы последовательно изменяющихся свойств — фациальные ряды. Примером однофакторного ряда служит описанный в гл. VII ряд растворения биогенного CaCO_3 , в котором вся гамма фациальных изменений контролируется скоростью растворения CaCO_3 , зависящей от физико-химических свойств придонных вод, а через них — от глубины.

Помимо переходов между разными фациальными системами одного уровня, существенное значение имеют еще внутренние изменения, которые выражены в пространственно упорядоченных

трендах внутри системы и в закономерностях расположения ее элементов (подсистем). Во многих фациальных системах удается выделить "ядра", т.е. области (или подсистемы), в которых свойства данной системы выражены наиболее полно, где внутренние связи самые плотные, а побочные (не свойственные данной системе) качества проявлены слабее всего. Таким "ядрам" противопоставляются зоны меньшего совершенства систем, чаще характеризующие периферию ее ареала, но встречающиеся и во внутренних частях. Например, "ядрами" мегафаций непродуктивных аридных зон пелагической области на абиссальных глубинах служат фации эвпелагических глин, а несовершенной периферией системы — фации миопелагических глин и мергельных илов на приподнятых участках дна котловин. "Ядрами" приконтинентальной мегафации являются области лавинной седиментации, тогда как фации карбонатных осадков изолированных подводных поднятий или гемипелагитов абиссальных равнин, проявляющие некоторые качества пелагических фаций, имеют периферийный характер. Подобные же соотношения выявляются на макро- и мезофациальном уровнях.

Из сказанного следует, во-первых, что фациальные переходы (наряду с самими фациями) несут в себе ценную палеоокеанологическую информацию, заключенную как в их форме (структуре), так особенно в генетическом содержании. Во-вторых, контрастность соседних фациальных систем, т.е. амплитуда различий величин их специфических параметров, а значит, и количество информации, содержащейся в фациальном переходе, больше, если сравнивать не пограничные области, а "ядра" этих систем.

ПОСТАВКА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА КАК ФАКТОРЫ ФАЦИАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Размещение источников осадочного материала создает вещественную основу фациальной неоднородности океана. Исходное вещество в виде твердых частиц или растворов поступает в систему океанского седиментогенеза в результате денудации суши (терригенный материал), из наземных или подводных эндогенных источников (вулканогенный и эксгальационный материал), при разрушении пород дна (эдафогенный материал).

Поступление терригенного материала с континентов служит основой циркумконтинентальной зональности и выделения приконтинентальной мегафациальной области интенсивного накопления этого материала. Противопоставление ей пелагической области, где влияние континентальных источников твердых фаз осадочного вещества минимально, выражает одну из самых существенных черт фациальной неоднородности океана. Приконтинентальная область отделена от пелагической фациальным переходом, на котором скорости осадко-накопления, в особенности скорости накопления (абсолютные массы) терригенного материала и органического вещества, резко уменьшаются, чем обусловлено изменение ряда фациальных признаков осадков, в том числе смена преимущественно сероцветных (с восстановительной реакцией раннего диагенеза) осадков красноцвет-

ными (окисленными в пределах всего раннедиагенетически активного слоя).

Этот переход связан обычно с пределом распространения в сторону океана придонных и глубинных потоков терригенного материала — турбидных или нефелоидных, которые либо отсекаются геоморфологическими барьерами (хребтами, валами), либо иссякают. Так, например, многие турбидитные абиссальные равнины Атлантического океана ограничены геоморфологическими барьерами — Срединно-Атлантическим хребтом или асейсмичными хребтами вроде Китового хребта, на которых развиты пелагические фации. Переход же от приконтинентальных гемипелагитов Бенгальского залива к пелагическим фациям радиоляриевых илов обусловлен иссяканием придонных потоков взвеси.

Когда барьеры и ловушки приближены к достаточно мощным источникам поступления тонкого терригенного материала, ведущая роль переходит к переносу терригенной взвеси поверхностными течениями, а ее осаждение становится преимущественно биофильтрационным (пеллетным). В таких случаях (например, в северо-западной части Тихого океана) положение внешней границы приконтинентальной области контролируется контурами течений и циркумконтинентальной зоной высокой биопродуктивности. Ширина же приконтинентальной области, т.е. удаленность от берега ее внешней границы, зависит от суммарной мощности терригенного питания.

Важнейшие фациальные изменения вдоль побережий также обусловлены расположением и относительной мощностью источников терригенного материала. Сюда относятся смена терригенных фациальных рядов карбонатными, переходы от предустьевых систем с аллохтонным режимом интенсивной аккумуляции к условиям автохтонного режима осадкообразования, при котором доминируют процессы перемыва более древних осадков. По мере удаления от берега контрастность таких изменений уменьшается, а влияние отдельных точечных источников (устьев рек) уступает место интегральному влиянию протяженных участков побережий (т.е. линейных источников). Только выносы крупнейших рек (например, Ганга, Янцзы) сохраняют индивидуальность вплоть до границ пелагической области.

Вулканиды и вулканические зоны окаймлены ареалами рассеяния вулканокластического материала, ширина которых варьирует в зависимости от типа извержений и условий транспортировки. Наземные вулканы андезитового пояса, с их высоким коэффициентом эксплозивности и огромными массами выбрасываемого пирокластического материала, распространяют свое влияние в виде прослоев тефры на 1000—2000 км, а в виде рассеянной примеси вулканокластических частиц и обломков пемзы — до 10 000 км и даже больше. Ареалы вулканокластиков вокруг океанских островных вулканов с малыми коэффициентами эксплозивности гораздо уже (десятки, сотни километров). На еще меньшее расстояние (вероятно, не более нескольких километров) распространяется гиа-

локластический материал глубоководных вулканов (Мурдмаа и др., 1972).

Переход от этих ареалов к осадкам, не содержащим вулканокластики, обычно постепенный, но внутренняя структура ареалов нередко сложная, что можно объяснить особенностями транспортировки пепла в атмосфере, пемзы на плаву, взвешенной тонкой тефры в водной толще, а также процессами локального переотложения. Через процессы транспортировки распределение вулканокластического материала связано с экзогенными факторами, и этот материал становится закономерным вещественным компонентом фациальных систем наряду с другими видами осадочного вещества.

Глубоководные эксгаляции, особенно на фоне медленной пелагической седиментации, становятся системообразующими для фаций металлоносных осадков, обуславливая их обособление. Фациальные переходы от металлоносных илов к нормально-пелагическим обусловлены пределами ареалов рассеяния продуктов эксгаляций, точнее — соотношением абсолютных масс эксгаляционного и пелагического осадочного материала.

Источники эдафогенного материала — подвергающиеся размыву подводные обнажения — служат причиной возникновения на дне фаций осадков, обогащенных этим материалом, которые выделяются на фоне пелагических, или (реже) приконтинентальных фаций по минералогическим, структурно-текстурным и геохимическим признакам.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФАЦИАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Фациальная организация океанского седиментогенеза является результатом распределения поступающего в океан осадочного вещества между разными фациальными системами путем его дифференциации и избирательного осаждения. Процессы дифференциации и осаждения связаны с расхождением потенциальной энергии *гравитации*; *механической* энергии разных видов движения вод; *химической* энергии реакций растворения, перераспределения и выпадения из растворов химических соединений (аутигенного минералообразования) в воде, на границе вода—дно и в верхнем раннедиагенетическом слое осадков; энергии *биосистем*, первоосновой которой является преобразование солнечной энергии в химическую органических соединений процессами фотосинтеза.

Разные энергетические поля контролируют процессы механической, биологической и химической дифференциации осадочного вещества. Закономерности распределения на площади Мирового океана абсолютной и относительной интенсивности разных процессов седиментации отражают структуру энергетических полей и условий реализации разных видов энергии в этих процессах. К таким условиям относятся наличие ресурсов осадочного вещества, свободных путей его движения, динамические и физико-химические характеристики контактной зоны вода—дно. Пространственная неоднородность энергетических полей в океане и условий расхо-

дования разных видов энергии в процессах седиментогенеза находит выражение в связях фациальных изменений с глубиной, формами рельефа, гидродинамическими и биологическими полями, а в конечном счете с климатической зональностью и тектоникой.

Глубина как фактор фациальной изменчивости

Глубина воды с самого зарождения метода фациального анализа считалась важнейшим показателем фациальной обстановки. Ее восстановлению уделялось большое внимание (нередко в ущерб другим характеристикам) во всех исследованиях ископаемых морских фаций и именно в этом вопросе были допущены наиболее серьезные ошибки, вытекавшие из несовершенства или полного отсутствия подходящих актуалистических моделей глубоководных фаций. Ограниченность данных о современных океанских осадках, а то и пренебрежение ими привели некоторых исследователей к отрицанию существования глубоководных отложений в разрезах осадочных толщ континентов, что повлекло за собой появление необоснованных палеогеографических, а также геотектонических выводов.

Между тем благодаря работам многих ведущих отечественных (А.В. Пейве, А.Л. Яншин, И.В. Хворова, В.Е. Хаин, Н.М. Страхов, Л.П. Зоненшайн и др.) и зарубежных геологов неопровержимо доказано, что в складчатых поясах континентов присутствуют реликты древней океанской земной коры, в том числе осадочного чехла глубоководных морских и океанских бассейнов. Глубоководность большинства турбидитов (флишевых и флишеидных образований), многих олистостром, кремнистых (радиоляриты) и глинистых пород, а также пелитоморфных (кокколитовых) известняков складчатых областей сейчас уже не вызывает сомнений. Тем не менее установление глубины бассейна седиментации остается актуальной и далеко еще не разрешенной проблемой фациального анализа морских и океанских отложений.

В геологической литературе укоренились некоторые неоднозначные или просто ложные критерии мелководности отложений, такие, например, как грубозернистость осадков, наличие грубообломочного (особенно — окатанного) материала, скелетных остатков и раковин бентосных организмов (без учета возможности их перетолжения и достаточно надежного установления экологических условий обитания), растительного детрита наземного происхождения, а также ходов роющих организмов и камнеточцев, косая слоистость, знаки ряби, высокое содержание сапропелевого органического вещества и аутигенного пирита и др. В предыдущих главах я указывал на проявление этих и других мнимых признаков мелководности в безусловно глубоководных осадках, в том числе современных, для которых глубина устанавливается путем непосредственных измерений. Для того чтобы отделить истинные критерии глубины от мнимых, необходимо прежде всего уяснить, каким образом, через какие конкретные факторы глубина вообще может влиять на осадкообразование.

Непосредственно от глубины зависит гидростатическое давление у дна, с увеличением которого возрастает растворимость углекислого газа, что сказывается на карбонатном равновесии, являясь одной из причин возникновения критических уровней растворения CaCO_3 — лизоклинов и критических глубин. Критические уровни, а прежде всего критическая (компенсационная) глубина карбонатакопления (КГК) являются одними из наиболее надежных критериев глубины, особенно для пелагических фаций. Пелагические бескарбонатные осадки практически однозначно указывают на глубину больше КГК, а мергельные — на глубины между ней и кальцитовым лизоклином.

Однако гипсометрическое положение КГК и других критических уровней растворения CaCO_3 не остается постоянным в пределах современного Мирового океана. Установлены закономерные его изменения в зависимости от широтной и циркумконтинентальной зональностей, а также от региональных фациальных условий (Лисицын, Петелин, 1967; Лисицын, 1978; Беляева, Бурмистрова, 1984). С другой стороны, КГК (а значит, и другие уровни растворения) меняли свою абсолютную глубину на разных этапах геологической истории океана. Так, например, по данным глубоководного бурения, выявлены значительные колебания абсолютной глубины КГК в северо-западной части Атлантики, связанные с глобальными изменениями климатических условий, свойств и циркуляции глубинных вод, а также с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (Tucholke, Vogt, 1979).

Критические уровни растворения карбонатов, таким образом, отражают не только гидростатическое давление как функцию глубины, а сложную совокупность физико-химических характеристик придонных вод, влияющих на карбонатную систему через насыщенность воды по отношению к разным минералогическим модификациям CaCO_3 . Насыщенность убывает с глубиной по ступенчатой функции, причем ступенчатое увеличение скорости растворения (агрессивности) соответствует пограничным зонам между водными массами стратифицированной водной толщи. В современную эпоху они согласуются с распространением холодных придонных вод антарктического происхождения, наиболее агрессивных по отношению к CaCO_3 .

Через карбонатную систему глубина влияет на сообщества макро- и микробентоса: формы с известковыми скелетами или раковинами, в том числе секретионные фораминиферы, обитают только выше КГК, формы с арагонитовым скелетом — только выше критической глубины арагонита. Другие более или менее четко выраженные рубежи вертикальной зональности бентоса также контролируются границами водных масс с разными физико-химическими характеристиками. Фаунистические индикаторы глубины, следовательно, отражают не столько ее абсолютную величину, сколько глубинные интервалы соприкосновения с дном разных водных масс стратифицированной водной толщи и глубину границ между ними. Поскольку стратификация вод подвержена региональным вариациям и не оста-

вадась постоянной в течение геологической истории океана, то восстановление абсолютных палеоглубин по палеонтологическим данным возможно только при учете других палеоокеанологических и палеоэкологических факторов.

Ведущее значение в качестве индикаторов палеоглубин (если не абсолютных, то относительных) имеют для глубоководных фаций бентосные фораминиферы, как показало изучение связи с глубиной их современных сообществ (например, Саидова, 1976; Бурмистрова, 1979; Parker, 1954; Streeter, 1973). Бентосная фауна и флора являются важнейшими индикаторами мелководности фаций. На современных открытых океанских шельфах почти нет фаций, в которых отсутствовала бы скелетная фауна, сохраняющаяся в ископаемом состоянии. Поэтому отсутствие мелководной бентосной фауны при наличии остатков планктонных или нектонных организмов и глубоководных бентосных фораминифер можно считать надежным показателем глубоководных фаций. Находки же отдельных, оторванных от сообществ мелководных форм, особенно в виде обломков, нельзя считать критерием мелководности из-за широкого развития в океане процессов гравитационного переотложения осадочного материала, в том числе грубообломочного.

С абсолютной глубиной связаны некоторые гидродинамически обусловленные фациальные переходы, которые в определенных условиях могут служить показателем палеоглубин. Так, на шельфе выделяется нижняя граница активного воздействия на осадки поверхностных волн ("линия ила"), а на континентальном склоне — верхняя граница распространения контуритов, маркирующая распространение приуроченных к придонным водным массам контурных течений.

От глубины зависит длина пути осадочных частиц из поверхностного биоактивного слоя вод до дна, а значит (при прочих равных условиях), длительность их взаимодействия с водой в ходе осаждения. Как показало изучение глубинной взвеси, а также эксперименты по скорости растворения, время осаждения тонких карбонатных, кремнистых и органических частиц достаточно велико, чтобы уничтожить подавляющую их часть уже на первых километрах пути. В то же время длина пути биогенных частиц отражается в фациальных признаках осадков удивительно слабо, что объясняется преимущественно биофильтрационным пеллетным способом осаждения. Быстрое прохождение через многокилометровую толщу вод относительно крупных и тяжелых пеллет мало чувствительно к вариациям глубины. Во всяком случае, время взаимодействия заключенных в пеллеты неустойчивых компонентов с водой на дне несоизмеримо больше, чем на пути ко дну.

С другой стороны, установлено, что распад и возврат в биосистемы малоустойчивых компонентов, особенно органического вещества, происходит наиболее активно в поверхностных водах, где замыкается основная часть биогенного круговорота веществ. Выход из поверхностного резервуара в глубинный мал количественно и представлен в основном относительно устойчивыми к

растворению компонентами (в том числе пеллетами). Только на мелководьях, где дно омывается самими биоактивными поверхностными водами, приобретает существенное значение прямое осаждение малоустойчивых частиц, которые в таких условиях становятся одним из показателей мелководности отложений.

Связь фаций с формами рельефа дна

Помимо абсолютных глубин, фактором фациальных систем макро- и мезофациальных уровней является относительное повышение одних участков дна над другими, крутизна и конфигурация подводных склонов, горизонтальные размеры и другие морфометрические показатели форм подводного рельефа. Вертикальная амплитуда рельефа является мерой потенциальной энергии осадочных масс на возвышенных участках по отношению к соседним понижениям, а крутизна и форма склонов между ними определяет вероятность реализации энергии гравитации в литодинамических процессах переноса осадочного материала на более низкий уровень, т.е. возможность гравитационных процессов переотложения.

По ископаемым гравитационным отложениям можно судить не только о существовании в момент их накопления подводных склонов, но также реконструировать направление уклонов и примерную крутизну. Фациальные признаки переотложенных осадков указывают на глубину, с которой эти осадки перенесены. Разность глубин исходных (подвергшихся переотложению) и конечных фаций дает представление о высоте склона. В итоге удастся выявить характер расчлененности палеорельефа.

С формами рельефа тесно связана реализация в седиментогенезе энергии придонных гидродинамических процессов. Выпуклости рельефа — бровки ступеней, гребни, холмы, вершинные поверхности подводных гор, хребтов и возвышенностей, а также проливы, седловины, пороги — представляют на любых абсолютных глубинах условия относительно повышенной гидродинамической активности придонных вод, что находит отражение в целом комплексе фациальных признаков осадков, по которым обособляются соответствующие фациальные системы (макро- и мезофации). Вогнутости рельефа — ложбины, "карманы" и "запруды" на склоне, разного рода депрессии — это, как правило, обстановки менее подвижных придонных вод, осаждения переносимых течениями взвешенных частиц, вынесенных из обстановок высоких энергий. Здесь же происходит разгрузка гравитационных и инерционных потоков высокой плотности. Вогнутости рельефа представляют собой нередко подводные бассейны устойчивой аккумуляции, постепенно заполняющиеся осадками.

Гидродинамические факторы фациальных систем

В осадкообразовании так или иначе участвуют разнообразные виды движения океанских вод — волны (краткопериодные ветровые, длиннопериодные приливные и цунами, а также внутренние волны), течения (квазистационарная поверхностная и глубинная циркуляция

океана, приливные, ветровые и волновые течения), вертикальная циркуляция (дивергенции, конвергенции, апвеллинги, конвективное перемешивание), а также вихри и турбулентность разных масштабов. По характеру воздействия на фациальные системы среди этого многообразия выделяются общая квазистационарная поверхностная циркуляция, в которой движутся различные по свойствам (в том числе по биологической продуктивности) поверхностные водные массы и придонные гидродинамические процессы, непосредственно контролирующие условия осаднения на дно частиц разной гидравлической крупности. Вертикальная циркуляция (перемешивание) поставляет в зону фотосинтеза дефицитные питательные вещества и влияет таким образом на биогенную седиментацию.

Циркуляция поверхностных вод Мирового океана представляет собой систему циклонических и антициклонических круговоротов течений, сменяющих друг друга в меридиональном направлении, в целом почти симметрично к экватору (Степанов, 1974; Бурков и др., 1978). Круговороты разделены фронтами, которые служат одновременно границами водных масс, в них циркулирующих. К центрам круговоротов приурочены субширотно ориентированные вергенции — зоны усиленной вертикальной циркуляции: конвергенции в антициклонических и дивергенции в циклонических круговоротах. Устойчивая приуроченность круговоротов к определенным географическим широтным зонам позволяет рассматривать поверхностную циркуляцию как один из аспектов климатической зональности океана.

Работами П.Л. Безрукова, А.П. Лисицына, Н.С. Скорняковой, Н.М. Страхова, а также автора настоящей работы на примере Тихого океана показано, что поверхностные течения служат, с одной стороны, транспортным механизмом для терригенной взвеси, а с другой — динамическим барьером на пути проникновения этой взвеси в огибаемые ими центры круговоротов (халистазы).

Транспортирующая роль поверхностных течений отражается в фациях прежде всего там, где в движущиеся водные массы "вливаются" со стороны континентов потоки обогащенных терригенной взвесью относительно мутных вод и где более мощные придонные потоки взвеси не маскируют этот эффект. Например, в северной части Филиппинского моря, где в воды течения Куро시오 поступает взвесь рек Китая, под этим течением возникла зона глинистых осадков с характерным сочетанием глинистых минералов (Горбунова, 1970; Курносов, Мурдмаа, 1976).

Особое значение имеют поверхностные течения в транспортировке осадочного материала на плаву — пемзы, грубообломочного материала ледового, айсбергового и водорослевого разноса. Главные, часто повторяющиеся пути переноса пемзы пассатными течениями отражаются, например, в осадках в виде вытянутых ареалов вулканического стекла; а преимущественное направление плейстоценовых палеотечений удастся восстановить по разносу льдами определенных петрографических разновидностей пород (Лисицын, Чернышева, 1970). Но это лишь частные случаи. В общем же трассы поверхностных течений в глубоководных фациях почти не находят отражения,

а говорить о каких-либо специфических фациальных обстановках, связанных с поверхностными течениями, нет оснований.

Однозначно не отражаются в фациях также центры круговоротов (халистазы) как таковые, хотя с некоторыми из них связаны вполне определенные мегафации (или их "ядра"). Наиболее крупными и устойчивыми во времени являются субтропические антициклонические круговороты, центры которых представляют "океанские пустыни" и метаются развитием пелагических глин. Центры циклонических круговоротов с приуроченными к ним дивергенциями, наоборот, отличаются обычно повышенной биологической продуктивностью вод, и под ними создаются условия биогенного кремне-накопления. Таким образом, не существует и специфических фаций халистаз вообще, но можно говорить о специфике фациальных обстановок в халистазах определенного типа, приуроченных к определенным климатическим зонам.

Влияние зон повышенной интенсивности вертикального перемешивания вод на осадконакопление через биосистему планктона отражается как в скоростях накопления (абсолютных массах), так и в составе осадков и микропалеонтологических остатков. Расположение этих зон в системе океанской циркуляции (дивергенций, апвеллингов, конвективного перемешивания) имеет ярко выраженный широтно-зональный характер и является одной из главных причин широтной зональности седиментогенеза. В то же время вертикальная циркуляция как закономерный элемент общей системы циркуляции океана отражает в той или иной мере в фациях и саму эту систему. Локальные аномалии вертикальной циркуляции, связанные с подводными поднятиями и островами, находят отражение в специфических фациях такого же масштабного уровня, например, в локальных фациях радиоляриевых илов у подножий некоторых поднятий.

Гидродинамика придонных вод, тесно связанная с рельефом дна, является системообразующим фактором на уровне мезо- и микрофаций. Роль ее заключается в контроле над осаждением частиц разной гидравлической крупности, в придонном переносе осадочного материала в виде рассеянной или относительно концентрированной взвеси, а также влечением по дну.

Биосистемы как фактор фациальной изменчивости

Большую роль биогенных процессов в океанском седиментогенезе неоднократно подчеркивали П.Л. Безруков, Н.М. Страхов, А.П. Лисицын и другие исследователи. В предыдущих главах данной работы было показано, что существенная доля вариаций свойств океанских осадков падает на неравномерность распределения живых организмов в Мировом океане, которая, в свою очередь, связана с изменчивостью условий их обитания в водной толще и на дне.

Биосистемы функционируют за счет солнечной энергии, трансформированной фотосинтезирующим фитопланктоном в химическую энергию органического вещества, служащего источником энерге-

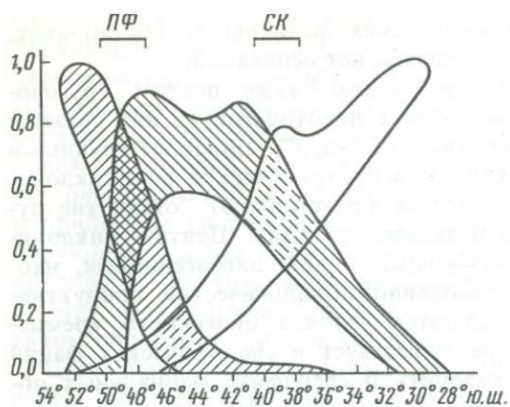


Рис. 65. Изменение соотношений комплексов планктонных фораминифер (полученных методом факторного анализа) на меридиональном разрезе к югу от Австралии (Williams et al., 1985a)

По оси абсцисс отложены широты, по оси ординат — факторные нагрузки в долях единицы. ПФ — полярный фронт, СК — субтропическая конвергенция

тически ресурсов для всех остальных звеньев пищевых цепей. Пространственная структура поля первичной продукции определяет интенсивность функционирования биосистем, а через них — распределение интенсивности биогенной седиментации. Две главные глобальные закономерности этой структуры — ее широтная (климатическая) и циркумконтинентальная зональности — отражаются, как было показано выше, в распределении планктогенных осадков, процентных содержаний и абсолютных масс биогенных компонентов, в интенсивности процессов биофильтрационного осаждения взвеси, а также в обилии и трофических группировках донной фауны. Соответственно все эти признаки могут служить индикаторами палеопродуктивности биологических систем океана. Палеопродуктивность функционально связана с распределением поверхностных водных масс и зон повышенной интенсивности их вертикального перемешивания. От нее зависят все другие элементы биосистемы океана.

Пространственная неоднородность биогенной седиментации и связанной с ней биодифференциации тех компонентов осадочного вещества, для которых существенное значение имеет миграция в растворенном виде — одна из главных причин фациальной изменчивости океанского седиментогенеза на уровне мегафаций. Широтным и циркумконтинентальным продуктивным зонам противопоставляются непродуктивные мегафациальные системы "океанских пустынь", "ядрами" которых служат центры субтропических антициклонических круговоротов с минимальным поступлением в зону фотосинтеза питательных веществ из глубинных резервуаров. По географическому положению эти "океанские пустыни" соответствуют аридным зонам Земли. Принадлежность глубоководных фаций к продуктивным или непродуктивным зонам устанавливается по комплексу признаков, среди которых особенно важны кремнистые биогенные остатки — радиолярии и диатомеи, а также концентрация и абсолютные массы органического вещества.

Через биогеографическую (в основе своей широтную) зональность сообщества планктонных, а для мелководных условий также бен-

тосных организмов отражают температуру поверхностных вод, что позволяет восстанавливать по их танатоценозам палеотемпературы, а значит, географическое положение различных по продуктивности зон (рис. 65).

Сообщества бентосных организмов являются чуткими индикаторами не только биопродуктивности (эвтрофные и олиготрофные группировки бентоса), но и динамики придонных вод, их кислородного режима, глубины. Там, где бентос становится осадкообразующим, он и создает фаціальную неоднородность. Так, активные фильтраторы — сестонофаги — обитают в условиях высокой гидродинамической активности придонных вод, а детритофаги — в затишных условиях, не препятствующих осаждению на дно органического детрита. Дефицит кислорода в придонных водах ограничивает развитие многих групп организмов и приводит к резкому сокращению видового разнообразия. Закономерности вертикальной зональности бентоса служат одним из наиболее надежных индикаторов глубины; по ней можно восстанавливать связанную с глубиной последовательность смены фаций.

Физико-химические процессы на границе вода—дно как фактор фаціальной изменчивости

Физико-химическая неравновесность поступающего на дно твердого (взвешенного) осадочного вещества по отношению к придонной и иловой воде, а также электрохимические потенциалы, возникающие на контакте твердой фазы с движущимся над ней электролитом — придонной водой, служат энергетическими предпосылками развития в контактной зоне вода—осадок (включая верхний активный слой осадков) реакций взаимодействия между твердыми и жидкими фазами. Сюда относятся: растворение биогенных CaCO_3 и опала, микробиологический и абиогенный распад органического вещества, служащий источником энергии раннедиагенетических редукционных процессов, гальмиролиз неустойчивых алюмосиликатов, в первую очередь палагонитизированного вулканического стекла с образованием аутигенных феррисмектита и филлипсита; глауконитообразование, выпадение гидроокислов Fe и Mn в виде конкреций и корок; образование фосфатных оолитов и конкреций; метасоматическая фосфатизация карбонатов. Сложные реакции взаимодействия эндогенных растворов с придонными водами и твердой фазой осадков характеризуют активные гидротермальные системы.

Все эти процессы так или иначе чувствительны к фаціальным условиям, к их изменениям в пространстве (а также во времени). Как было показано выше, в приконтинентальной области в восстановительных условиях, контролируемых концентрацией и абсолютными массами органического вещества, возникают раннедиагенетические миграционные потоки Fe, Mn, а также P, S и других элементов переменной валентности. Восстановительный характер раннего диагенеза находит отражение в комплексах аутигенных минералов, в геохимических особенностях осадков и в их цвете. По

этим признакам приконтинентальные фации уверенно отличаются от пелагических.

Последние характеризуются окислительным диагенезом, иным комплексом аутигенных минералов, красноцветностью и геохимической спецификой. Ведущим процессом физико-химического взаимодействия на границе вода—дно здесь является зависящее от глубины растворение биогенного CaCO_3 , а также растворение биогенного кремнезема, контролируемое его продукцией и скоростью захоронения. Развитие процессов растворения, гальмиролиза и аутигенного минералообразования на контакте вода—дно, в том числе образование железомарганцевых конкреций, находится в обратной зависимости от скоростей осадконакопления. Раннедиагенетическая миграция Mn к контакту вода—дно, где он связывается в седиментационно-диагенетических железомарганцевых конкрециях, становится существенной при сочетании медленных темпов осадконакопления с развитием реакций восстановления Mn в верхнем слое осадков. Такие условия реализуются в фациях радиоляриевых глин экваториальной зоны.

ОТНОШЕНИЕ ФАЦИАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ОКЕАНСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА К ШИРОТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Широтная (климатическая) зональность океана суммирует действие разнообразных экзогенных факторов океанского седиментогенеза и сказывается в той или иной мере на всех осадочных фациях. Она затрагивает как геовещественный, так и энергетический аспекты фациальных систем разных уровней организации. Информация о климатических зонах кодируется процессами седиментогенеза и сохраняется с теми или иными потерями в определенных признаках осадков, по которым удается восстановить широтное положение ископаемых фаций в океанах геологического прошлого.

Климатические различия между разными географическими зонами отражаются в фациальной изменчивости океанских осадков не прямо, а через цепь взаимообусловленных процессов, включая взаимодействие океана и атмосферы, формирование широтно-зональной структуры полей температуры, солености, гидрохимических характеристик поверхностных вод, циркуляцию поверхностных и глубинных вод, питание океана терригенным материалом за счет климатически обусловленной составляющей денудации суши, циркуляцию в атмосфере над океаном (эоловый разнос терригенного и вулканогенного материала), распространение льдов (ледовый транспорт осадочного материала), функционирование биосистем.

В итоге сложного опосредования, а также из-за присущей им нестабильности границы между главными климатическими поясами планеты не выражены на дне океана в четких фациальных переходах. Климатические особенности зон отражаются в одних (климато-сенсорных) фациях, тогда как другие фациальные системы могут быть относительно мало чувствительны к климатическим факторам и их изменениям. Типоморфные климато-сенсорные фации и фациальные признаки сосредоточены в "ядрах" широтных зон, между которыми

расположены развернутые переходные зоны. Широотно ориентированные переходы между мегафациальными зонами отражают не столько климатические, сколько океанологические или гидробиологические рубежи, имеющие разную природу в пелагических и приконтинентальных областях.

Широтная зональность седиментогенеза проявляется наиболее ярко в пелагических областях океанов, где доминирующим (системообразующим) является планктонный процесс седиментации, сосредоточенный в поверхностных водных массах, распределение и циркуляция которых имеет здесь четкую широтно-зональную структуру при малом значении меридиональной составляющей. Широотно ориентированы границы водных масс — фронты, а также дивергенции — источники поступления питательных веществ. Существование мегафациальных широтных зон пелагической области — продуктивных (экваториальной, двух умеренных) и непродуктивных (аридных) — причинно обусловлено структурой поля первичной продукции, которое, в свою очередь, связано с распределением и свойствами (содержанием питательных веществ, температурой, соленостью, интенсивностью вертикального перемешивания) поверхностных водных масс. Границы зон отмечены фациальными переходами, о природе которых уже говорилось выше.

В приконтинентальных областях доминирует вдольбереговая составляющая циркуляционных систем, а структура полей гидрологических характеристик водных масс существенно отклоняется от широтно-зональной. Доминирующим (системообразующим) является придонный и глубинный перенос терригенного материала, независимый от поверхностных вод и климатически-зональных их параметров. Широотно зональность проявляется здесь главным образом в поставке терригенного материала с континентов: усиленной за счет более интенсивной денудации в гумидных зонах, ослабленной в аридных и ледовых. Установлены существенные качественные отличия этого материала, отражающие различное в разных климатических зонах соотношение продуктов химического и физического выветривания.

Специфика процессов седиментогенеза в разных климатических зонах океана с исчерпывающей полнотой изложена в работах А.П. Лищицына (1974, 1978, 1981, 1982), а также в работах Ю.А. Богданова (1980; Богданов и др., 1981), Е.М. Емельянова (1981; Емельянов и др., 1975), Д.Е. Гершановича (1981) и других авторов. В разных главах данной работы я также указывал на отражение широтных зон в конкретных фациальных признаках осадков. Чтобы не повторяться, я ограничусь здесь лишь кратким перечислением основных индикаторов климатических зон.

Универсальным климатосенсорным показателем является состав танатоценозов планктонных и мелководных бентосных организмов, но его применение для палеоокеанологических реконструкций лимитируется знаниями об экологии и биогеографии вымерших таксонов. Индикаторами продуктивных зон служат кремнистые планктонные организмы, причем соотношение радиолярий и диатомей позволяет различить умеренные пояса кремненакопления (преобла-

дают диатомей) от экваториального (преобладают радиолярии). Некоторую информацию о тепловодности или холодноводности дает видовое разнообразие сообществ. Разработаны микропалеонтологические и изотопные критерии палеотемператур, позволяющие восстанавливать поля температур поверхностных и придонных вод.

Из абиотических индикаторов широтных зон упомяну грубообломочный материал припайно-ледового и айсбергового разноса, характеризующий соответственно условия приполярных и ледовых зон; золотый материал, свойственный аридным зонам; хемогенные карбонаты, в том числе оолиты аридных зон и шамозит экваториальной гумидной зоны; фосфориты прибрежных апвеллингов аридных зон.

СВЯЗЬ ОКЕАНСКИХ ФАЦИЙ С ТЕКТОНИКОЙ

Влияние тектоники на океанский седиментогенез начинается с обособления на лике Земли океанских впадин — субаквальных бассейнов седиментации и континентальных поднятий, служащих источниками поступления терригенного материала в океанские бассейны. Расположение континентов и размеры океанских впадин предопределяют размещение приконтинентальных и пелагических мегафациальных областей. Неотектонические структуры континентов оказывают через макрорельеф и распределение эрозионных систем влияние на интенсивность выноса в океан терригенного материала, а тем самым на ширину приконтинентальной области. Геологическое строение континентов — размещение в пределах водосборных площадей океанов питающих макропровинций складчатых поясов, платформ, щитов с разным по составу петрофондом — отражается в океанских фациях (прежде всего приконтинентальных) через минеральный состав терригенных компонентов осадков.

Тектонически активные границы литосферных плит, со свойственными им вулканизмом и сейсмичностью, обособляются в системе океанского седиментогенеза как мегафации подвижных поясов — срединно-океанских или окраинно-океанских. Эти пояса служат главными поставщиками вулканогенного и эксгальционного материала. Количественные и качественные характеристики эндогенного вещества в двух главных типах подвижных поясов различны, что позволяет отличить их друг от друга по определенным фациальным признакам осадков. В подвижных поясах сосредоточена сейсмическая активность океана, участвующая в фациальных системах как агент гравитационного перемещения осадочных масс, а также как возбудитель волн цунами — мощного гидродинамического агента размыва и транспортировки осадочного материала. Тектонические движения служат главным фактором дробления коренных пород дна и подготовки этим путем эдафогенного материала (Мурдмаа, 1976).

Тектонический и вулканический рельеф дна океана создает через контролируемые им экзогенные процессы основу разнообразия фациальных обстановок. Эволюция тектонических структур океана, связанная с горизонтальными и вертикальными движениями литосферных плит, отражается в закономерностях латеральной и вертикальной смены фациальных комплексов геотектонического ранга.

Отражение в фациях тектонических структур

Чаще всего под связью фаций (или осадкообразования) с тектоникой понимается влияние тектонических движений, их типа, направленности, скорости либо в самом бассейне седиментации, либо в соседних областях сноса. Доминирование в океане некомпенсированного глубоководного осадконакопления выдвигает на первое место иные зависимости: связь фаций с тектоническим рельефом (часто не зависящая от направленности развития морфоструктур), с планом размещения источников терригенного (континенты, острова), вулканогенного и эксгалационного материала, а также эдафогенных продуктов тектонического дробления пород дна.

Влияние тектоники на седиментогенез через фациальные индикаторы тектонических структур носит статический характер в том смысле, что тектоника выступает здесь как заранее заданная основа фациальных обстановок, не меняющаяся в ходе функционирования данных фациальных систем. Фации отражают тектонические структуры в определенный момент эволюции, подобно стоп-кадру геологической летописи. Запечатленная в фациальных изменениях разновозрастных отложений информация о тектонических структурах, расшифрованная на основании актуалистических моделей связи фаций с тектоникой в современном океане, может быть использована при палеотектонических реконструкциях океанов геологического прошлого. Источником такой информации могут служить, в частности, осадочные образования, связанные с офиолитовыми комплексами складчатых поясов континентов, представляющими остатки земной коры древних океанов (Пейве, 1969, 1975; Пейве и др., 1971).

Выше было показано, что все крупнейшие тектонические структуры океана (подвижные пояса, талассократоны, пассивные и активные континентальные окраины) и их главные элементы (структурные зоны) обладают своей спецификой фациальной организации седиментогенеза, что находит отражение в типоморфных фациальных признаках осадков.

Пассивные континентальные окраины (см. гл. V) выражены рядом макрофаций: а) береговой зоны, с локальным развитием очень быстрой (лавинной) седиментации, крайне нестабильной во времени и в пространстве, контролируемой эвстатическими колебаниями уровня океана; б) открытого шельфа, где на современном этапе доминируют условия высокой гидродинамической энергии, неустойчивой аккумуляции и транзита осадочного материала; в) континентального склона, с широким развитием подводно-кольвиальных (гравитационных) отложений, сочетающихся с тонкозернистыми гемипелагитами; г) континентального подножия с максимальной интенсивностью и устойчивостью глубоководного осадконакопления, приводящего, возможно, к изостатическому погружению основания; д) приконтинентальных абиссальных равнин с фациями дистальных турбидитов и гемипелагитов, отличающихся от отложений континентального подножия уменьшением мощностей и средних скоростей накопления, появлением свойств пелагического седиментогенеза.

Граница между континентальной и океанической земной корой

проходит под континентальным подножием, где она выражена в структуре фундамента системой сбросов, образовавшихся при расколе континента в начальную стадию рифтообразования. Эта структура отражена в специфических фациях асимметричных грабен, которые описаны по материалам сейсмопрофилирования и глубоководного бурения на окраинах Калифорнийского, Мексиканского и Бискайского заливов, а также по геологическим наблюдениям на суше.

Тектонические структуры ложа океана отражаются в пелагических и приконтинентальных фациях главным образом через зависимость экзогенных процессов осадкообразования от тектонического и вулканического рельефа. Закон критической глубины карбоната накопления предопределяет приуроченность фаций известковых осадков к положительным морфоструктурам, а бескарбонатных — к отрицательным. Фациями пелагических известковых осадков метаются срединно-океанские хребты (дивергентные границы литосферных плит) и все достаточно высокие поднятия ложа океана, представляющие собой утолщения океанской коры (за счет внутриплитного вулканизма или тектонического "скупивания"). Вулканический фундамент этих структур проявляется в фациях эдафогенных образований (глыбовых и щербнистых осыпей, где эдафогенные обломки служат ядрами железо-марганцевых конкреций, особенно там, где склоны поднятий образованы разломами, а также в фациях неотложения в виде покрытых железо-марганцевыми корками подводных обнажений.

Последовательное погружение ложа океана по мере удаления от оси спрединга и соответствующего увеличения возраста базальтового фундамента приводит к образованию мегафациального ряда расширяющегося океана. Фации известковых осадков на флангах срединного хребта (вблизи оси спрединга металлоносные) сменяются у подножия пелагическими фациями бескарбонатных осадков дна котловин, которые, в свою очередь, при приближении к континентальным окраинам переходят в приконтинентальные фации гемипелагитов (у активных окраин с тэфрой андезитового пояса).

Мегафации окраинно-океанских подвижных поясов (см. гл. VIII) характеризуются сочетанием субаквальных фаций разной глубинности (вплоть до ультраабиссальных) с вулканическими (в основном субазральными) фациями андезитового пояса. Продукты андезитового вулканизма в осадках служат одним из наиболее показательных признаков этих мегаструктур. Отдельные макроструктуры (ранга структурных зон складчатых областей) — котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба — отражаются в специфических фациальных комплексах. Фациальная организация этих комплексов управляется выраженными в рельефе тектоническими структурами через зависящие от них экзогенные (прежде всего гидродинамические) процессы, а также поступлением вулканического, терригенного и эдафогенного материала.

Срединно-океанские подвижные пояса (зоны спрединга) отражены в фациальных комплексах рифтовых зон, трансформных разломов и менее отчетливо — в фациях удаленных от оси спрединга флан-

гов срединных хребтов (см. гл. IX). Главными фаціальными индикаторами этих мегаструктур являются продукты глубоководного толеит-базальтового вулканизма и гидротермальной деятельности (рифтовые зоны), а также эдафогенный материал офиолитового состава (трансформные разломы). Характерно сочетание осадочных (особенно пелагических), вулканогенно-осадочных и эксгаляционно-осадочных отложений с толеитовыми базальтами и гидротермальными образованиями, а в трансформных разломах — эдафогенных отложений с тектонически перемещенными глубинными породами офиолитовой ассоциации (особенно апоперидотитовыми серпентинитами) и с их тектонизированными разностями.

Важным индикатором определенных тектонических структур служит эдафогенный материал, распространенный преимущественно в приразломных фациях. Особенно ценную информацию содержат эдафогенные продукты разрушения глубинных пород офиолитовой ассоциации — гипербазитов, габброидов, metabазитов, серпентинитов. Четко различимые "офиолитовые" комплексы обломочных минералов и обломков пород указывают прежде всего на подъем к поверхности дна с глубинных слоев океанской коры исходных пород, т.е. на большую амплитуду вертикальных перемещений тектонических блоков. Во-вторых, массовое поступление эдафогенного материала свидетельствует о тектоническом дроблении пород в разломах, а значит, об активности последних. Особенно интенсивны должны быть процессы дробления, раздавливания и растирания (милонитизации) пород на плоскостях надвигов и в подошве тектонических покровов. Выходы этих плоскостей (в том числе зон меланжа в океанской коре) на поверхность дна в разломах, вероятно, служат одним из важнейших источников эдафогенного материала офиолитового состава.

Эдафогенный материал офиолитового состава наиболее распространен в активных участках трансформных разломов срединно-океанских хребтов и глубоководных желобов, реже он встречается во внутриплитных разломах ложа океана.

Отражение в фациях тектонических движений

В предыдущем разделе я уже коснулся вопроса о влиянии динамики литосферных плит, а также локальных движений по разломам на статическую картину фацальной организации океанского седиментогенеза. На движущихся литосферных плитах фацальная обстановка, однако, не остается неизменной во времени, поскольку для каждой точки поверхности дна перемещение в горизонтальном или вертикальном направлениях означает изменение экзогенных условий, что приводит к соответствующим изменениям процессов седиментогенеза.

Фацальные системы функционируют как квазистационарные на определенном участке движущейся плиты до тех пор, пока изменения системообразующих факторов, вызванные перемещением плиты, не превысят критических для этой системы значений. Переход через критические (барьерные) зоны приводит к прекращению дейст-

вия в данной точке прежней системы, к ее замене другой, ранее расположенной рядом, либо зародившейся заново. В геологических разрезах это выражено вертикальной сменой фаций.

Длительно воздействующие в квазистационарном режиме макрофациальные системы создают устойчивые парагенетические ассоциации осадков (пород), соответствующие геологическим формациям (Мурдмаа, 1979в; Безруков, Мурдмаа, 1971). Горизонтальные перемещения литосферных плит приводят к тому, что в каждый момент геологического времени существует рассмотренный выше мегафациальный ряд расширяющегося океана, а в историческом плане границы между отдельными его элементами (макрофациями) смещаются по отношению к движущемуся фундаменту в направлении зоны спрединга, находясь при прочих неизменных условиях на стабильном расстоянии от последней.

Образуется латеральный ряд геотформаций со "скользящими" по возрасту верхними и нижними границами, соответствующими прохождению плиты через фациальные границы — КГК и границу пелагической области. Последовательные этапы движения плиты фиксируются в вертикальном формационном ряду окраин ложа океана.

Помимо такой универсальной для расширяющегося океана закономерности, движение литосферных плит в меридиональном направлении через разные климатические зоны находит отражение в климато-сенсорных признаках фаций — в вертикальной смене фаций продуктивных и непродуктивных зон океана, холодноводных и тепловодных комплексов микроорганизмов и т.п. Эти признаки, расшифрованные с помощью актуалистических моделей, служат дополнительным критерием восстановления траекторий движения литосферных плит.

Тектоническое погружение фиксируется в вертикальной смене мелководных фаций глубоководными на многих подводных горах (гайотах), подводных хребтах и возвышенностях. Мы наблюдали такие разрезы: это перекрытие мелководных известняков рифовых и лагунных фаций умеренно глубоководными пелагическими в скважинах глубоководного бурения в северо-западной части Атлантического океана (Мурдмаа, 1979д) и на гайотах Императорских гор в Тихом океане (Murdmaa et al., 1980), а также при геологических работах на многочисленных гайотах Тихого и Индийского океанов. Нахождение мелководных фаций на несвойственных им современных глубинах позволило, например, Ю.М. Пущаровскому и П.Л. Безрукову (1973) обосновать гипотезу о значительных опусканиях дна восточной части Индийского океана. По смене мелководных фаций глубоководными восстанавливаются не только сам факт погружения, но и его амплитуда и скорость (см., например: Benson, Sheridan et al., 1978; Jackson, Koizumi et al., 1980).

В заключение следует указать, что при доминировании некомпенсированного осадконакопления в океане имеются также фациальные системы, длительное функционирование которых требует постоянного погружения. К ним относятся прежде всего рифовые комплексы, мощность которых прямо соответствует абсолютной величине опускания основания.

Океанские геологические формации

К океанским осадочным и вулканогенно-осадочным формациям отнесены крупные осадочные тела, обособленные по составу (парагенетическим ассоциациям литолого-фациальных и генетических типов донных отложений) и макрофациальным обстановкам накопления, обладающие единими чертами внутреннего строения и условий залегания. Формации рассматриваются здесь прежде всего как тектонические категории, что не исключает важное значение других аспектов их образования, в том числе климатических. Каждая из формаций (формационных типов) характеризует определенные макроструктуры океанской земной коры на разных стадиях ее развития — от генерации в зонах спрединга до поглощения в зонах субдукции.

В осевых *рифтовых зонах* срединно-океанских хребтов и малых океанских бассейнов в процессах подводного вулканизма, связанного со спредингом океанского дна, создается толеит-базальтовая формация второго слоя океанской земной коры — фундамент осадочного чехла всех океанских бассейнов. Кроме толеитовых базальтов (пиллоу-лав, массивных лавовых потоков, покровов типа лавовых озер, силлов и даек) в состав формации входят в подчиненном количестве гидротермальные и вулканокластические образования, сосредоточенные в ее верхних горизонтах. Среди вулканокластитов широко распространены глыбовые и щебнистые подводно-осыпные отложения, состоящие из фрагментов пиллоу-лав с наполнением из известковых пелагических осадков (нано-фораминиферовых илов).

Почти на всем протяжении мировая система срединно-океанских хребтов находится в пределах пелагической мегафациальной области, что предопределяет накопление здесь пелагических осадочных формаций. Глубина океана над гребнем срединно-океанских хребтов (осью спрединга), как правило, не выходит за пределы 2700 ± 300 м. На таких глубинах во всей пелагической области Мирового океана происходит в современную эпоху биогенное карбонатонакопление, количественно (по абсолютным массам) подавляющее все другие процессы седиментогенеза.

Пелагические карбонатные формации срединно-океанских хребтов, представленные макрофациями их флангов, в целом литологически сходны с одноименными формациями поднятий ложа океана, но отличаются рядом специфических особенностей, причинно обусловленных тектонической обстановкой. В грабеноподобных депрессиях фундамента с их крутыми склонами накапливаются в результате деятельности локальных турбидных потоков толщи известковых биотурбидитов мощностью до 500—600 м, которые латерально сменяются сокращенными по мощности разрезами известковых пелагитов и обширными зонами отсутствия осадков (т.е. поверхностями перерывов).

Еще более ярко специфика карбонатных формаций срединных хребтов выражена в развитии базального (надбазальтового) металлоносного слоя, ареал которого тем больше, чем выше скорость спрединга. По мере удаления от гидротермально активной осевой зоны хребта, влияние эксгаляций ослабевает и постепенно сходит на нет, наблюдается фациальный переход от металлоносных к нор-

мальным пелагическим осадкам. Во вскрытых скважинами глубоководного бурения разрезах карбонатной формации этот фациальный переход отражен в вертикальной смене надбазальтового металлоносного слоя обычными известковыми илами.

Накопление пелагической карбонатной формации срединно-океанского хребта в любой широтной зоне ограничено во времени нахождением поверхности океанской плиты гипсометрически выше КГК. Длительность прохождения участка океанской коры от места формирования на оси спрединга до погружения ниже КГК на подножии срединного хребта в среднем составляет для кайнозоя около 30 млн. лет (Кеннетт, 1987).

После пересечения опускающейся по мере удаления от оси спрединга плитой уровня КГК карбонатонакопление на ней прекращается, сменяясь медленной аккумуляцией пелагических глин, кремнистых или кремнисто-глинистых илов. В разрезе мы будем иметь перекрытые карбонатной формации одним из климатических типов бескарбонатных пелагических формаций. Любой же временной срез покажет в одновозрастном горизонте фациальный переход от карбонатных осадков к бескарбонатным, который метит положение плиты на уровне КГК.

Сказанное относится к крупным "зрелым" океанским бассейнам с хорошо развитыми срединными хребтами, отделенными от континентальных окраин глубоководными котловинами. В малых океанских бассейнах, вроде Калифорнийского залива, где формирование океанской коры в процессе спрединга началось сравнительно недавно, имеется только рассеянный трансформными разломами рифтовая зона, с двух сторон ограниченная пассивными континентальными окраинами. Из-за малой ширины и близости континентальных источников терригенного материала пелагическая область в таких бассейнах отсутствует и на вновь образованный базальтовый фундамент ложатся приконтинентальные терригенные толщи (см. гл. IX).

На дне океанских котловин наблюдается продолжение латерального формационного ряда расширяющегося океана, начало которого было заложено в рифтовой зоне срединно-океанского хребта. Например, на Тихоокеанской плите, движущейся от Восточно-Тихоокеанского поднятия к зонам субдукции, на северо-западной окраине океана наблюдается фациальный переход от известковых осадков хребта к бескарбонатным пелагическим глинам или (в экваториальной зоне) к кремнисто-глинистым радиоляриевым илам дна котловин. На западной границе пелагической области осуществляется фациальный переход от этих пелагических илов к приконтинентальным гемипелагитам.

Продолжительность накопления бескарбонатных пелагических формаций определяется временем прохождения океанской плиты от подножия срединного хребта до границы приконтинентальной (гемипелагической) области, а значит, зависит от скорости спрединга и от расстояния до зоны субдукции. В северо-западной части Тихого океана пелагическая цеолитово-глинистая формация продолжает в настоящее время накапливаться над корой позднеюрского и ранне-

мелового возраста, а значит, условия накопления бескарбонатных пелагических формаций существовали на Тихоокеанской плите в течение 100—120 млн лет.

При подходе плиты к приконтинентальной области над пелагическими бескарбонатными формациями начинают накапливаться сероцветные гемипелагические формации. Вертикальная смена формаций имеет "скользящий" возраст, увеличивающийся в сторону зоны субдукции. Переход прослежен в скв. 436 на океанском краю Японского желоба (Scientific Party, 1980) (см. рис. 35, 36). В основании вскрытого разреза здесь залегают окремненные радиоляриевые илы мелового возраста, над ними — около 20 м пелагических глин, возраст которых охватывает интервал от эоцена до раннего миоцена. Кверху они постепенно сменяются серыми гемипелагитами неоген-четвертичного возраста, образующими типичную для северо-западной окраины Тихого океана кремнисто-туффитово-глинистую гемипелагическую формацию. В ее основании выделяется 20-метровый среднемиоценовый переходный слой диатомово-радиоляриевых глин с промежуточными свойствами (Murdmaa et al., 1980).

На ранних стадиях раскрытия океанов с пассивными континентальными окраинами типа Атлантического дно котловин занято формациями, однотипными на всем их пространстве. Как правило, это приконтинентальные формации, хотя на отдельных этапах геологической истории устанавливалась пелагическая обстановка седиментогенеза.

Формационные разрезы большинства изученных путем бурения *внутриплитных подводных возвышенностей* однотипны. В основании залегают эффузивные и вулканогенно-обломочные формации, отличающиеся от срединно-океанских как по петрологическим особенностям вулканитов (присутствие дифференцированных щелочнобазальтовых и пикритовых членов), так и по гораздо более широкому развитию вулканокластитов. На вершинах возвышенностей и гор обычно развиты вулканиты наземных (островных) и мелководных извержений.

Над вулканическим основанием залегает толща мелководных рифовых и бентогенно-детритовых известняков, образовавшаяся сразу после прекращения вулканической активности, в начале погружения структур. Многочисленные современные аналоги этой стадии — коралловые атоллы. Разрез завершается умеренно-глубоководной пелагической карбонатной формацией, сложенной разнообразными литологическими формациями с планктоногенными наннофораминиферовых известковых осадков.

В *окраинно-океанских подвижных поясах* выделяются формации главных их структурных элементов — глубоководных желобов, горных сооружений, островных дуг и задуговых бассейнов с субокеанским типом земной коры (см. гл. VIII). Для горного сооружения островной дуги наиболее характерна вулканограувакковая формация, состоящая из тефрогенных и вулканотерригенных песчаных, алевритовых, в меньшей мере гравийно-галечных отложений, по минеральному составу близких к вулканитам андезитового ряда. Помимо граувакк, сюда входят пироксен-плаггиоклазовые и витрокластические разности песков. В тропических широтах наряду с вулканограувакковой на

гребне дуги развивается рифовая карбонатная формация, отличающаяся от океанских рифовых сочетанием биогенного известкового материала с вулканокластикой.

В глубоководных желобах накапливаются различные варианты туффито-биогенно-терригенных формаций, чаще сероцветных гемипелагических (Алеутский, Курило-Камчатский, Филиппинский, Яванский), но иногда, в удаленных от источников терригенного материала остро-водужных системах (Марианском, Тонга-Кермадек), — красноцветных, с пелагическим типом фоновой седиментации. В условиях интенсивного поступления глинистого терригенного материала и повышенной биопродуктивности вод в Японском желобе, например, начиная со среднего миоцена накапливается туффито-кремнисто-терригенная гемипелагическая формация. Мощности ее меняются от первых сотен метров в средней части островного склона желоба и на его океанском склоне до нескольких километров у подножия островного склона, где раздув толщи связан частично с гравитационным перемещением масс осадков, подводными оползнями и перемывом в виде нефелоидных потоков, а частично — с тектоническим скупиванием в условиях сжатия при субдукции.

На склонах желобов со слабым терригенным питанием, примером которых может служить Марианский желоб, образуется туффито-глинисто-кремнисто-эдафогенная преимущественно красноцветная формация. Для нее особенно характерны эдафогенные отложения от грубообломочных щебнистых и глыбовых до песчано-алевритовых, сложенные продуктами тектонического дробления обнажающихся на склонах пород офиолитовой ассоциации — гипербазитов, габброидов, базальтов и их метаморфизованных разностей.

В задуговых бассейнах (котловинах окраинных морей с субокеанской корой) характер формаций, как и в желобах, контролируется интенсивностью поступления терригенного материала и условиями биогенной седиментации. В котловинах Берингова, Охотского и Японского морей развивается неоген-четвертичная кремнисто-глинистая формация, в составе которой сочетаются диатомово-глинистые гемипелагиты и терригенные дистальные турбидиты с прослоями витрокластической тефры. Мощность формации достигает, по сейсмическим данным, нескольких километров. Залегает она горизонтально, с заполнением впадин фундамента и прислонением к склонам, как это свойственно "турбидитным" абиссальным равнинам.

В пелагических условиях ничтожного поступления терригенного материала, в бассейнах типа Западно-Марианской котловины (Пересе-Вела) в Филиппинском море, на базальтовом фундаменте, образовавшемся в ходе задугового спрединга, накапливается кремнисто-глинисто-туффитовая красноцветная пелагическая формация (Kroenke, Scott et al., 1980). В ее составе витрокластическая тефра островодужного субаэрального вулканизма сочетается с пелагическими глинами и глинисто-кремнистыми биогенными илами. В менее глубоководных задуговых бассейнах, где глубина не превышает КГК (например, в бассейне Лау), накапливается карбонатно-туффитовая формация, главными компонентами которой являются витрокластическая тефра и биогенный (нанно-фораминиферовый) материал.

ФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ДНЕ ОКЕАНА

Все известные рудопроявления осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса на дне океана обнаруживают отчетливую приуроченность к определенным фациям (или фациальным комплексам), имеют с ними тесные генетические или парагенетические связи, а следовательно, могут рассматриваться как закономерные компоненты фациальных систем. Очевидна также связь с фациями нерудных и горючих полезных ископаемых.

Образование геологических тел с высокими концентрациями полезных компонентов в седиментогенезе зависит не только от источников этих компонентов, а даже в большей мере от условий их концентрирования в ходе осаждения, т.е. от процессов дифференциации осадочного материала и от наличия подходящих обстановок (ловушек), в которых полезные компоненты могут накапливаться в достаточных количествах, избегая рассеивания и разбавления. Эти общие положения теории осадочного рудообразования (Страхов, 1960—1962) применимы в полной мере и к океану.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ (ЖМК)

Опыт исследования полей ЖМК, представляющих собой многокомпонентные конкреционные руды Mn, Ni, Cu, Co и, возможно, некоторых других цветных, редких и благородных металлов, привел нас к однозначному выводу об определяющем значении фациальных условий в формировании как количественных (концентрация на площади), так и качественных (содержание полезных компонентов) характеристик этого нового вида потенциального сырья (Мурдмаа и др., 1976б; Скорнякова, Зенкевич, 1976; Скорнякова, 1976б; Скорнякова и др., 1976, 1981, 1983; Skornyakova, 1979). Доминирующее влияние фациального фактора в создании пространственной изменчивости концентрации и состава ЖМК, выявленное эмпирически на основании изучения закономерностей распределения этих показателей, было подтверждено статистическими расчетами (Frazier, Fisk, 1980; Скорнякова, Ванштейн, 1983).

Все попытки связать количественные и качественные показатели полей ЖМК непосредственно с тектоническими структурами или проявлениями вулканизма дали либо неопределенные результаты, либо привели к ошибочным выводам из-за неполного учета фактических материалов. Связь ЖМК с тектоническими структурами дна, как мы убедились, имеет во всех случаях опосредованный характер: выражает зависимость конкрециеносных фаций от тектонического и вулканического рельефа, а не от тектонической природы этих структур, а тем более не от локальной поставки эндогенного вещества. Не отрицая участия (даже значительного) эндогенного вещества в поставке рудных компонентов (прежде всего Mn) в си-

стему океанского седиментогенеза, мы подчеркивали (Скорнякова и др., 1981), что нет никаких твердо установленных факторов, которые подтвердили бы пространственную приуроченность рудных залежей ЖМК к вулканически активным регионам. Скорее, наоборот, зоны наиболее активного вулканизма либо вообще лишены конкреций, либо характеризуются конкреционными образованиями гидротермального генезиса, резко отличающимися по составу от пелагических ЖМК.

Глобальные и региональные закономерности распространения рудных полей ЖМК

К настоящему времени работами советских и зарубежных исследователей выявлены основные закономерности распространения и вариаций состава ЖМК, а также их плотных (рудных) скоплений на дне Мирового океана (Скорнякова, 1976б; Скорнякова и др., 1979; Скорнякова и др., 1981; Calvert, 1977; Cronan, 1977; Horn et al., 1973; Piper, Williamson, 1977; Price, Calvert, 1970). Сопоставление этих закономерностей глобального и регионального масштабов с рассмотренной в данной работе схемой фациального районирования океана позволяет охарактеризовать конкреционность и геохимическую специализацию разных мега- и макрофацций, разработать на этой основе фациальные критерии прогнозирования богатых полей ЖМК.

Различные формы конкреционных аутигенных образований гидрокислов Fe и Mn обнаружены на дне океана в широком диапазоне фациальных условий: на шельфе, континентальном склоне, на дне океанских котловин как приконтинентальной, так и пелагической области, на подводных поднятиях и в глубоководных желобах, во всех широтных зонах. При такой разнообразии природных обстановок, в которых возможно образование ЖМК, твердо установлена приуроченность конкреционного рудообразования к пелагическим областям океанов, где оно не подавляется крайне медленно протекающими здесь процессами осадконакопления. Все сколько-нибудь значительные поля повышенной продуктивности ЖМК расположены в пелагических областях, главным образом в Тихом и Индийском океанах, где эти области развиты наиболее широко, а их специфические свойства (прежде всего низкие скорости осадконакопления) особенно отчетливо выражены.

В пределах пелагических областей сохраняется обратная связь концентрации и плотности залегания ЖМК со скоростями осадконакопления. Мы объясняем эту связь ростом конкреций на границе вода—дно, продолжающемся только до их захоронения под слоем осадка. Если не допускать "всплывания", выталкивания или иных процессов длительного поддерживания конкреций на поверхности накапливающегося осадка, то по меткому выражению П.Л. Безрукова, поле конкреций представляет собой поверхность современного стратиграфического перерыва (Скорнякова и др., 1976, 1981; Безруков, 1971). Необходимая для образования залежей ЖМК длитель-

ность перерыва зависит в таком случае от скорости нарастания рудной оболочки, величины, которую до сих пор не удалось достаточно надежно определить.

Обширные эмпирические данные свидетельствуют о возможности формирования залежей конкреций при средних скоростях четвертичного осадконакопления не более 1 мм/1000 лет. Н.М. Страхов (1976) считает максимальной критической скоростью осадконакопления, при которой еще возможен рост конкреций, 3 мм/1000 лет, но эта величина кажется нам завышенной. Скорее всего, образование залежей ЖМК зависит не столько от средних скоростей осадконакопления, сколько от неравномерности и прерывистости аккумуляции. Приуроченность к областям минимальных скоростей осадконакопления в таком случае объясняется большей вероятностью существования в этих областях условий "неотложения" пелагических осадков, а не самими величинами средних скоростей. Так, детальные исследования в рудной провинции Кларион-Клиппертон (Скорнякова, 1986; Скорнякова, Мурдмаа, 1986) позволили выдвинуть концепцию формирования рудных залежей конкреций диагенетического типа, богатых Mn, Cu и Ni, под действием резко переменных скоростей пелагического осадконакопления, обусловленных длиннопериодными флуктуациями придонных течений.

Главные поля с частой встречаемостью высоких (рудных) концентраций ЖМК связаны со следующими фациальными комплексами:

1) с фациями эпелагических глин и их мергелистых разностей, развитыми под центрами субтропических антициклонических круговоротов течений, на холмистых равнинах дна океанских котловин, глубже карбонатного лизоклина, а в значительной мере глубже КГК, где низкие скорости осадконакопления обусловлены малой биопродуктивностью поверхностных вод, ничтожным поступлением терригенного материала и растворением CaCO_3 ;

2) с фациями радиоляриевых глин и их мергелистых разностей в экваториальной зоне, в условиях интенсивных придонных течений, обуславливающих прерывистость и неравномерность пелагического осадконакопления, а как следствие — малые средние его скорости в позднечетвертичное время;

3) с фациями диатомовых илов приантарктического пояса, где прерывистость кремненакопления также обусловлена интенсивными придонными течениями;

4) с фациями "неотложения" и замедленного (за счет размыва течениями) пелагического карбонатакопления на вершинах и расчлененных склонах подводных гор, хребтов и возвышенностей, где наряду с конкрециями широко развиты рудные корки на обнажениях коренных пород дна, а также на эдафогенных глыбовых осыпях и подводно-элювиальных образованиях.

Названные четыре главных фациально обусловленных типа рудных провинций различаются по величинам продуктивности ЖМК (кг/м^2), степени неравномерности их распределения и по составу (геохимической специализации) руд. Различны также преобладающие

морфогенетические типы ЖМК, отражающие изменения механизма их образования в разных фациальных обстановках (Скорнякова, 1986; Скорнякова и др. 1983; Скорнякова, Мурдмаа, 1986).

Для фаций *эпелагических* глин и мергельных илов (тип 1 рудных полей) характерны плотные сравнительно выдержанные залежи ($10\text{--}20$ кг/м², максимально до 70 кг/м²) крупных сферических конкреций, преимущественно седиментационных (с незначительным участием диагенетической поставки Mn), отличающиеся повышенной железистостью (Mn/Fe равно $1\text{--}2,5$), относительно низким содержанием Cu (обычно в пределах $0,2\text{--}0,6\%$) и Ni ($0,4\text{--}0,7\%$), при несколько повышенных значениях концентрации Co ($0,3\text{--}0,4\%$, максимально до $0,6\%$). Сумма Cu+Ni+Co в них, как правило, меньше $1,5\%$. Наиболее отчетливо эти особенности выражены в Южно-Тихоокеанском поле, приуроченном к макрофации *эпелагических* глин холмистой равнины северной части Южной котловины Тихого океана. Здесь встречена максимальная для абиссальных фаций продуктивность ($50\text{--}70$ кг/м²), причем в 79% дночерпательных проб с конкрециями продуктивность оказалась больше 5 кг/м², а в 50% случаев — больше 15 кг/м².

В *экваториальной* зоне распространения радиоляриевых илов (тип 2) в макрофациях мелкохолмистых и волнистых абиссальных равнин дна котловин Тихого и Индийского океанов, поля ЖМК характеризуются резкой изменчивостью продуктивности, состава и морфогенетических типов, тесно связанной с фациальным разнообразием. В целом ЖМК этой зоны обогащены Cu, Ni, их суммой, а также Mo, Zn, концентрации которых коррелируют с величиной отношения Mn/Fe.

Наиболее богаты Ni и Cu конкреции западной половины северной приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана, в так называемой рудной провинции Клариион-Клиппертон. Эта провинция — пока единственный район Мирового океана, где высокое количество конкреционных руд (по сумме Cu+Ni) сочетается с достаточно большой продуктивностью ЖМК, в связи с чем она представляет первостепенный интерес для практического освоения.

В провинции Клариион-Клиппертон продуктивность ЖМК меняется в широких пределах — от 0 до $20\text{--}25$ кг/м², причем в 60% дночерпательных проб (из 74 содержащих конкреции) она оказалась больше 5 кг/м². Конкреции содержат в среднем Mn — $24,4\%$, Ni — $1,27\%$, Cu — $1,02\%$, Co — $0,22\%$ при величине отношений Mn/Fe — $4,38$ и Cu/Ni — $0,91$. Сумма Cu+Ni в 66% образцов (из 270 проанализированных станций) превышает 2% , в 28% образцов она больше $2,5\%$, а в 7% образцов — больше 3% (Скорнякова и др., 1981; Скорнякова, 1986).

В *приантарктическом* поле ЖМК (тип 3) встречаются преимущественно железистые и марганцево-железистые конкреции (Mn/Fe обычно меньше 1) с низким содержанием цветных металлов. Сходные по составу конкреции преобладают в Атлантическом океане, что наряду с незначительным распространением полей высокой продуктив-

ности заставляет считать этот бассейн наименее перспективным с точки зрения поисков медно-никелевых руд.

Небольшие по площади, но часто отличающиеся высокой концентрацией ЖМК залежи (вплоть до сплошных рудных корок продуктивностью до 100—150 кг/м², Безруков, 1976) развиты на вершинах подводных гор (тип 4). Состав рудного вещества марганцево-железистый, отличается низкими концентрациями Ni и особенно Cu, но повышенными Co (до 1,5—2%), Pb и V. Установлена связь кобальтоносности корок с концентрацией в них Mn и отношением Mn/Fe (Скорнякова, Мурдмаа, 1986). Некоторые из полей такого типа, например, на вершинах гайотов провинции Мид-Пацифик можно рассматривать как перспективные залежи кобальтовых руд, но неблагоприятные горно-технические условия добычи (горный рельеф, обилие скалистых выступов, небольшие площади залежей) ставят перед их промышленным освоением трудно разрешимые технические проблемы.

Вариации химического состава ЖМК, по нашему мнению, объясняются в первую очередь различной относительной ролью диагенетического перераспределения элементов при формировании конкреций. Геохимическим показателем этого процесса служит отношение Mn/Fe, которое при выпадении рудных компонентов из наддонной воды (как в фациях эвпелагических глин) не превышает 1—2 и резко увеличивается в условиях дополнительного поступления марганца из иловых вод при раннем диагенезе. Большие величины Mn/Fe (2—10), свойственные конкрециям радиоляриевой зоны, свидетельствуют о диагенетической миграции марганца из осадков в конкреции (Скорнякова и др., 1983). Процессы диагенеза особенно чувствительны к фаціальным условиям осадкообразования и именно через них состав ЖМК связан с фациями.

Связь с фациями локальной изменчивости полей ЖМК

Локальная изменчивость количественных и качественных показателей рудных полей ЖМК исследовалась методом геологических полигонов главным образом в Тихом, в меньшем объеме также в Индийском океане (Скорнякова и др., 1971, 1981, 1983; Скорнякова, 1976б, 1986; Meyer, 1973; Calvert et al., 1978; Sorem et al., 1979; Halbach et al., 1981; Mizuno, Moritani, 1977; Usui, 1979). Эти работы выявили определяющее значение фаціального контроля в локализации богатых рудных залежей ЖМК, которые могут представлять интерес как объекты промышленной добычи.

В общем локальная изменчивость полей ЖМК контролируется фаціальной организацией системы седиментогенеза холмистых абиссальных равнин (см. гл. VII): чередованием фаций полного растворения CaCO₃ на подводных низменностях с фациями слабокарбонатных осадков на холмах. ЖМК абиссальных холмов, на фоне общих зональных закономерностей, относительно обеднены Mn, Cu, Ni, Zn и обогащены Fe и Co. Пониженные величины Mn/Fe свидетельствуют о меньшей роли диагенетического перераспределения Mn при их формировании по сравнению с соседними фациями

низин, где рудное вещество богаче Mn, Cu, Ni. В то же время фации вершин и склонов холмов отличаются, как правило, более высокими концентрациями ЖМК, что в условиях несколько ускоренного (за счет сохранения части CaCO_3) осадконакопления должно означать повышение скоростей накопления рудного вещества на единице площади путем его осаждения из наддонной воды. Наблюдается тенденция обратной зависимости продуктивности и содержания Cu+Ni.

Особенно ярко фациально обусловленная изменчивость залежей ЖМК проявлена в радиоляриевой зоне (Скорнякова и др., 1981), где к фациям радиоляриевых глин в низинах приурочены преимущественно диагенетические или асимметричные седиментационно-диагенетические конкреции с высокими значениями Mn/Fe, Cu, Ni, Zn, а к фациям холмов — седиментационные, менее богатые цветными металлами, но более обильные.

Обнаружены исключения из этого правила. С одной стороны, в фациях радиоляриевых глин низменностей в провинции Кларион-Клиппертон встречены залежи высококачественных руд медно-никелевой специализации с продуктивностью более 5 кг/м^2 (до 13 кг/м^2), которые, по-видимому, и должны быть первоочередным объектом поисковых работ, особенно если учесть относительно благоприятное сочетание горно-технических условий их добычи.

С другой стороны, в сходных фациальных условиях встречены плотные залежи преимущественно седиментационных, а поэтому относительно низкокачественных руд (полигон 2474). По-видимому, при образовании последних слабые диагенетические процессы подавлены более мощными седиментационными в условиях достаточно стабильных высоких скоростей придонных течений.

Образованию седиментационно-диагенетических и диагенетических конкреций, вероятно, способствуют флуктуации придонных течений, а также биотурбация и взмучивание осадков роющими бентосными организмами, в совокупности приводящие к периодическому заносу растущих конкреций полужидким илом (Скорнякова и др., 1983).

Итак, поиски богатых как в качественном, так и в количественном отношении марганец-медь-никелевых седиментационно-диагенетических руд следует проводить в пределах пелагических приэкваториальных мегафациальных зон (прежде всего в провинции Кларион-Клиппертон), на слабоволнистых низменностях глубже КГК, в районах прохождения придонных потоков антарктических вод с достаточно высокими скоростями течений. Более низкокачественные, хотя и богатые количественно залежи ЖМК в менее благоприятных горно-технических условиях распространены на абиссальных холмах этой же зоны. Бедные по содержанию, но очень богатые количественно кобальтовые руды представлены в залежах ЖМК в фациях мергелистых эпипелагических глин абиссальных холмов, особенно в Южной котловине Тихого океана. Более высококачественные кобальтовые руды (в форме корок и конкреций) на подводных горах отличаются очень высокой плотностью залегания (продуктивностью), но трудно доступны.

ФОСФОРИТЫ

Фосфориты и фосфатизированные породы встречаются в океане главным образом в двух типах фациальных обстановок — на шельфах и на вершинах подводных гор. Фосфориты современных шельфовых фаций в большинстве районов их распространения не современные, представлены желваками, вымытыми из фосфатоносных пород, обнажающихся на побережьях или на дне. По отношению к современному седиментогенезу это грубообломочный (резидуальный) терригенный или эдафогенный материал, подвергающийся пассивной концентрации путем вымывания более тонкозернистого материала в фациях высокой гидродинамической энергии. Парагенетические связи фосфоритов с вмещающими осадками отчасти унаследованы от материнских пород, но главным образом складываются в ходе образования залежей в современных фациальных обстановках.

Образование фосфоритовых залежей такого типа контролируется, следовательно, современными фациальными условиями перемыва и фосфатоносностью подвергающихся размыву более древних материнских пород. Выпадение фосфатного вещества в последних не имеет прямого отношения к функционированию современных фациальных систем. Но унаследованное развитие фациальных обстановок континентальных окраин, вытекающее из общих глобальных закономерностей организации океанского седиментогенеза, приводит к тому, что главные фосфатоносные провинции, приуроченные к аридным зонам восточных окраин океанов, сохраняют свое положение в течение длительного времени. Именно этим можно объяснить часто наблюдаемую пространственную связь переотложенных фосфоритов (а также ассоциирующего с ними глауконита) с современными обстановками фосфатообразования — зонами прибрежных апвеллингов.

Современное фосфоритообразование в зонах шельфовых апвеллингов складывается из пяти этапов (Батурин, 1979, с. 376): "Поставка фосфора на шельф океанскими водами; потребление фосфора организмами; осаждение его на дно в составе биогенного детрита; диагенетическое перераспределение рассеянного фосфора в осадках; вторичное обогащение за счет перемыва фосфатных осадков". В современном океане благоприятные фациальные условия для всех пяти относительно самостоятельных процессов сочетаются в устойчивых фациальных системах шельфовых апвеллингов с их аномально высокой биопродуктивностью, что и определяет приуроченность фосфоритообразования к этим системам. В ходе геологической истории такие сочетания, однако, могли реализоваться и в других обстановках.

Генезис и фациальные условия образования метасоматических фосфоритов и фосфатизированных пород подводных гор открытого океана до сих пор не выяснены. Глобальные масштабы распространения (фосфаты обнаруживаются чуть ли не на всех подводных горах, где обнажаются древние карбонатные породы, без явной зависимости от геологического строения и возраста основания) заставляют искать причину их образования в общей системе океанского

седиментогенеза, а не в локальных проявлениях гидротермальной активности или накопления гуано на островах. Фациальная приуроченность к достаточно высоким и резко выступающим над ложем океана поднятиям, где вероятно длительное существование подводных обнажений, а также большое литолого-фациальное разнообразие замещаемых фосфатом карбонатных пород, наводит на мысль, что фосфатизация может быть связана с физико-химическим воздействием на обнаженные породы обогащенных фосфором наддонных вод, возможно, в условиях глубинных апвеллингов.

ЭКСКАЛЯЦИОННО-ОСАДОЧНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Два главных геохимических типа гидротермальных рудопроявлений — окисный железо-марганцевый (в форме рудных корок и металлоносных осадков) и сульфидный (массивные полиметаллические руды, рудные илы, прожилковые рудопроявления в магматических породах, метасоматические образования по осадкам) связаны почти исключительно с мегафациями срединно-океанских подвижных поясов, главным образом с их тектонически наиболее активными рифтовыми зонами (см. гл. IX).

Основные количественные и качественные характеристики рудного процесса (абсолютные массы рудных компонентов, металлогенетическая специализация рудопроявлений, площади их распространения) зависят от эндогенных факторов, прежде всего от скорости спрединга и от связанной с ней интенсивности гидротермальных процессов в рифтах. Но реализация эндогенных предпосылок в формировании гидротермальных и гидротермально-осадочных руд на поверхности дна контролируется фациальной обстановкой.

От скоростей осадконакопления зависит степень разбавления рудной взвеси (выпавшей в результате взаимодействия гидротермальных растворов с наддонной водой) нерудным осадочным материалом. Медленные темпы аккумуляции пелагических осадков, особенно при наличии придонных течений, способствуют концентрации экскаляционного рудного вещества. С другой стороны, при очень быстром осадконакоплении, например в Калифорнийском заливе, гидротермы разгружаются в значительной мере в толще осадков, обуславливая выпадение в них сульфидов и их сохранение в условиях восстановительной среды.

Выходы гидротерм на гребне срединного хребта в условиях интенсивного придонного водообмена не создают, как правило, высоких концентраций металлов, которые рассеиваются в подвижных водах. В таких обстановках металлы, вынесенные в виде растворов с восстановительной реакцией, быстро окисляются и разносятся придонными течениями, формируя при осаждении гидроокисные металлоносные осадки с невысоким содержанием металлов, на больших расстояниях от оси спрединга (как, например, в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия; Лисицын и др., 1976; Богданов и др., 1979; Богданов, 1980; Лисицын, 1981). Концентрированные рудные илы (как окисные, так и сульфидные) образуются только при наличии ловушек, препятствующих рассеиванию.

Таковыми фациальными ловушками являются заполненные тяжелыми рассолами впадины в рифтовой зоне Красного моря, на дне которых накапливаются рудные илы с высокими концентрациями цветных и благородных металлов.

В какой-то мере фациальному контролю подчинено, вероятно, и образование в рифтах срединно-океанских хребтов массивных полиметаллических сульфидных руд с очень высокими концентрациями рудных компонентов. Такие руды, которые считаются весьма перспективными с точки зрения практического использования, обнаружены во многих точках осевой зоны спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского рифта, хребта Хуан-де-Фука и Калифорнийского залива. Они образуются непосредственно у выходов высокотемпературных гидротерм на поверхности лавовых потоков и глыбовых осыпей в геологическом масштабе времени практически одновозрастных рудообразованию. Благоприятными для устойчивого выпадения сульфидов и предохранения их от окисления должны быть условия относительно ограниченного придонного водообмена. Ярко выраженным поисковым признаком выходов рудообразующих гидротерм являются глубоководные "оазисы бентоса" — своеобразные сообщества донных организмов, проявляющие тенденции гигантизма.

НАКОПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В гл. III были приведены данные о закономерностях накопления и концентрирования органического вещества в океанских осадках, а в гл. VI описаны некоторые современные фациальные обстановки формирования осадочных толщ с высокими его абсолютными массами, которые могут рассматриваться как действующие в настоящее время аналоги фациальных систем накопления газо- и нефтематеринских толщ. Все они находятся в приконтинентальных областях с высокими скоростями осадконакопления, главным образом за счет интенсивного поступления терригенного материала, и в условиях повышенных величин первичной продукции органического вещества.

Сюда относятся прежде всего дельты с их подводным продолжением и аккумулятивные тела континентального подножия, т.е. два главных уровня лавинной седиментации (Лисицын, 1982). Быстрая устойчивая аккумуляция терригенного материала способствует захоронению огромных масс планктоногенного органического вещества, продуцируемого в циркумконтинентальных зонах, а одновременно создает предпосылки для погружения этих отложений в оптимальные для образования нефтяных или газовых углеводородов условия температур и давлений. При этом первостепенное значение имеет не концентрация органического вещества (часто умеренная в таких фациях из-за разбавления терригенным материалом), а скорости его накопления (абсолютные массы) и суммарные ресурсы в геологических телах.

Сапропелевые фации с аномально высокими концентрациями органического вещества являются закономерным элементом фациальных

комплексов, апвеллингов, где они ассоциируют с фосфатоносными фациями (Батурин, 1978; Емельянов, Романкевич, 1979). При благоприятных условиях захоронения (впрочем, маловероятных в условиях открытых океанских шельфов) они могут оказаться отдаленным аналогом фаций горючих сланцев. Следует обратить внимание на возможность концентрации в таких сапропелевых фациях урана (Батурин, 1975).

Интересный пример концентрирования органического вещества в океанских отложениях представляют черные глины мелового возраста в Атлантическом океане (Боголюбова, Тимофеев, 1978; Мурдмаа, 1979в,д; Мурдмаа и др., 1979а; Kvenvolden, 1978; McCave, 1979а; Tucholke, Vogt et al., 1979; Timofeev, Bogolyubova, 1979). Хотя фациальная обстановка накопления этих отложений до сих пор до конца не выяснена, установлено их залегание на нормальной океанской коре (в том числе непосредственно на базальтовом фундаменте, как в скв. 386, где они становятся металлоносными), в ассоциации с типичными океанскими фациями. Слои, богатые гетерогенным (но преимущественно сапропелевым) органическим веществом, составляют сравнительно небольшую долю разрезов, тогда как основная масса осадков представлена гемипелагитами и прослоями турбидитов с умеренными концентрациями $C_{орг}$, обычно не превышающими 1—1,5%. Рассчитанные для формации в целом абсолютные массы органического вещества ввиду невысоких средних скоростей осадконакопления также умеренные, не идут ни в какое сравнение с "ураганными" величинами, характерными для фаций лавинной седиментации. Тем не менее "черные сланцы", по мнению Л.И. Боголюбовой и П.П. Тимофеева (1978), могут быть отнесены "к категории потенциально нефтематеринских толщ".

Современные аналоги фаций черных глин в открытом океане не известны и нахождение их мало вероятно. В то же время в приконтинентальной мегафациальной области имеются фациальные обстановки, в которых происходит в настоящее время или происходило в недавнем геологическом прошлом (в плейстоцене) накопление сапропелевого органического вещества с интенсивностью и устойчивостью, достаточной для отнесения образующихся в этих обстановках осадочных толщ (формаций) к потенциально нефтегазоматеринским. Критериями выделения подобных потенциально "нефтегазогенерирующих" фациальных систем следует считать: 1) большие ("лавинные") средние скорости осадконакопления, устойчивые в масштабах геологического времени, обеспечивающие быстрое формирование мощных (многокилометровых) осадочных тел на значительной площади; 2) большие скорости аккумуляции (абсолютные массы) захороненного в осадочной толще (после прохождения через зону раннедиагенетического распада) планктоногенного органического вещества, что обеспечивается высокими скоростями осадконакопления, высокими значениями первичной продукции и коэффициента аккумуляции $C_{орг}$ (Васильева, 1987); 3) изостатическим (под нагрузкой накопившихся осадков) или тектоническим (вытекающим из динамики литосферных плит) погружением дна бас-

сейнов или их отдельных частей, чем обеспечивается, с одной стороны, попадание органического вещества в оптимальные условия генерации нефтегазовых углеводородов, а с другой — фиксация потенциально нефтегазоматеринских осадков в осадочном чехле (предотвращение их размыва).

Перечисленным условиям в той или иной мере удовлетворяют: а) предустьевые фации терригенных осадков верхнего и среднего шельфа; б) лагунные фации известковых осадков за барьерными рифами; в) фации терригенных контуритов, гравититов и турбидитов континентального подножия; г) фации гемипелагитов и турбидитов котловин окраинных морей, а в меньшей степени также приконтинентальных абиссальных равнин ложа океана. Полностью исключаются из разряда потенциально нефтегазоматеринских пелагические фации центральных частей океанов как из-за малых мощностей и скоростей осадконакопления, так и из-за низких величин первичной продукции, коэффициентов аккумуляции, а следовательно, и абсолютных масс $S_{орг}$ (Геодекян и др., 1979).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе я стремился показать, что понятие "фация", уже полтора века служащее геологической науке и практике на континентах, может с успехом применяться в геологии океанов и морей. Плодотворность фациального подхода в палеогеографических и историко-геологических исследованиях общеизвестна. Не меньшую роль этот подход должен играть в палеоокеанологии — новом научном направлении, занимающемся реконструкцией океанологических характеристик древних океанов.

Фации как бы вбирают в себя самую суть сложных, порой противоречивых взаимоотношений между факторами среды и осадками, выражая диалектическое единство этих двух противоположных сторон седиментогенеза. Наиболее выпукло специфика фациального подхода к изучению океанского седиментогенеза выражена во взаимообусловленных пространственных изменениях параметров среды и процессов осадкообразования, отраженных в фациальной изменчивости разновозрастных отложений на дне океана.

Приведенные в работе материалы показывают, что многообразие природных условий Мирового океана отражается в фациальной неоднородности накапливающихся на его дне осадков через процессы седиментогенеза, закономерности которых реализуются в фациальных системах разных уровней организаций — от океанского сегмента седиментосферы до элементарных фаций. Фациальные системы накапливают и сохраняют в ископаемом состоянии в виде признаков осадков информацию о различных океанологических полях и тектонических структурах дна океана, что предопределяет возможность использования методов фациального анализа для палеоокеанологических и палеотектонических реконструкций. Океанские фации и их комплексы со специфичными, присущими только водоемам океанского типа признаками, дают основу для установления самого факта существования океанов геологического прошлого, а также для суждения о размерах и глубине бассейнов с океанской земной корой, о позиции этих бассейнов по отношению к географической зональности планеты и ее тектоническим мегаструктурам.

Необратимая эволюция земли приводит к исторической неповторимости фациальных условий и многих конкретных фациальных обстановок, но это не исключает возможности использования метода актуализма при анализе глубоководных, в том числе океан-

ских, фаций. Наоборот, только сравнение с современным океаном позволяет правильно интерпретировать ту, часто отрывочную и скудную информацию, которую удастся получить при изучении древних осадочных образований, связанных с остатками океанской коры геологического прошлого на континентах. Использование сравнительно-литологического (актуалистического) метода совершенно необходимо также при анализе ископаемых фаций по ядрам глубоководного бурения.

Фациальный контроль образования полезных ископаемых на дне океана, конкретные проявления которого рассмотрены в заключительной главе данной работы, ставят перед учением об океанских фациях важные практические задачи — разработку фациальных критериев прогнозирования, поисков и разведки принципиально новых видов минерального сырья. Фациальные закономерности должны учитываться и при решении ряда других прикладных, в том числе инженерно-геологических, задач.

Учение об океанских фациях только зарождается, но имеет перед собой, по моему глубокому убеждению, большие перспективы как в плане познания общих закономерностей океанского седиментогенеза, его эволюции, решения палеоокеанологических задач, так и в свете практического освоения минеральных ресурсов океанского дна. Разрабатываются и внедряются в практику морских экспедиций новые методики сбора информации о фациях, среди которых особо выделяются сейсмофациальный анализ, количественное изучение современных процессов седиментации (изменение потоков и круговоротов вещества, форм миграций химических элементов), непосредственные наблюдения с исследовательских подводных лодок и др. Впереди создание количественных моделей фациальных систем как элементов общей системы океанского седиментогенеза. Внедрение в фациальный анализ наряду с уже применяющимися статистическими расчетами математического моделирования процессов седиментогенеза открывает перед этим классическим методом принципиально новые перспективы. Мне представляется, что развиваемые в данной работе основы системного подхода к океанским фациям могут служить исходной позицией к построению таких моделей.

Если данная работа в какой-то мере поможет решению этих актуальных проблем современной геологии океана, автор считает свою задачу выполненной.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Безруков П. Л., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, N 5. С. 1232—1235.
- Авилов И. К. Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона Северо-Западной Атлантики // Тр. ВНИРО. 1965. Т. 57. С. 173—274.
- Агапова Г. В., Беляев А. В., Переводчиков А. В., Фишер Б. Л. Геоморфология дна и строение первого слоя океанической коры // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 13—37.
- Альмухамедов А. М., Зоненшайн Л. П., Кащинцев Г. Л. и др. Подводные вулканы Красноморского рифта // Океанология. 1981. Т. 21, N 3. С. 495—498.
- Арманд А. Д. Информационные модели геосистем // Системные исследования природы. (Вопр. географии. N 104). М.: Мысль, 1977. С. 54—61.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: ГУГК, 1967. Т. 4.
- Бараш М. С. Климатическая зональность Атлантического океана в четвертичное время // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 126—139.
- Бараш М. С., Блюм Н. С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды // Микрорепалеонтология морей и океанов. М.: Наука, 1974. С. 138—149.
- Басов И. А., Беляева Н. В. Соотношение численности раковин планктонных и бентосных фораминифер в осадках юго-западного побережья Африки // Океанология. 1974. Т. 14, N 1. С. 176—179.
- Батурич Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 151 с.
- Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Батурич Г. Н. Фосфориты на континентальных окраинах // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 361—373.
- Батурич Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты на подводных горах // Там же. С. 373—375.
- Батурич Г. Н., Розанова Т. В. О проявлениях рудной минерализации в рифтовой зоне Индийского океана // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 11. С. 192—202.
- Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 12. С. 97—129.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Intern. Oceanogr. Congr. Prepr. Wash.: Amer. Assoc. Adv. Sci., 1959. P. 449—451.
- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии. АН СССР, 1960а. Т. 32. С. 15—95.
- Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана // Междунар. Геол. конгр. XXI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Изд. АН СССР, 1960б. С. 45—58.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. океаногр. комис. 1962. Т. 10, вып. 3. С. 3—8.
- Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана // Тр. Ин-та океанологии. АН СССР. 1964. Т. 64. С. 182—201.
- Безруков П. Л. 432-й рейс НИС "Витязь" в центральной части Тихого оке-

ана // *Океанология*. 1969. Т. 9. N 1. С. 193—199.

Безруков П.Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане // *Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане*. М.: Наука, 1970. Кн. 2. С. 301—321.

Безруков П.Л. О связи полезных ископаемых дна океанов с тектоническими структурами // *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М.: Наука, 1971. С. 72—78.

Безруков П.Л. Основные научные результаты 54-го рейса НИС "Витязь" в Индийском океане (февраль—май 1972) // *Океанология*. 1973. Т. 13, N 5. С. 921—925.

Безруков П.Л. Геологические предпосылки освоения океанских конкреционных руд // *Железо-марганцевые конкреции Тихого океана*. М.: Наука, 1976. С. 250—258.

Безруков П.Л. Исследования глубоководных осадков на геологических полигонах в Тихом и Индийском океанах // *Проблемы современной литологии и осадочных ископаемых*. Новосибирск: Наука, 1977. С. 13—18.

Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Мурдма И.О., Скорнякова Н.С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана // *Докл. АН СССР*, 1969. Т. 185, N 4. С. 913—916.

Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдма И.О., Романкевич Е.А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана // *Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана*. М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 195—218.

Безруков П.Л., Мурдма И.О. Осадочные формации океанов // *История Мирового океана*. М.: Наука, 1971. С. 107—127.

Безруков П.Л., Мурдма И.О. Океанский седиментогенез: По новой карте осадков Тихого океана // *Геология и геофизика моря: Междунар. Геол. конгр. XXIV сес.: Докл. сов. геологов*. М.: Наука, 1972. С. 23—30.

Безруков П.Л., Мурдма И.О. Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана // *Междунар. Геол. конгр. XXVI сес.: Докл. сов. геологов*. М.: Недра, 1980. С. 111—121.

Безруков П.Л., Мурдма И.О., Саидова Х.М., Филатова З.А. Об осадках и донной фауне северной части Восточно-Китайского моря // *Oceanol. et limnol. sin.* 1958. Vol. 1, N 3. P. 269—315.

Беляев Г.М. Ультраабиссальная (ха-

дальная) фауна // *Биологическая структура океана: Биология океана*. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 198—204. (Океанология).

Беляев Г.М., Гликман Л.С. Зубы акул на дне Тихого океана // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1970. Т. 88. С. 252—276.

Беляева Н.В. Распределение планктонных фораминифер в водах и осадках Индийского океана // *Там же*. 1964. Т. 68. С. 12—83.

Беляева Н.В. Планктонные фораминиферы в поверхностном слое осадков Тихого океана // *Тихий океан: Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана*. М.: Наука, 1969. Т. 8. С. 73—119.

Беляева Н.В. Положение фораминиферowego лизоклина в разных зонах Тихого океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1980. N 2. С. 11—16.

Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Критические уровни карбонатакопления в Индийском океане // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 277, N 13. С. 652—655.

Бергер В. Глубоководное осадконакопление // *Геология континентальных окраин*. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 232—238.

Блажчишин А.И. Абсолютные массы и баланс биогенных компонентов в Атлантическом океане: (Голоцен) // *Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. шк. мор. геологии*. М.: ИОАН. 1980. Т. 2. С. 7—8.

Богданов Ю.А. Пелагический осадочный процесс: Автореф. ... дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1980. 44 с.

Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Лисицын А.П. Биогенная дифференциация осадочного материала и вопросы зональности пелагической седиментации в Тихом океане // *Климатическая зональность и осадкообразование*. М.: Наука, 1981. С. 102—113.

Богданов Ю.А., Левитан М.А. История накопления органического углерода // *Геологическая история океана: Геология океана*. М.: Наука, 1980. С. 252—259.

Богданов Ю.А., Григорьева В.Н., Муравьев В.И. и др. Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана // *Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана*. М.: Наука, 1979. С. 72—95.

Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого мыса (Во-

сточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 5. С. 3—17.

Богоров В.Г., Виноградов М.Е., Воронина Н.М. и др. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. N 5. С. 1205—1207. -

Бордовский О.К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М.: Недра, 1964. 127 с.

Бурков В.А., Кошляков М.Н., Степанов В.Н. Общие сведения о Мировом океане // Гидрофизика океана: Физика океана. М.: Наука, 1978. Т. 1. С. 11—84. (Океанология).

Бурков В.А., Мошин А.С. Глобальные карты циркуляции вод Мирового океана // Океанология. 1973. Т. 13. N 1. С. 51—65.

Бурмистрова И.И. Глубоководные сообщества бентосных фораминифер северной части Индийского океана // Вопр. микропалеонтологии. 1979. Вып. 22. С. 147—154.

Бурмистрова И.И., Беляева Н.В. Особенности распределения бентосных и планктонных фораминифер в осадках Бенгальского залива // Там же. 1980. Вып. 23. С. 174—190.

Бурмистрова И.И., Беляева Н.В. Глубоководные фораминиферовые комплексы как показатель фациальной обстановки: (На примере Индийского океана) // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 184—194.

Васильева В.Е. Захоронение органического углерода в четвертичных осадках Тихого океана // Океанология. 1987. Т. 27, N 3. С. 450—456.

Виноградов М.Е., Лисицын А.П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 3. С. 5—25.

Виноградова Н.Г. Фауна шельфа, материкового склона и абиссали // Биология океана: Биологическая структура океана. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 178—197.

Волков И.И. Геохимия серы в океане. М.: Наука, 1984. 271 с.

Волковинский В.В., Зернова В.В., Семина Г.И. Распределение фитопланктона в Мировом океане // Промысловая океанология и подводная техника. Сер. 9. 1972. Вып. 3. С. 1—31.

Геодекян А.А., Дубовский И.Т., Троцюк В.Я., Ульмишек Ф.Ю. Геолого-геохимические закономерности распределения нефтегазоносных регионов в Мировом океане // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 317—344.

Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М-б 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ Мингео СССР. 1973.

Геолого-геофизический атлас международной Индоокеанской экспедиции. М.: ГУГК, 1975.

Геоструктурное положение шельфовых зон, их классификация и некоторые вопросы методики их исследования // Формации и седиментогенез материковой окраины. Л.: Недра, 1981. С. 6—49.

Гершанович Д.Е. Геология дна Берингова моря и залива Аляска: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ВНИРО, 1969. 70 с.

Гершанович Д.Е. Зональность распределения прибрежных апеллинговых осадков в Мировом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 73—85.

Гершанович Д.Е., Авиллов И.К., Зарихин И.П. Донные отложения подводных окраин материков в Южной Атлантике // Тр. ВНИРО. 1972. Т. 75. С. 166—190.

Гершанович Д.Е., Конюхов А.И. Седиментогенез в зоне Перуанского течения // Островные шельфы тропической зоны океана. М.: 1975. С. 169—181.

Гершанович Д.Е., Котенов Б.Н. Зональность распределения осадков на материковом склоне // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 85—97.

Гинзбург Р.Н., Джеймс Н.П. Голоценовые карбонатные осадки континентальных шельфов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 156—177.

Горбунова З.Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана // Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане: М.: Наука, 1970. Кн.1. С. 373—405.

Горбунова З.Н. Высокодисперсные минералы в колонках донных осадков юго-восточной части Тихого океана // Океанология. 1982. Т. 22, N 3. С. 454—459.

Горбунова З.Н., Лисицын А.П. Глинистые минералы // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 214—230.

Гордеев Е.И. Количественное распределение взвеси в толще вод северной и центральной частей Индийского океана // Океанология. 1970. Т. 10, N 1. С. 76—85.

Горяинов И.Н., Горяинова Г.И. К вопросу о "непотопляемости" железо-марганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, N 2. С. 432—437.

Грамм-Осипов Л.М., Ретечка М.А., Волкова Т.И., Плисс С.Г., Черныш В.Н. К геохимии осадков Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 91—114.

Добренцов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др. Вулканогенные породы серии марианит—бонинит // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 149—179.

Емельянов Е.М. Распределение и состав илов на шельфе Юго-Западной Африки // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1973. Т. 95. С. 211—238.

Емельянов Е.М. Осадкообразование на шельфе Атлантического океана // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 183—186.

Емельянов Е.М. Зональность седиментогенеза в Атлантическом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 113—125.

Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.

Емельянов Е.М., Блажчишин А.И., Харин Г.С. О роли эндогенных источников в формировании химического состава осадков Северной Атлантики // Литология и полез. ископаемые. 1976. N 5. С. 3—21.

Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград: Калининградская правда, 1975. 579 с.

Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана: Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.

Емельянов Е.М., Сенин Ю.М. Особенности вещественного состава донных осадков шельфа Юго-Западной Африки // Литология и полез. ископаемые. 1969. N 2. С. 10—25.

Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. К вопросу о поставке речного осадочного материала в Атлантический океан // Океанология. 1977. Т. 17, N 1. С. 94—98.

Жемчужников Ю.А. Что такое фа-

ция? // Литологический сборник. Л.: ВНИГРИ. 1948. N 1. С. 50—59.

Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. Диатомы и силикофлагеллаты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан: Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. Т. 8. С. 7—47.

Затонский Л.К., Мурдмаа И.О., Макаруев В.И. Рельеф и тектоника дна Южной котловины Тихого океана в районе горы Петелина // Океанология. 1973. Т. 13, N 3. С. 451—456.

Захаров Л.А. К геохимии органического вещества в донных осадках Юго-Западной Атлантики, 1974. 98 с.

Захаров Л.А., Сенин Ю.М. Климатическая зональность и современное осадкообразование на атлантических шельфах Африки и Южной Америки // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 61—67.

Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 740 с.

Зенкевич Л.А. Проблема исследования океанической и морской батиали // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1973. Т. 91. С. 10—13.

Зенкевич Л.А., Филатова З.А., Беляев Г.М. и др. Количественное распределение зообентоса в Мировом океане // Бюл. МОИП. 1971. Т. 76, N 3. С. 27—33.

Зенкевич Н.Л. Атлас фотографий дна Тихого океана. М.: Наука, 1970. 136 с.

Зенкевич Н.Л. Новый гайот на дне Тихого океана // Природа. 1969. N 6. С. 74—78.

Золотарев Б.П. 65-й рейс "Гломар Челленджера" // Там же. 1980. N 1. С. 106—108.

Зоненшайн Л.П. Там, где рождается океаническая кора // Там же. 1982. N 2. С. 90—98.

Иваненков В.Н., Чернякова А.М., Гусарова А.Н., Сапожников В.В. Типизация вод и химико-географическое районирование Мирового океана // Химия вод океана: Химия океана. М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 75—85.

Иванова Е.В. О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам // Океанология. 1983. Т. 23, N 3. С. 456—463.

Кеннетт Дж. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 384 с. Т. 2. 397 с.

Кобленц-Мишке О.И. Первичная продукция // Биология океана: Биологическая структура океана: Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 62—65.

- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высш. шк., 1971. 364 с.
- Кругликова С. Б. Радиоларии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан: Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. Т. 8. С. 48—72.
- Кругликова С. Б. Циртоидеи, ларкоидеи и дискоидеи (радиоларии) как показатели палеоклимата // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, N 6. С. 142—143.
- Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 366 с.
- Кузнецов А. П. Закономерности распределения пищевых группировок донных беспозвоночных в Баренцевом море // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1970. Т. 88. С. 5—80.
- Кузнецов А. П. Экология донных сообществ Мирового океана. М.: Наука, 1980. 243 с.
- Кузнецов А. П., Нейман А. А. Трофическая структура донного населения шельфа // Биология океана: Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 165—171.
- Курносов В. Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М.: Наука, 1982. 221 с.
- Курносов В. Б. Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океана // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 32—39.
- Курносов В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
- Курносов В. Б., Мурдма И. О. Глинистые минералы в осадках окраины морей западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. N 5. С. 22—31.
- Курносов В. Б., Мурдма И. О. Глинистые минералы в современных осадках Охотского моря // Океанология. 1978. Т. 18, N 4. С. 671—680.
- Курносов В. Б., Мурдма И. О. Условия и продукты вторичных изменений вулканических стекол в океане // Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. шк. мор. геологии. М.: ИОАН, 1980. Т. 1. С. 100—101.
- Лисицын А. П. Закономерности ледового разнота грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 232—284.
- Лисицын А. П. Донные осадки шельфа Антарктиды // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 82—88.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана // Океанологические исследования. М.: Наука, 1964. N 10. С. 13—60.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966а. С. 90—191.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966б. 574 с.
- Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах // Океанология. 1971. Т. 11, N 6. С. 957—968.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 437 с.
- Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность // Литология и полез. ископаемые. 1977. N 1. С. 3—23.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.
- Лисицын А. П. Источники, закономерности подготовки, транспортировки и отложения минералов в океане // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 164—179.
- Лисицын А. П. История ложа океана и его влияние на осадочную толщу // Геологическая история океана: Геология океана. М.: Наука, 1980. С. 14—35.
- Лисицын А. П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5—45.
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. С. 5—59.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Мурдма И. О. и др. Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанологические исследования, N 29. М.: Наука, 1976. С. 289—379.
- Лисицын А. П., Левитан М. А. Типы литогенеза, фации и формации океанских отложений // Геология морей и океанов: Тез. докл. 5-й Всесоюз. шк. мор. геологии. М.: ИОАН, 1982. С. 31—33.
- Лисицын А. П., Мурдма И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав осадков // Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 2. С. 296—323.

Лисицын А.П., Мурдмаа И.О., Петелин В.П. Биогенные минералы // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 230—236.

Лисицын А.П., Мурдмаа И.О., Серова В.В. Минеральный состав терригенного материала кернов бурения // Геологическая история океана: Геология океана. М.: Наука, 1980. С. 198—204.

Лисицын А.П., Петелин В.П. Особенности распространения и модификации CaCO_3 в донных осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1967. N 5. С. 50—65.

Лисицын А.П., Петелин В.П. Коралловые рифы и связанные с ними осадки // Осадкообразование в Тихом океане: Тихий океан. М.: Наука, 1970. Кн. 2. С. 69—106.

Лисицын А.П., Чернышева В.И. Грубообломочный материал в осадках северной части Тихого океана // Там же. Кн. 2. С. 237—295.

Лисицын Н.А., Бутузова Г.Ю., Дворецкая О.А. Литолого-фациальные типы донных осадков на профиле через Тихий океан // Литология и полез. ископаемые. 1976. N 6. С. 31—46.

Лисицын Н.А., Бутузова Г.Ю. Литолого-фациальные типы донных осадков Тихого океана: (Трансокеанский профиль). (Тр. ГИН; Вып. 334). М.: Наука, 1979. С. 13—42.

Лисицын Н.А., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков // Литология и полез. ископаемые. 1974. N 6. С. 3—20.

Логвиненко Н.В., Волков И.И., Солодова Е.Г. Родохрозит в глубоководных осадках Тихого океана // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, N 1. С. 209—222.

Логвиненко Н.В., Марченко В.И. Фации: (Геологические осадочные) // Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. С. 351—352.

Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Романкевич Е.А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 4. С. 15—27.

Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.

Матвеевков В.В., Бродская Н.Г., Мурдмаа И.О. Новые находки глубоководных эдафогенных осадков в юго-западной ча-

сти Тихого океана // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, N 1. С. 180—184.

Монин А.С., Зоненшайн Л.П., Литвин В.М., Сорохтин О.Г. О структуре Красноморского рифа // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, N 5. С. 1198—1201.

Муравьев В.И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1974. N 4. С. 24—38.

Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 404—418.

Мурдмаа И.О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов // Литология и полез. ископаемые. 1968а. N 5. С. 5—13.

Мурдмаа И.О. О связи современного осадкообразования с тектоническими структурами в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока // Тектоника Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968б. С. 209—222.

Мурдмаа И.О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 128—147.

Мурдмаа И.О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов // Палеонтология: Морская геология: Междунар. Геол. конгр. XXV сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 156—165.

Мурдмаа И.О. Осадки и осадочные породы океанов // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979а. С. 104—162.

Мурдмаа И.О. Океанские фации // Там же. 1979б. С. 269—306.

Мурдмаа И.О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение // Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979в. С. 7—31.

Мурдмаа И.О. Красноцветные и пестроцветные слои в разрезах глубоководных отложений северо-западной части Атлантического океана // Там же. 1979 г. С. 148—166.

Мурдмаа И.О. Условия накопления осадочных формаций // Там же. 1979д. С. 167—185.

Мурдмаа И.О. Гравитационные отложения континентальных окраин и проблема системного времени фаций лавинной седи-

ментации // Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. шк. мор. геологии. М.: ИОАН, 1980. С. 138—139.

Мурдмаа И.О. Фациальная зональность современного осадкообразования в Тихом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 97—102.

Мурдмаа И.О. Приконтинентальные морские и океанские фации, их палеонтологическая интерпретация // Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. С. 71—81.

Мурдмаа И.О., Базилевская Е.С., Гордеев В.В. и др. Геохимические особенности осадочных формаций // Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979а. С. 96—147.

Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Богданов Ю.А. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе // Фауна Курило-Камчатского желоба и условия ее существования. М.: Наука, 1970. С. 58—71.

Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л. и др. Извержение подводного вулкана Метис и его влияние на осадкообразование // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, N 5. С. 1149—1152.

Мурдмаа И.О., Богданов Ю.А., Серова В.В. Современные осадки зоны Перуанско-Чилийского апвеллинга // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанологические исследования. М.: Наука, 1976а. N 29. С. 246—251.

Мурдмаа И.О., Гречин В.И., Музылев Н.М. и др. Осадки и осадочные породы // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 38—105.

Мурдмаа И.О., Демиденко Е.Л., Курносое В.Б., Фаустов С.С. О составе и скоростях накопления глинистых осадков в Филиппинском море // Океанология. 1977. Т. 17, N 3. С. 484—489.

Мурдмаа И.О., Казакова В.П., Рудакова А.Н. Минеральный состав осадочных и вулканогенно-осадочных пород // Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979б. С. 67—95.

Мурдмаа И.О., Лисицын Н.А., Бутузова Г.Ю., Лисицын А.П. Аутигенные минералы // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979 в. С. 236—258.

Мурдмаа И.О., Михина В.В. Литология осадочных и вулканогенно-осадочных пород // Геологические формации

северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. С. 32—66.

Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г. О находке спиллита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, N 2. С. 458—461.

Мурдмаа И.О., Розанова Т.В. Донные отложения впадины Хесса // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанологические исследования. М.: Наука, 1976. С. 252—259.

Мурдмаа И.О., Розанова Т.В. Эдафогенные минералы // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 210—214.

Мурдмаа И.О., Рудник Г.Б., Скорнякова Н.С. Вулканогенно-обломочные породы ложа Тихого океана // Геология и геофизика моря: Геофиз. исслед. земной коры: Междунар. Геол. конгр. XXI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1972. С. 31—40.

Мурдмаа И.О., Рудник Г.Б., Скорнякова Н.С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой лавы // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208, N 5. С. 1205—1208.

Мурдмаа И.О., Серова В.В., Лисицын А.П., Емельянов Е.М. Обломочные терригенные и вулканогенные минералы песчано-алевритовой фракции // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979 г. С. 180—198.

Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С., Агапова Г.В. Фациальная обстановка распространения железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976б. С. 7—36.

Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С., Кашищев Г.Л. Приэкваториальный радиояриевый пояс Тихого океана: Черты геологического строения и фации // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 4—38.

Налякин Д.В. Учение о фациях. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.

Нейман А.А. Вертикальное распределение зоогеографических комплексов донной фауны шельфа и верхних горизонтов склона в восточной части Берингова моря // Океанология. 1961. Т. 1, N 6. С. 1073—1078.

Нейман А.А. Донные сообщества шельфов // Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 162—164.

Николаева И.В. Минералы группы

- глауконита в осадочных формациях // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 328. 319 с.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. N 4. С. 5—23.
- Петелин В.П.* О современных кремнево-губковых морских осадках // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29, вып. 1. С. 56—57.
- Петелин В.П.* Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 77—138.
- Петелин В.П.* Гранулометрия и разнос терригенных минералов в Охотском море // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 368—379.
- Петелин В.П.* Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1965. N 4. С. 50—71.
- Петелин В.П.* Формирование минерального состава глубоководных осадков // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 207—219.
- Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. 232 с.
- Попов В.П.* Минеральный состав крупноалевритовой фракции современных осадков и минералогические провинции северо-западной части Индийского океана // Океанология. 1979. Т. 19, N 1. С. 109—116.
- Попов В.П., Свальнов В.Н.* Минералы—индикаторы седиментационных провинций северной части Индийского океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. N 12. С. 48—57.
- Прокопцев Н.Г., Мурдма И.О.* Щелочные авгитовые лавы со дна Тихого океана // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, N 2, с. 446—448.
- Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л.* О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. N 3. С. 3—19.
- Репечка М.А.* Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 487—506.
- Репечка М.А.* Современные донные отложения Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 66—90.
- Решение семинара // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970. С. 255—258.
- Розанова Т.В.* Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 174—194.
- Розанова Т.В.* Новые данные о петрографии метаморфических пород рифтовой зоны Аравийско-Индийского подводного хребта // Океанология. 1972. Т. 12, N 6. С. 1028—1036.
- Розанова Т.В.* Барий в гидротермальных осадках в зонах спрединга Мирового океана // Барит. М.: Наука, 1986. С. 29—45.
- Розанова Т.В., Батурич Г.Н.* О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология. 1971. Т. 11, N 6. С. 1057—1064.
- Розанова Т.В., Лисицын А.П.* Гидротермальные минералы в осадках // Осадкообразование и магматизм океана: Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 258—268.
- Розанова Т.В., Штеренберг Л.Е.* О карбонатонакоплении в пределах срединных хребтов и абиссальных впадин западной части Индийского океана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 6. С. 146.
- Розанова Т.В., Штеренберг Л.Е.* Постседиментационные преобразования карбонатных компонентов в современных осадках на срединных хребтах и в прилегающих котловинах западной части Индийского океана // Осадочные формации и их нефтегазоносность: Тез. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 198—199.
- Романкевич Е.А.* Органическое вещество в осадках // Осадкообразование в Тихом океане: Тихий океан. М.: Наука, 1970. Т. 6, кн. 2. С. 107—158.
- Романкевич Е.А.* Биогеохимический состав осадков Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1974. N 1. С. 27—40.
- Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Романкевич Е.А., Безруков П.Л., Баранов В.И., Христианова Л.А.* Стратиграфия и абсолютный возраст осадков западной части Тихого океана. М.: Наука, 1966. 167 с.
- Рудник Г.Б.* Магматические и метаморфические породы впадины Хесса // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанологические исследования. 1976. N 29. С. 116—125.

Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л. Земная кора под океаном // Природа. 1979. N 4. С. 42—47.

Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Скорнякова Н.С., Матвеенков В.В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 2. С. 39—47.

Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

Саидова Х.М. Распространение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане // Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана: Тихий океан. М.: Наука, 1969. Т. 8. С. 120—193.

Саидова Х.М. О современных осадках района тихоокеанского побережья Южной Америки // Океанологические исследования в районе Перуанского течения. (Тр. ИОАН СССР; Т. 89). М.: Наука, 1971. С. 141—145.

Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976. 139 с.

Саидова Х.М. Сообщества современных фораминифер абиссальных равнин Тихого океана // Океанология. 1981. Т. 21, N 2. С. 360—364.

Сафонов В.Г. Некоторые типы обломочных пород подводных гор Маркус-Неккер // Океанология. 1972. Т. 12, N 2. С. 276—282.

Сборщиков И.М., Альмухамедов А.И., Матвеенков В.В. и др. Геологическое строение осевой зоны Красноморского рифта // Вулканология и сейсмология. 1981. N 2. С. 49—53.

Свальнов В.Н. Этнодискуссовые илы восточной части Индийского океана // Океанология. 1974. Т. 14, N 5. С. 859—863.

Свальнов В.Н. Некоторые структурные особенности глубоководных осадков // Комплексные исследования в Мировом океане. М.: ВИНТИ, 1975. С. 225—229.

Свальнов В.Н. Влияние островного вулканизма на осадкообразование в Индийском океане // Океанология. 1981. Т. 21, N 5. С. 855—864.

Свальнов В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 190 с.

Свальнов В.Н. Локальная изменчивость осадков, вмещающих железо-марганцевые конкреции // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36—108.

Свальнов В.Н., Матвеенков В.В., Бурмистрова И.И. и др. Геологические исследования на островном атолле Хермит (Тихий океан) // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 2. С. 38—52.

Свальнов В.Н., Мурдмаа И.О., Репечка М.А., Демиденко Е.Л. Вулканический материал в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана // Океанология. 1976. Т. 16, N 2. С. 479—487.

Свальнов В.Н., Рудакова А.Н. Минералогические исследования на полигонах в Индийском океане // Там же. 1978. Т. 18, N 4. С. 660—670.

Свифт Д. Осадкообразование в пределах континентального шельфа // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 132—155.

Сенин Ю.М. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки // Литология и полез. ископаемые. 1968. N 4. С. 108—111.

Сенин Ю.М. Климатическая зональность современного осадкообразования на шельфе Западной Африки // Океанология. 1974. Т. 14, N 1. С. 128—137.

Серова В.В., Лисицын А.П., Мурдмаа И.О. Кварц и полевые шпаты в глубоководных осадках Тихого и Индийского океанов // Литология и полез. ископаемые. 1975. N 6. С. 36—49.

Скорнякова Н.С. Донные осадки // Геология и гидрология Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 73—87.

Скорнякова Н.С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1964. N 5. С. 3—20.

Скорнякова Н.С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана // Осадкообразование в Тихом океане: Тихий океан. М.: Наука, 1970. Т. 6, кн. 2. С. 159—202.

Скорнякова Н.С. Рассеянные Fe, Mn, Ti и некоторые малые элементы в осадках, вмещающих железо-марганцевые конкреции // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976а. С. 168—189.

Скорнякова Н.С. Химический состав железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976б. С. 190—240.

Скорнякова Н.С. Морфологические типы Fe—Mn конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана // Литология и полез. ископаемые 1984. N 3. С. 67—83.

Скорнякова Н.С. Локальная изменчивость полей железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции

Центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36—108.

Скорнякова Н.С., Батулин Г.Н., Мурдма И.О. Железо-марганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиоярических илов Тихого океана. // Докл. Междунар. Геол. конгр. XXVII сес. М., 1983. С. 19—27.

Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Базилевская Е.С., Гордеев В.В. Железо-марганцевые конкреции восточной части Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1979. N 3. С. 3—18.

Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Мурдма И.О. Вопросы генезиса железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 241—249.

Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Мурдма И.О. Основные закономерности распространения и состава полей океанских железо-марганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 5. С. 51—63.

Скорнякова Н.С., Ванштейн Б.Н. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана: (Результаты статистической обработки данных) // Там же. 1983. N 2. С. 86—98.

Скорнякова Н.С., Горбунова З.Н., Кругликова С.Б. и др. Осадки и осадочные породы Марианского жёлоба // Там же. 1978. N 5. С. 18—32.

Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Закономерности пространственного распространения железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 37—81.

Скорнякова Н.С., Липкина М.Н. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного жёлоба // Океанология. 1975. T. 15, N 6. С. 1063—1066.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1968. N 6. С. 17—37.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О. Процессы формирования железо-марганцевых конкреций радиоярического пояса // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 297—320.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О., Васильева В.Е. Роль биологической продуктивности вод в формировании конкреционных руд на дне океана // Докл. АН СССР. 1986. T. 288, N 2. С. 462—465.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О., Зенкевич Н.Л., Горбунова З.Н. О фациаль-

ной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 148—173.

Скорнякова Н.С., Мурдма И.О., Прокопцев Н.Г., Маракуев В.И. Донные отложения и вулканические породы участка дна Южной котловины Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 1. С. 17—28.

Соколова М.Н. О закономерностях распределения глубоководного бентоса, влияние макрорельефа и распределения взвеси на пищевые группировки донных беспозвоночных // Докл. АН СССР. 1956. T. 110, N 4. С. 692—695.

Соколова М.Н. О неравномерном распределении пищевых группировок глубоководного бентоса в связи с неравномерностью осадконакопления // Океанология. 1965. T. 5, N 3, с. 498—506.

Соколова М.Н. Распределение группировок (биоценозов) донной фауны глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1966. T. 34. С. 21—59.

Соколова М.Н. Закономерности распределения глубоководных донных беспозвоночных в зависимости от способа и условий их питания // Тихий океан: Биология Тихого океана. М.: Наука, 1969. T. 7, кн. 2. С. 182—201.

Соколова М.Н. Весовая характеристика мейобентоса различных районов глубоководных трофических областей Тихого океана // Океанология. 1970. T. 10, N 2. С. 348—356.

Соколова М.Н. Приспособления донных животных к использованию органического вещества грунтов // Биология моря. М.: Наука, 1977. T. 1. С. 53—57.

Соколова М.Н. Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. М.: Наука, 1986. 208 с.

Солдатов А.В., Мурдма И.О. Минеральный состав осадков впадины Романш // Океанология. 1976. T. 16, N 2. С. 488—495.

Соловьева Г.Д. Влияние широтно-климатической зональности на развитие и распространение типов берегов Мирового океана // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 45—53.

Сорокин Ю.И. О микрофлоре железо-марганцевых конкреций со дна океана // Микробиология. 1971. T. 40, вып. 3. С. 563—566.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 84 с.

Степанов В.Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 255 с.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 275—771.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1. 211 с.

Страхов Н.М. Баланс редукционных процессов в Тихом океане // Литология и полез. ископаемые. 1972. N 4. С. 65—92.

Страхов Н.М. Актуализм // Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. С. 31—32.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза // М.: Наука, 1976. 299 с.

Страхов Н.М., Волков И.И., Лисицына Н.А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане: (Японский профиль) // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 3. С. 3—27.

Тёрнер С.Д. "Древесные островки" и термальные источники как центры возникновения глубоководных сообществ с высокой степенью разнообразия // Биология моря. М.: Наука, 1981. С. 3—10.

Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 182—190.

Тимофеев П.П., Ренгартен Н.В., Еремеев В.В. Литолого-фациальный анализ применительно к отложениям океана // Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1981. С. 170—172.

Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Т. 6, кн. 1. 423 с.

Троцюк В.Я. Особенности распределения органического углерода в стратиферии под дном морей и океанов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, N 1. С. 165—167.

Троцюк В.Я. Скорости осадконакопления и содержание рассеянного органического вещества в кайнозойских отложениях Мирового океана // Там же. 1979. Т. 249, N 5. С. 1185—1188.

Удичев Г.Б., Дмитриев Л.В. Ультрасовременные породы дна океанов и место среди них гипербазитов рифтовых зон // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 2. С. 176—194.

Урбен М., Юинг М. Современные осад-

ки и условия седиментации на континентальном шельфе южной Бразилии, Уругвая, провинции Буэнос-Айрес // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 178—201.

Филатова З.А. Количественное распределение глубоководной донной фауны // Тихий океан: Биология Тихого океана. М.: Наука, 1969. Т. 7, кн. 2. С. 202—216.

Филатова З.А. Сообщества макрофауны абиссали // Биологическая продуктивность океана: Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 172—176.

Филатова З.А., Нейман А.А. Биосенсо-зы донной фауны Берингова моря // Океанология. 1963. Т. 3. N 6. С. 1079—1084.

Фролов В.Т. Тип морских осадков генетический // Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. С. 315.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 510 с.

Халлем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 328 с.

Хворова И.В. О происхождении подущечных брекчий и связанных с ними туфов // Литология и полез. ископаемые. 1966. N 4. С. 51—61.

Холодкович И.В. Вторичные изменения океанических базальтов по экспериментальным и природным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: Геол. ин-т ДВНЦ АН СССР, 1981. 24 с.

Хусид Т.А. Распределение бентосных фораминифер в районе Курило-Камчатского жолоба // Биология моря. 1979. N 3. С. 11—17.

Цеховский Ю.Г., Градусов В.П., Мурдмаа И.О. и др. О формировании глинистых минералов в современных глубоководных осадках западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 3. С. 3—25.

Чайников В.И. Турбидиты в донных осадках Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 115—123.

Чернышева В.И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводных хребтов // Океанология. 1969. Т. 9, N 4. С. 637—648.

Чернышева В.И. Зеленокаменное изменение породы из рифтовой зоны срединных хребтов Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 9. С. 17—32.

Чернышева В.И., Мурдмаа И.О. Прояв-

ление зеленокаменного метаморфизма в магматических породах срединно-океанических хребтов // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. С. 39—42.

Чернышева В.И., Рудник Г.Б. Серпентинизированные разности плагиоклазовых лерцолитов из рифтовой зоны Западно-Индийского подводного хребта // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194, N 1, с. 1421—1424.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1966. 256 с.

Шараськин А.Я., Закаридзе Г.С., Дмитриев Ю.И. и др. Петрология вулкано-генных пород // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 106—148.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 415 с.

Швецов М.С. Классификация осадочных пород // Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. С. 331—332.

Шенард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1969. 460 с.

Adelseck C.G., Berger W.H. On the dissolution of planktonic foraminifera and associated microfossils during settling and on the sea floor // Foraminif. Res. Spec. Publ. 1975. Vol. 13. P. 70—81.

Allen J.R.L. Sediments of the modern Niger delta // Deltaic sedimentation, modern and ancient. Tulsa (Okla.): Soc. Econ. Paleontol. Spec. Publ. 1970. Vol. 13. P. 138—151.

Allen J.R.L. Mixing at turbidity current heads and its geological implication // J. Sediment. Petrol. 1971. Vol. 41, N 1. P. 97—103.

Anikouchine W.A., Ling Z.Y. Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific region // Mar. Geol. 1967. Vol. 5, N. 2. P. 141—154.

Arrhenius G. Sediments cores from the East Pacific // Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947—1948. Vol. 5, pt 1. P. 1—91.

Arrhenius G. Pelagic sediments // The Sea: ideas and observations on progress in the study of the seas. M.Y.: Wiley, 1963. Vol. 3. P. 655—727.

Bandy O.L., Arnal R.E. Concepts of foraminiferal paleoecology // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1960. Vol. 44, N 12. P. 1921—1932.

Belderson R.H., Stride A.H. Tidal fashioning of a basalt bed // Mar. Geol. 1966. Vol. 4, N 4. P. 237—257.

Benson W.E., Sheridan R.E. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1978. Vol. 44. P. 1—1005.

Berger W.H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpre-

tation // Deep-Sea Res. 1968. Vol. 15. P. 31—43.

Berger W.H. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline // Mar. Geol. 1970. Vol. 8. P. 111—138.

Berger W.H. The benthic interface of deep-sea carbonates: a three-tiered sequence controlled by depth of deposition // The dynamic environment of the ocean floor. Toronto: Lexington Books, 1982. P. 95—114.

Berger W.H., Adelseck C.G., Mayer L. Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific ocean // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 15. P. 2617—2621.

Berger W.H., Killingley J.S. Benthic mixing and ¹⁴C sedimentation rates in the Equatorial Pacific // Mar. Geol. 1982. Vol. 45. P. 93—125.

Betzer P.R., Showers W.Y., Laws E.A. et al. Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific ocean // Deep-Sea Res. 1984. Vol. 31, N 1. P. 1—11.

Boström K. Particulate and dissolved matter as sources for pelagic sediments // Stockholm Contr. Geol. 1976. Vol. 30. P. 15—77.

Boström K., Peterson M.N.A. Origin of aluminum-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise // Mar. Geol. 1969. Vol. 7. P. 427—447.

Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam; N.Y.: Elsevier, 1962. 168 p.

Boyce R.E., Bole G.W. Carbon and carbonate analyses // Init. Rep. DSDP. 1972. Vol. 9. P. 797—816.

Burnett W.C. Trace elements geochemistry of biogenic sediments from the Western Equatorial Pacific // Pacif. Sci. 1975. Vol. 29, N 2. P. 219—225.

Burnett W.C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 6. P. 813—823.

Burns R.E., Andrews J.E. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1973. Vol. 21. P. 1—931.

Cailliere S., Martin L. Etude minéralogique diovoïdes minéralisés des sédiments du plateau continental de Côte D'Ivoire // C. r. Acad. sci. 1972. Vol. 274. P. 2273.

Calvert S.E. Origin of diatom-rich varved sediments from the Gulf of California // J. Geol. 1966. Vol. 74. P. 546—565.

Calvert S.E. The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments // Chemical oceanography. L. etc., 1976. Vol. 6. P. 157—220.

Calvert S.E., Price N.B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediment from the Pacific ocean // *Mar. Chem.* 1977. Vol. 5, N 1. P. 43—74.

Calvert S.E., Price N.B., Heath G.R., Moor T.C. (Jr.). Relationship between ferromanganese nodules compositions and sedimentation in a small survey area of the Equatorial Pacific // *J. Mar. Res.* 1978. Vol. 36, N 1. P. 161—183.

Cann J.R. Spilites from the Carlsberg ridge, Indian ocean // *J. Petrol.* 1969. Vol. 10, N 1. P. 1—19.

Cann J.R., Vine F.J. An area on the crest of the Carlsberg ridge: petrology and magnetic survey // *Philos. Trans. Roy. Soc. London.* 1966. Vol. 259, N 1099. P. 198—217.

Carey S., Sigursson H. A model of volcanic sedimentation in marginal basins // *Marginal basin geology.* Oxford; L.: Blackwell, 1984. P. 37—58.

Chen C. Occurrence of pteropods in pelagic sediments // *The micropaleontology of oceans.* Cambridge: Univ. press, 1971. P. 351.

Corliss J.B., Dymond L.I., Gordon J.M., Edmond R.B. et al. Submarginal thermal springs on the Galapagos rift // *Science.* 1979. Vol. 203. P. 1073—1083.

Creager J.S., Sternberg R.W. Some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf // *Shelf sediment transport, process and pattern.* Stroudsburg: Dowden, Hutchison and Ross, 1972.

Creager J.S., Sholl D.W. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1973. Vol. 19. P. 1—913.

Cronan D.S. Deep-sea nodules: distribution and geochemistry // *Marine manganese deposits.* Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 11—44.

Cronan D.S., Moorby S.A., Glasby G.P. et al. Hydrothermal and volcanoclastic sedimentation on the Tonga-Kermadec Ridge and on its adjacent marginal basin // *Marginal basin geology.* Oxford; L.: Blackwell, 1984. P. 137—150.

Curray J.R., Moor D.G. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1982. Vol. 64, pt. 1. P. 1—507.

Dickinson W.R. Composition of sandstones in Circum-Pacific Subduction complexes and fore-arc basins // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 66, N 2. P. 121—137.

Diester-Haas L. Influence of carbonate dissolution, climate, sea level changes and volcanism of Neogene sediments off NW Africa // *Init. Rep. DSDP.* 1978. Vol. 41. P. 1033—1047.

Doyle P.S., Riedel W.R. Cretaceous to

Neogene ichthyoliths in a giant piston core from the Central North Pacific // *Micro-paleontology.* 1979. Vol. 25, N 4. P. 337—364.

Drake D.E., Kolpack R.L., Fischer P.J. Sediment transport on the Santa Barbara-Oxnard shelf // *Shelf sediment transport, process and pattern.* Stroudsburg: Dowden, Hutchison and Ross, 1972. P. 301—332.

Edmond J.M., Damm K.L. von, McDuff R.E., Measures C.J. Chemistry of hot springs on the EPR and their effluent dispersal // *Nature.* 1982. Vol. 237. P. 187—191.

Emery K.O. Continental shelf sediments off South California // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1952. Vol. 63. P. 1105—1108.

Emery K.O. Relict sediments on continental shelves of World // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1968. Vol. 52, N 3. P. 445—467.

Enos P., Freeman T. Shallow-water limestones from the Blake Nose, sites 390 and 392 // *Init. Rep. DSDP.* 1978. Vol. 44. P. 413—462.

Fisher R.V. Flow transformations in sediment gravity flows // *Geology.* 1983. Vol. 11. P. 273—274.

Fisher R.V. Submarine volcanoclastic rocks // *Marginal basin geology.* Oxford; L.: Blackwell, 1984. P. 5—28.

Franscheteau J., Juteau J., Morgen C. Basaltic pillars in collapsed lava pools on the deep oceans // *Nature.* 1979. Vol. 281, N 5728. P. 209—211.

Frazer J.Z., Fisk M.B. Geological factors relates to characteristics of sea floor manganese nodules deposits. La Jolla; San Diego: Scripps Inst. Oceanogr., 1980. 41 p.

Freeman T., Enos P. Petrology of Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones, Site 391 // *Init. Rep. DSDP.* 1978. Vol. 44. P. 463—476.

Fujioka K. Geology of volcanogenic sediments of the Japan Trench area and Tertiary explosive volcanism of the Japan Arc // *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo,* 1985. N 18. 276 p.

Goldsmith J.R. Some aspects of the geochemistry of carbonates // *Research on oceanography.* L., 1959.

Goodell H.G. The marine geology of the Southern ocean: USNS Eltanin Marine geology cruises 9—15. Tallanasee: Sediment. Res. Lab. Dep. Geol., 1965. 245 p. (Fla State Univ. Contribs.; N 11).

Goodell H.G., Meylan N.A., Grant B. Ferromanganese deposits of the South Pacific ocean. Drake passage and Scotia Sea // *Antarctic oceanology.* Baltimore. 1971. P. 27—92. (Antarct. Res. Ser.; Vol. 19).

Gorsline D.S., Milligan D.B. Phosphatic deposits along the margin of the Puorta-

- les terrace, Florida // *Deep-Sea Res.* 1963. Vol. 10, N 3. P. 259—262.
- Gould W.C., McKee W.D. Vertical structure of semi-diurnal tidal currents in the Bay of Biscay // *Nature*. 1973. Vol. 244, N 5411. P. 88—91.
- Gressly A. Observation géologique sur le Jura soleurois // *Neue Dankschriften der allg. Schweiz. Ges. für ges. Naturwiss. Nouv. mém. Neuchatel*, 1838—1841. Bd. II—V.
- Halbach P., Scherhag C., Habisch U., Marchig V. Geochemical and mineralogical control of different genesis types of deep-sea nodules from the Pacific ocean // *Miner. deposita*. 1981. N 16. P. 59—84.
- Hallam A. Facies interpretation and the stratigraphic record. Oxford; San Francisco: Freeman, 1981. 291 p.
- Hamilton E.L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains // *Geol. Soc. Amer. Mem. Ser.* 10. 1956. Vol. 64. 97 p.
- Hays J.D., Ninkovich D. North Pacific Deep-Sea ash chronology and age of present Aleutian underthrusting // *Geological investigation of the North Pacific*. 1970. P. 263—289. (*Geol. Soc. Amer. Mem.*; Vol. 126).
- Heath G.R., Moore T.C., Dauphin J.P. Organic carbon in deep-sea sediments // *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*. N.Y.; L.: Plenum press, 1977. P. 605—625. (*Mar. Sci.*; Vol. 6).
- Heezen B.C., Hollister C.D. The face of the deep. N.Y.: Oxford Univ. press, 1971. 659 p.
- Heezen B.C., Tharp M., Ewing M. The floors of the ocean. 1. The North Atlantic // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1959. 65 p.
- Heirtzler J.R., Bryan W.B. The floor of the Mid-Atlantic rift // *Sci. Amer.* 1975. Vol. 233, N 2. P. 78—90.
- Hollister C.D., Ewing J.I. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1972. Vol. 11. P. 1—1077.
- Hollister C.D., Heezen B.C. Geologic effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic // *Studies in physical oceanography*. N.Y. etc.: Gordon and Breach, 1972. Vol. 2. P. 37—66.
- Honjo S. Coccoliths: production, transportation and sedimentation // *Mar. Micropaleontol.* 1976. Vol. 1. P. 65—79.
- Honjo S. Biogenic carbonate particles in the ocean; do they dissolve in the water column? // *The fate of fossil fuel CO₂ in the ocean*. L.: Plenum press, 1977. N 4. P. 269—294.
- Honnorez A., von Herzen R.P. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1983. Vol. 70. P. 1—481.
- Honza E., Onadera K., Yuasa M. et al. Results of a detailed survey of the Japan Trench // *Geol. Surv. Jap.* 1977. Vol. 12. P. 1—127.
- Horn D.R., Delach M.N., Horn B.M. Distribution of volcanic ash layers and turbidites in the North Pacific // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80, N 9. P. 1715—1724.
- Horn D.R., Horn B.M., Delach M.N. Factors which control distribution of ferromanganese nodules // *Techn. Rep. Nat. Sci. Found.* 1973. N 8. P. 77—83.
- Huang T.C., Watkins N.D., Shaw D.M. Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: volcanism in Sub-Antarctic latitudes of the South Pacific during Late Pliocene and Pleistocene // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1875. Vol. 86. P. 1305—1315.
- Huene R. von, Aubouin J. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1982. Vol. 67. P. 1—793.
- Hussong D., Uyeda S. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1981. Vol. 60. P. 1—929.
- Jackson E.D., Koizumi I. et al. // Initial Reports of the DSDP 1980. Vol. 55. P. 1—868.
- Johnson D.A., Johnson T.C. Sediment redistribution by bottom currents in the Central Pacific // *Deep-Sea Res.* 1970. Vol. 17. P. 157—169.
- Johnson T.C. The dissolution of siliceous microfossils in surface sediments of the Eastern Tropical Pacific // *Ibid.* 1974. Vol. 21. P. 851—864.
- Karig D.S., Ingle J.C. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1975. Vol. 31. P. 1—927.
- Kelling G., Stanley D.J. Sedimentation in canyon slope and base of slope environments // *Marine sediment transport and environmental management*. N.Y.: Wiley, 1976. P. 379—436.
- Kennett J.P. Marine geology. Englewood Cliffs: Prentice-Hall 1982. 813 p.
- Kenyon N.H., Stride A.H. The tide-swept continental shelf sediments bents between the Shetland islands and France // *Sedimentology*. 1970. Vol. 14. P. 159—175.
- Kligord K.D., Mudie J.D. The Galapagos spreading center: A near bottom geophysical survey // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1974. P. 38.
- Kroenke K., Scott R. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1980. Vol. 59. P. 1—820.
- Kuenen P.H. Marine geology. N.Y.: Wiley, 1950a. 346 p.
- Kuenen P.H. Turbidity currents of high density // XVIII Intern. Geol. Congr. L., 1950b. P. 8.

- Kurnosov V.B., Chudaev O.V., Shevchenko A.Y. Mineralogy and geochemistry of sediments from Galapagos hydrothermal mounds // *Init. Rep. DSDP*. 1983. Vol. 70. P. 225—233.
- Kurnosov V.B., Murdmaa I.O., Kazakova V.P., Shevchenko A.Y. Mineralogy of sediments from the Middle-American Trench (Guatemala transect) // *Ibid.* 1983. Vol. 67. P. 515—528.
- Kurnosov V.B., Murdmaa I.O., Kazakova V.P. et al. Mineralogy and inorganic geochemistry of the California Bay sediments, Leg 65 of the DSDP // *Ibid.* 1983. Vol. 65. P. 399—424.
- Kurnosov V., Tseitlin N., Narnov G. Clay minerals: paleogeographic and diagenetic aspects // *Ibid.* 1980. Vol. 56/57, pt 2. p. 979—1004.
- Kvenvolden K. Introduction to organic geochemistry studies, DSDP, Leg 44 // *Ibid.* 1978. Vol. 44. P. 585—586.
- Lancelot Y., Hathaway I.C., Hollister C.D. Lithology of sediments from the Western North Atlantic, Leg 11 // *Ibid.* 1972. Vol. 11. P. 901—948.
- Lancelot Y., Larson R.L. Sedimentary and tectonic evolution of Northwestern Pacific // *Ibid.* 1975. Vol. 32. P. 925—940.
- Lancelot Y., Seibold E. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1977. Vol. 41. P. 1—1259.
- Lancelot Y., Winterer E.L. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1980. Vol. 46.
- Lewis B.T.R., Robinson P. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1983. Vol. 65. P. 1—752.
- Lohman H. Die Coccolithoforidae, eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntniss des Mittelmeerauftritts // *Arch. Protistenk.* 1902. Bd. 1. S. 89—165.
- Logan B.W., Harding J.L., Ahr W.M. et al. Carbonate sediments and reefs, Yukatan shelf, Mexico // *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1969. Vol. 11. 196 p.
- Lowe D.R. Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // *J. Sediment. Petrol.* 1982. Vol. 52. P. 279—297.
- Lynn D.C., Bonatti E. Mobility of manganese in the diagenesis of deep-sea sediments // *Mar. Geol.* 1965. Vol. 3, N 6. P. 457—474.
- Mac Donald K.C., Becker K., Speiss F.N., Ballard R.D. Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific Rise // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48. P. 1—7.
- Maxwell W.G.H. Atlas of the Great Barrier Reef. Amsterdam: Elsevier, 1968.
- Maxwell W.G.H., Swinchart J.P. Great Barrier Reef, regional variation in a terrigenous-carbonate province // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 691—724.
- Mayer L., Theyer F. et al. Leg 85 — Equatorial Pacific paleoenvironment // *Joides J.* 1982. Vol. 8, N 3. P. 4—19.
- McCave I.N. Transport and escape of fine-grained sediments from shelf areas // Shelf sediment transport, process and pattern. Stroudsburg: Dowden, Hutchison and Ross, 1972. P. 225—248.
- McCave I.N. Vertical flux of particles in the ocean // *Deep-Sea Res.* 1975. Vol. 22. P. 491—502.
- McCave I.N. Depositional features of organic rich black and green mudstones at DSDP sites 386 and 387, Western North Atlantic // *Init. Rep. DSDP*. 1979a. Vol. 43. P. 411—416.
- McCave I.N. Diagnosis of turbidites at sites 386 and 387 by particle counter size analysis of the silt (2—40 mm) fraction // *Ibid.* 1979b. Vol. 43. P. 395—405.
- Melguen M., Tiede J. Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from Vema channel and the Rio Grande rise // *Mar. Geol.* 1974. Vol. 12, N 5. P. 341—353.
- Menard H.W. Marine geology of the Pacific. N.Y.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.
- Meyer K. Surface sediments and manganese nodule facies encountered on RV "Valdivia" cruises 1972/73 // *Meerestechnik*. 1973. Bd. 4, N 6. S. 196—199.
- Meylan M.A. The mineralogy and geochemistry of manganese nodules from the Southern ocean. Tallanasee: Sediment. Res. Lab. Dep. Geol., 1968. 172 p. (Fla State Univ. Contribs; N 22).
- Middleton G.V., Hampton M.A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows // *Marine sediment transport and environmental management*. N.Y.: Wiley, 1976. P. 197—218.
- Milliman J.D. Marine carbonates. Heidelberg: Springer, 1974. 375 p.
- Milliman J.D., Summerhayes C.P. Continental margin sedimentation off Brazil // *Contribs. Sediment.* 1975. P. 29—45.
- Molfini B., Kipp N.G., Morley J.J. Comparison of Foraminiferal, Coccolithophorid and Radiolarian paleotemperature equations // *Quatern. Res.* 1982. Vol. 17. P. 272—313.
- Moore D.G., Curray J.R., Emmel F.J. Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Arc subduction zone, North-

- East Indian Ocean // *Mar. Geol.* 1976. Vol. 21, N 3. P. 211—226.
- Moore G.T., Asquith D.O. Delta: term and concept // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82, N 9. P. 2563—2568.
- Moore T.C., Heath G.R., Kowsmann R.O. Biogenic sediments of the Panama Basin // *J. Geol.* 1973. Vol. 81. P. 458—472.
- Moore T.C., Piasias N.C., Dunn D.A. Carbonate time series of the Quaternary and Late Miocene sediments in the Pacific ocean: a special comparison // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 46. P. 217—233.
- Moore T.C., Watkins J.S. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1982. Vol. 66. P. 1—864.
- Moritani T., Maruyama S., Nohara M. et al. Description, classification of manganese nodules // *Geol. Surv. Jap. Cruise Rep.* 1977. N 8. P. 136—198.
- Müller P.J., Suess E. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans: Organic carbon preservation // *Deep-Sea Res. A.* 1979. Vol. 29. P. 1347—1362.
- Murdmaa I.O. Mesozoic variegated and red sediments of the Western North Atlantic // *Init. Rep. DSDP.* 1978. Vol. 44. P. 503—513.
- Murdmaa I.O., Avdeiko G.P. Volcanoclastic constituents in the Leg 55 sediments // *Ibid.* 1980. Vol. 55. P. 503—505.
- Murdmaa I.O., Gordeev V.V., Bazilevskaya E.S., Emelyanov E.M. Inorganic geochemistry of the Leg 44 sediments // *Ibid.* 1978. Vol. 44. P. 575—582.
- Murdmaa I.O., Gordeev V.V., Bazilevskaya E.S., Emelyanov E.M. Inorganic geochemistry of the Leg 43 sediments // *Ibid.* 1979a. Vol. 43. P. 675—694.
- Murdmaa I.O., Gordeev V.V., Kuzmina T. et al. Geochemistry of the Japan Trench sediments // *Ibid.* 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 1213—1232.
- Murdmaa I.O., Ivanova E.V. Recent and last glacial deep-sea facies: response to global climatic oscillations // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1985. Vol. 50. P. 285—290.
- Murdmaa I.O., Kazakova V.P., Rudakova A.N. Coarse fraction mineralogy of the Leg 43 sediments // *Init. Rep. DSDP.* 1979b. Vol. 43. P. 1005—1009.
- Murdmaa I.O., Kazakova V.P. Coarse-silt-fraction mineralogy of Japan trench sediments // *Ibid.* 1980. Vol. 56/57. P. 1005—1010.
- Murray J., Renard A.F. Reports on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1872 to 1876. L.: Longmans, 1891. 525 p.
- Myers R. Carbon / carbonate analysis. Leg 44 // *Init. Rep. DSDP.* 1978. Vol. 44. P. 983—986.
- Nayudu Y.R. Petrology of submarine volcanic ash sediments on the vicinity of the Mendocino fracture zone // *Progr. Oceanogr.* 1965. Vol. 3. P. 207—220.
- Neeb G.A. The composition and distribution of the samples // *Sci. Results Snelius Exped. 1929—1930.* Vol. 5, pt 3. sect. 11.
- Ninkowich D. Distribution, age and chemical composition of tephra layers in deep-sea sediments off Western Indonesia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1979. Vol. 5. P. 67—86.
- Parker F.L. Distribution of the foraminifera in the Northeastern Gulf of Mexico // *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard.* 1954. Vol. 111, N 10. P. 454—457.
- Pastouret L., Chamley H. Microfacies of some sediments from the Western North Atlantic: Paleooceanographic implications // *Init. Rep. DSDP.* 1978. Vol. 44. P. 477—502.
- Pederson T.F. Increased productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the last glacial maximum // *Geology.* 1983. Vol. 11. P. 16—19.
- Piper D.Z., Williamson M.E. Composition of Pacific ocean ferromanganese nodules // *Mar. Geol.* 197. Vol. 23. P. 283—303.
- Porrenga D.H. Clay minerals of recent sediments of the Niger delta // *Clay and Clay Miner.: Proc. 14th Nat. Congr. Oxford: Pergamon press,* 1966. Vol. 26. P. 75—82.
- Pratt W.L. Glauconite from the sea floor off California // *Essays in marine geology in honour of K.O. Emery.* Los Angeles, 1963.
- Price N.B., Calvert S.E. Compositional variations in Pacific ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates // *Mar. Geol.* 1970. Vol. 9, N 3. P. 145—171.
- Rad U. von, Ryan W.B.F. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1980. Vol. 47. P. 1—835.
- Riedel W.A., Funnell B.M. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific floor // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1964. Vol. 120. P. 305—368.
- Sanderson B. How bioturbation supports manganese nodules at the sediments-water interface // *Deep-Sea Res.* 1985. Vol. 32 A, N 10. P. 1281—1285.
- Scheidegger K.F., Cortliss J.B., Jezek P.A., Ninkowich D. Composition of deep-sea ash layers derived from North Pacific volcanic arcs: variations in time and space // *J. Vol-*

canol. and Geotherm. Res. 1980. Vol. 7. P. 107—137.

Schott G. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935. 413 S.

Schott G. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg, 1942. 438 S.

Schott W. Rate of sedimentation of recent marine sediments // Recent marine sediments. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1939. P. 396—415.

Schott W. On the sequence of deposits in the Equatorial Atlantic ocean // Göteborgs Kgl. Vet.-och. viterhets-samhäl. Handl. B. 1952. Bd. 6, N 2.

Schrader H.J. Fecal pellets: a role in sedimentation of pelagic diatoms // Science. 1971. Vol. 174. P. 55—57.

Scientific party. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1980. Vol. 56/57, pt 1, 2. P. 1—1417.

Sedimentary environments and facies. Oxford etc.: Blackwell, 1986. 615 p.

Shepard F.P. Sediments of the continental shelves // Bull. Geol. Soc. Amer. 1932. Vol. 43. P. 441—458.

Shepard F.P., Emery K.O., Gould H.R. Distribution of sediments on East Asiatic continental shelf // Allan Hancock Found. Publ. Occas. Pap. 1949. N 19. 64 p.

Simoneit B.R., Lonsdale P.F. Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guayamas basin // Nature. 1982. Vol. 295. P. 198—201.

Skorniyakova N.S. Zonal regularities in occurrence, morphology and chemistry of manganese nodules of the Pacific ocean // Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N.Y.: Plenum press, 1979. P. 699—728.

Sorem R.K., Reinhart W.R., Fewkes R.H., McFarland W.D. Occurrence and character of manganese nodules in Domes sites A, B and C, East Equatorial Pacific ocean // Ibid. P. 475—527.

Stanley D.J., Swift D.J.P., Silverberg N. et al. Recent sand spill-over off Sable Islands Bank, Scotian shelf // Pap. Geol. Surv. Canada. 1973. Vol. 71, N 23. P. 167—194.

Stanley D.J., Taylor P.T. Sediment transport down a seamount flank by a combined current and gravity process // Mar. Geol. 1977. Vol. 23. P. 77—88.

Streeter S.S. Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic-Glacial-Interglacial contrasts // Quatern. Res. 1973. Vol. 3, N 1. P. 131—141.

Stride A.H. Current swept sea floors near southern half of Great Britain // Quart. J. Geol. Soc. London. 1963. Vol. 119. P. 175—199.

Summerhayes C.P., Natter A.H., Tooms J.S. The distribution and origin of phosphatic sediments off Northwest Africa // Sediment. Geol. 1972. Vol. 8, N 1. P. 8—28.

Summerhayes C.P., Milliman J.D., Briggs S.R. et al. Northwest African shelf sediments: influence of climate and sedimentary processes // J. Geol. 1976. Vol. 84. P. 277—300.

Takahashi J.J. Synopsis of a glauconitization // Recent marine sediments: Symp. L., 1955. P. 503—513.

Thiede J., Van Andel T.H. The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 33. P. 301—309.

Thunell R.C. Optimum indices of calcium carbonate dissolution // Geology. 1976. Vol. 4. P. 525—528.

Timofeev P.P., Bogolyubova L.I. Black shales of the bay of Biscay and conditions of their formation // Init. Rep. DSDP. 1979. Vol. 48. P. 831—853.

Timofeev P.P., Rengarten N.V., Bogolyubova L.I. Lithology and clay mineralogy of the sediments from site 336, DSDP Leg 38 // Ibid. 1976. Vol. 38. P. 9—19.

Timofeev P.P., Varentsov I.M., Rateev M.A., Rengarten N.V. Lithology, mineralogy and geochemistry of Upper Cenozoic sediments at 23°N near the Mid-Atlantic Ridge // Ibid. 1978. Vol. 45. P. 323—347.

Tucholke B.E. Origin of longitudinal triangular ripples on the Nova Scotia continental rise // Nature. 1982. Vol. 296, N 5859. P. 735—737.

Tucholke B.E., Vogt P. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1979. Vol. 43. P. 1—1115.

Uchupi E. Atlantic continental shelf and slope of the United States // Physiography. US Geol. Surv. Profess. Pap. 1968. 5290 p.

Usui A. Minerals, metal content and mechanism of formation of manganese nodules from the Central Pacific Basin // Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese nodules province. N.Y.: Plenum press, 1979. P. 651—679.

Van Andel T.H. Mesozoic / Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 187—194.

Van Andel T.H., Bowen V.T., Sachs P.L., Siever R. Morphology and sediments of a portion of the Mid-Pacific Ridge // Science. 1965. Vol. 148, N 3674. P. 1214—1216.

Van Andel T.H., Komar P.D. Pondered sediments of the Mid-Atlantic Ridge between

22° and 23°N // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 1163—1190.

Williams D.F., Healy-Williams N., Leschak P. Dissolution and water-mass patterns in the Southeast Indian ocean. Part I. Evidence from Recent to Late Holocene foraminiferal assemblages // Ibid. 1985a. Vol. 96. P. 176—189.

Williams D.F., Gribble D., Healy-Williams N., Leschak P. Dissolution and water-mass patterns in the Southeast Indian ocean. Part II. The Pleistocene record // Ibid. 1985b. Vol. 96. P. 190—202.

Winterer E.L. Sedimentary facies and plate

tectonics of Equatorial Pacific // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57/2. P. 265—282.

Winterer E.L., Ewing J.I. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1973. Vol. 17. P. 1—930.

Yamada E. Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits // Marginal basin geology. Oxford; L.: Blackwell, 1984. P. 29—36.

Zen E.-An. Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples off the West coast of Peru and Chile // J. Sediment. Petrol. 1959. Vol. 29, N 4. P. 513—539.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Теоретические и методические вопросы изучения океанских фаций	6
Системный подход к изучению океанских фаций	8
Методика изучения океанских фаций	17
Глава II. Литологические типы океанских осадков	22
Обломочные осадки	25
Глинистые осадки, глины	29
Известковые осадки, известняки	30
Кремнистые осадки	32
Многокомпонентные (смешанные) осадки	33
Некоторые особые типы океанских осадков	36
Фациальные условия формирования литологических типов осадков в океане	38
Глава III. Фациальные признаки океанских осадков	40
Структурные признаки	40
Текстуры осадков	50
Цвет осадков	56
Минералогические признаки	57
Геохимические признаки	68
Фауна и флора	78
Скорости осадконакопления	89
Глава IV. Литодинамические (генетические) типы океанских отложений	92
Отложения седиментационных потоков	94
Отложения придонных гидродинамических потоков	98
Гравитационные отложения (гравититы)	101
Отложения с транспортировкой на плаву	107
Автохтонные отложения	107
Глава V. Фациальное районирование океана	108
Приконтинентальная и пелагическая мегафации	112
Районирование океана по глубине	120
Выделение мегафаций тектонически активных (подвижных) поясов	121
Глава VI. Приконтинентальные фации	125
Фациальные обстановки пассивных континентальных окраин	127
Приконтинентальные фации терригенного ряда	130
Приконтинентальные фации карбонатного ряда	151
Фациальные комплексы прибрежных апвеллингов	157
Приконтинентальные фации волнистых абиссальных равнин у активных окраин	159
Глава VII. Пелагические фации	164
Основные направления фациальных изменений. Фациальные обстановки	164
Абиссальные пелагические фации поясов кремненакопления	171

Абиссальные пелагические фации непродуктивных зон (фации пелагических глин)	182
Умеренно глубоководные пелагические фации (выше КГК)	193
Глава VIII. Фации окраинно-океанических подвижных поясов	208
Субокеанские фации котловин окраинных и межостровных морей	208
Фации горных сооружений островных дуг	217
Фации глубоководных желобов	221
Глава IX. Фации срединно-океанических подвижных поясов	229
Фации осевого рифта	230
Фации трансформных разломов	239
Фации флангов срединно-океанических хребтов	243
Глава X. Происхождение фациальной неоднородности океанских осадков	246
Природа фациальных переходов	247
Поставка и распределение осадочного материала как факторы фациальной изменчивости	249
Энергетические факторы фациальных систем	251
Отношение фациальной организации океанского седиментогенеза к широтной зональности	260
Связь океанских фаций с тектоникой	262
Глава XI. Фациальный контроль образования полезных ископаемых на дне океана	271
Железо-марганцевые конкреции (ЖМК)	271
Фосфориты	277
Эксталяционно-осадочные рудопроявления	278
Накопление органического вещества	279
Заключение	282
Литература	284

Ивар Оскарович Мурдмаа

ФАЦИИ ОКЕАНОВ

*Утверждено к печати Институтом океанологии
им. П.П. Ширшова Академии наук СССР*

Редактор *В.Е. Васильева*
Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 35655

Подписано к печати 21.08.87. Т — 15760
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 19,0 + 1,1 вкл. Усл.кр.-отт. 20,4. Усл.-изд.л. 25,3
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1776. Цена 4 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

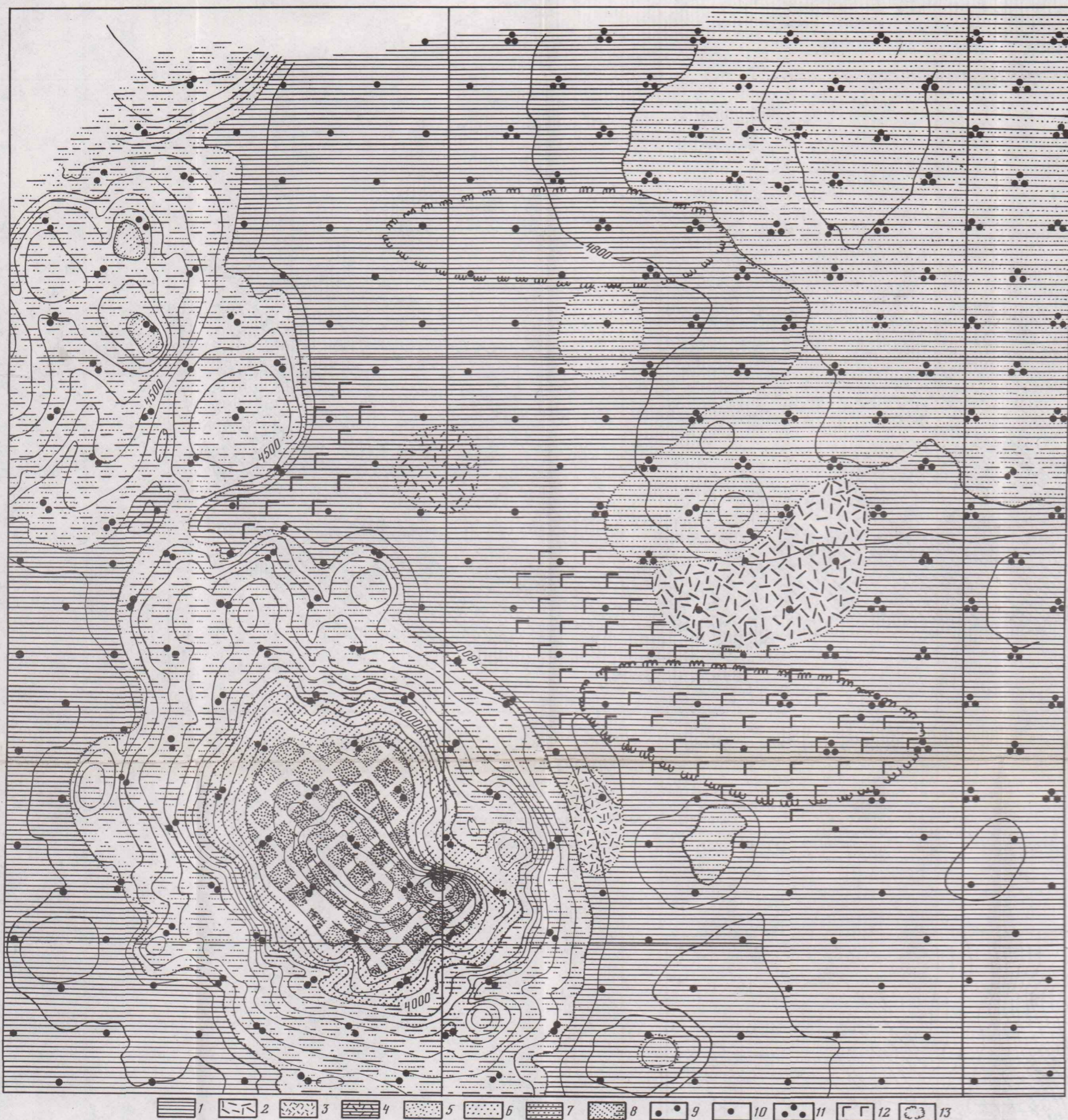


Рис. 44. Эпелагические фации (в условиях низкой биопродуктивности) Южной котловины Тихого океана (полигон 6298) (к с. 190)

Литолого-фациальные типы осадков: 1 — эпелагические глины, 2 — цеолитовые глины — алевроитово-пелитовые илы, 3 — цеолитовые глины — пелитовые илы, 4 — палагонито-цеолитовые глины, 5 — известковые песчано-алевритовые осадки,

6 — известковые пелитовые илы (>50% CaCO₃), 7 — мергелистые эпелагические глины (10—50% CaCO₃), 8 — площади с преобладанием обнажений вулканических пород. Концентрация конкреций (в %) на поверхности дна: 9 — 0—100; 10 — 0—40; 11 — 40—100. 12 — плитки лав; 13 — области распространения гидротермально измененных осадков

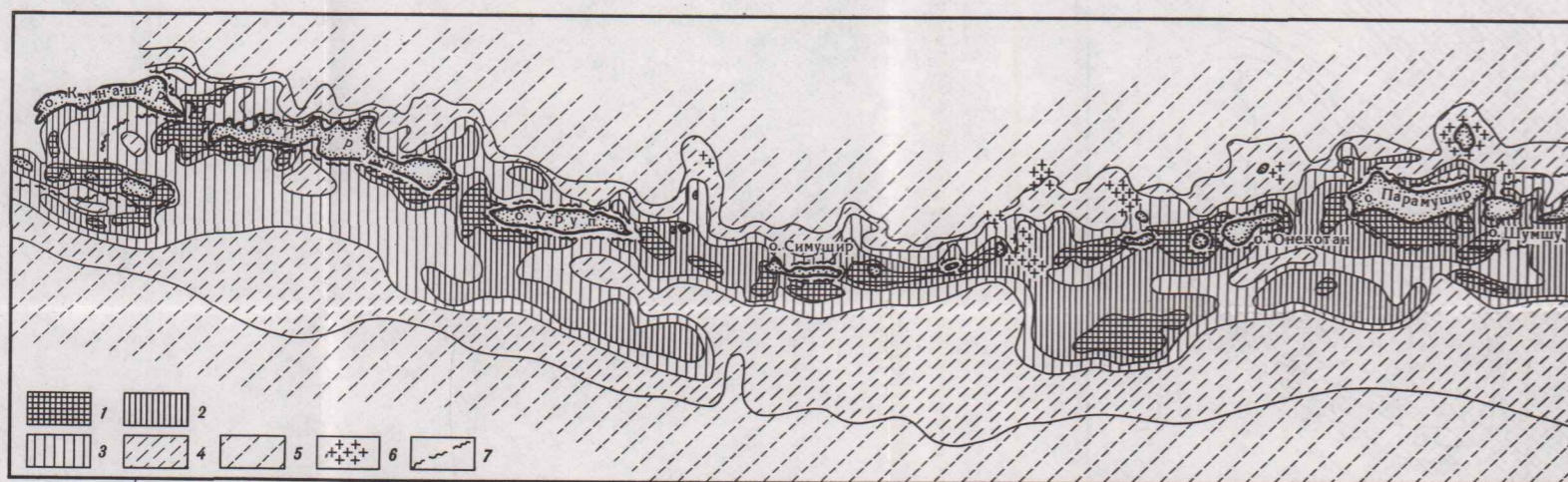


Рис. 55. Фации глубоководных глинистых осадков Филиппинского моря (меридиональный разрез через центр Филиппинской котловины) (к с. 214)

а — скорости осадконакопления, мм/1000 лет; б — соотношение трех групп глинистых минералов (% от их суммы во фракции менее 1 мкм); в — профиль дна с типами осадков и номерами станций; г — колонки с типами осадков (левый столбец) и с данными палеомагнитных измерений (правый столбец)

1 — гемипелагические глины; 2 — миопелагические глины; 3 — эпелагические глины; 4 — известковые (кокколито-фораминиферовые) осадки; 5 — гидрослюда; 6 — хлорит+каолинит; 7 — монтмориллонит; 8 — этмодискусовые илы; 9 — прямая (черное) и обратная (белое) остаточная намагниченность

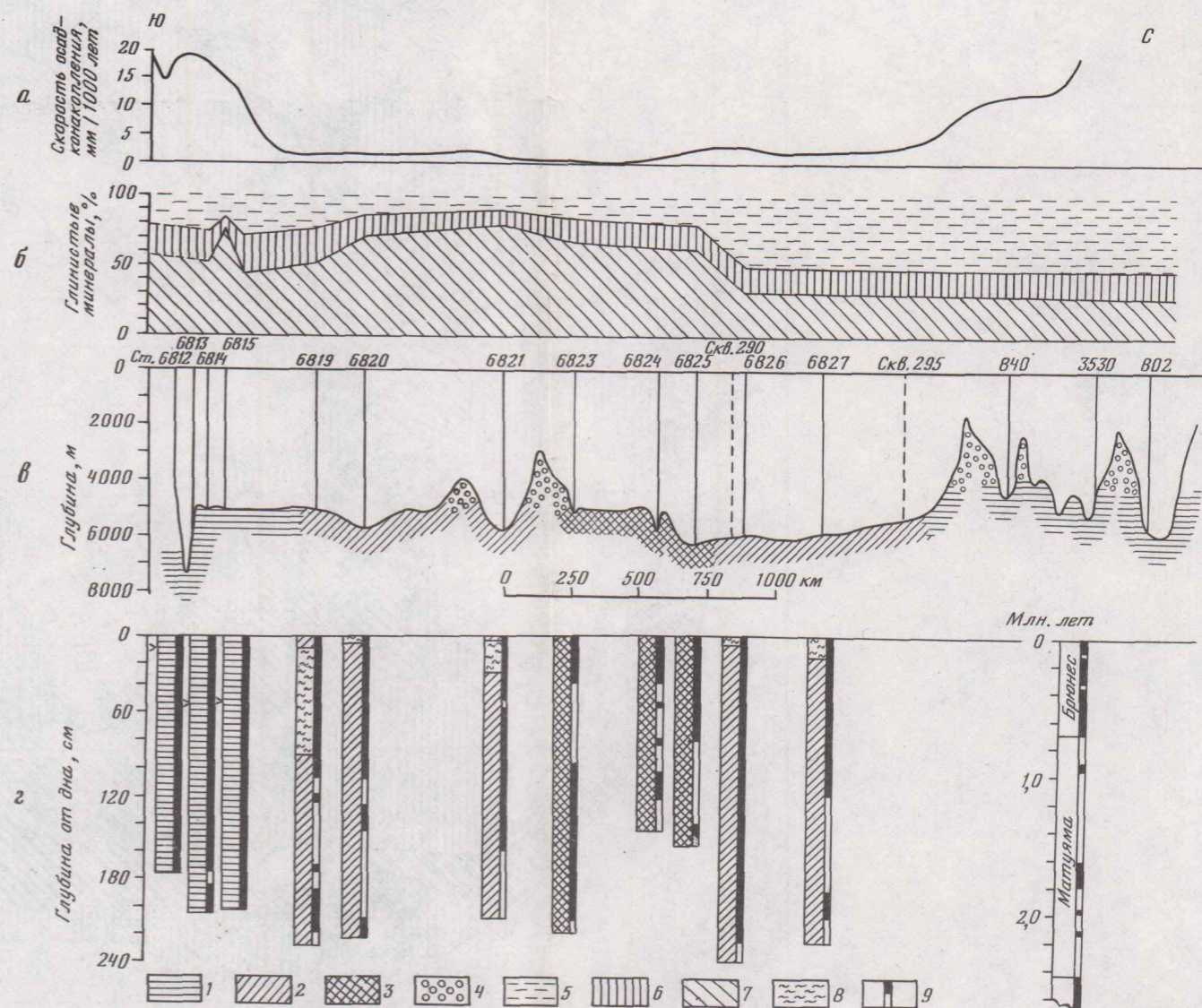


Рис. 56. Фации района Курильской островной дуги (к с. 219)

1 — резидуальные и реликтовые промытые гравийно-галечные отложения в условиях очень высокой гидродинамической активности; 2 — резидуальные промытые пески с гравием и галькой (с двусторонними гистограммами) в условиях очень высокой гидродинамической активности; 3 — подвижные отсортированные пески, отмытые от алевроита и пелита, в условиях высокой гидродинамической активности; 4 — аккумуляции алевроитистых песков и крупных алевроитов в условиях умеренной гидродинамической активности; 5 — аккумуляции несортированных илов в условиях низкой гидродинамической активности; 6 — непереработанной тefры; 7 — нижняя граница зоны активного воздействия волн

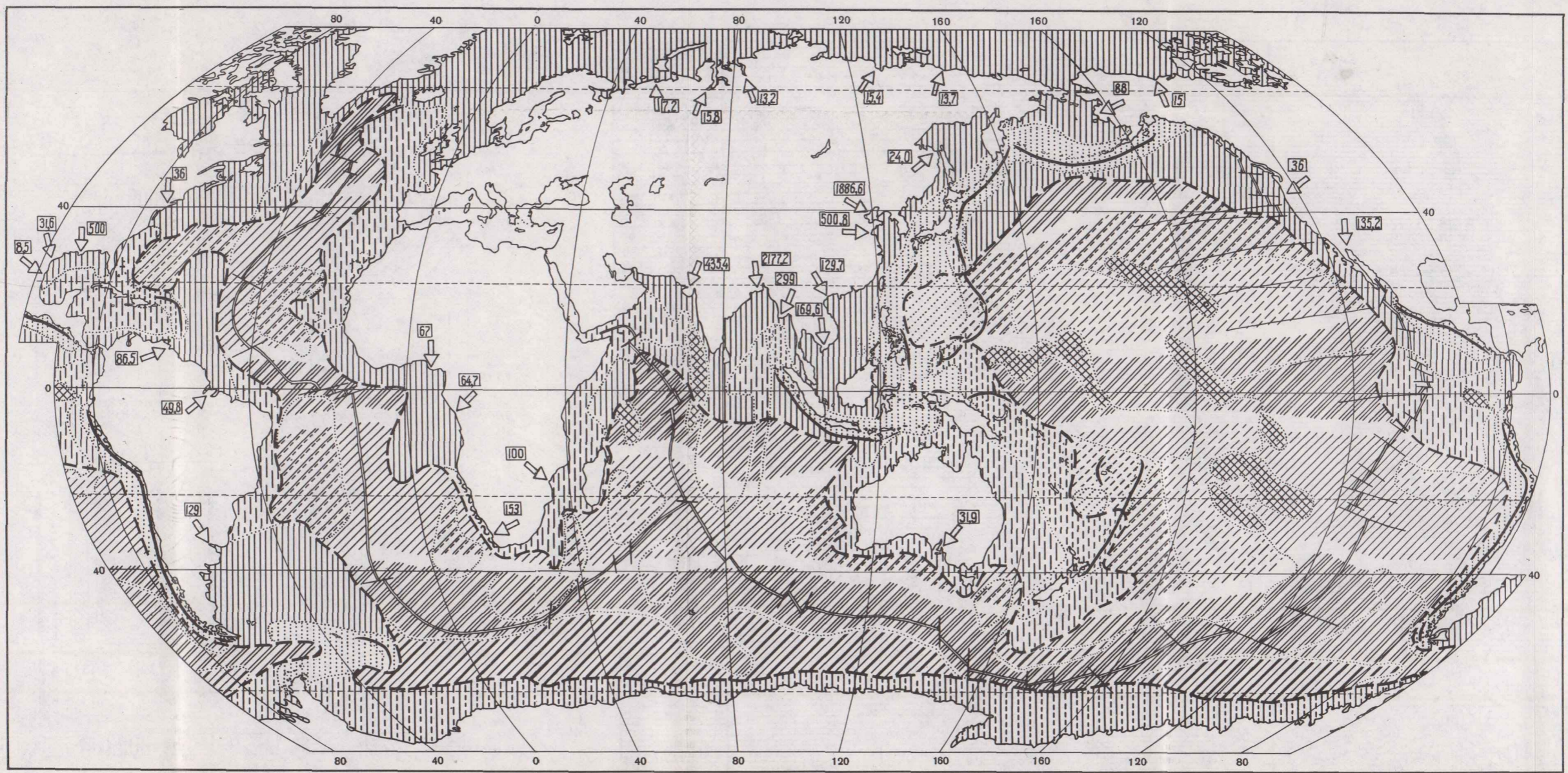


Рис. 22. Фациальное районирование Мирового океана (к с. 119)

1-6 — пелагические фации: 1 — низкопродуктивных (аридных) зон с преобладанием эвпелагических глин, 2 — то же, с преобладанием карбонатных осадков (выше КГК), 3 — то же, с преобладанием мюпелагических глин, 4 — продуктивных (гумидных) зон с преобладанием кремнисто-глинистых илов, 5 — то же, с преобладанием карбонатных или кремнисто-карбонатных илов (выше КГК), 6 — то же, кремнистых диатомовых илов; 7 — фациальный комплекс океанских архипелагов; 8 — границы широтных фациальных зон пелагической области; 9-12 — приконтинентальные фации: 9 — с преобладанием терригенных осадков, 10 — с преобладанием терригенных айсберговых осадков, 11 — с преобладанием карбо-

натных осадков, 12 — фациальные комплексы прибрежных апвеллингов; 13 — граница между приконтинентальной и пелагической областями; 14-18 — фации окраинно-океанских подвижных поясов (зон субдукции): 14 — с приконтинентальным режимом и преобладанием карбонатных осадков, 15 — с приконтинентальным режимом и преобладанием бескарбонатных осадков, 16 — с пелагическим режимом и преобладанием карбонатных осадков, 17 — с пелагическим режимом и преобладанием бескарбонатных осадков, 18 — глубоководные желоба; 19 — ось срединно-океанского хребта (двойная линия), расчлененная трансформными разломами (одинарная линия); 20 — твердый сток крупнейших речных систем (млн т в год)

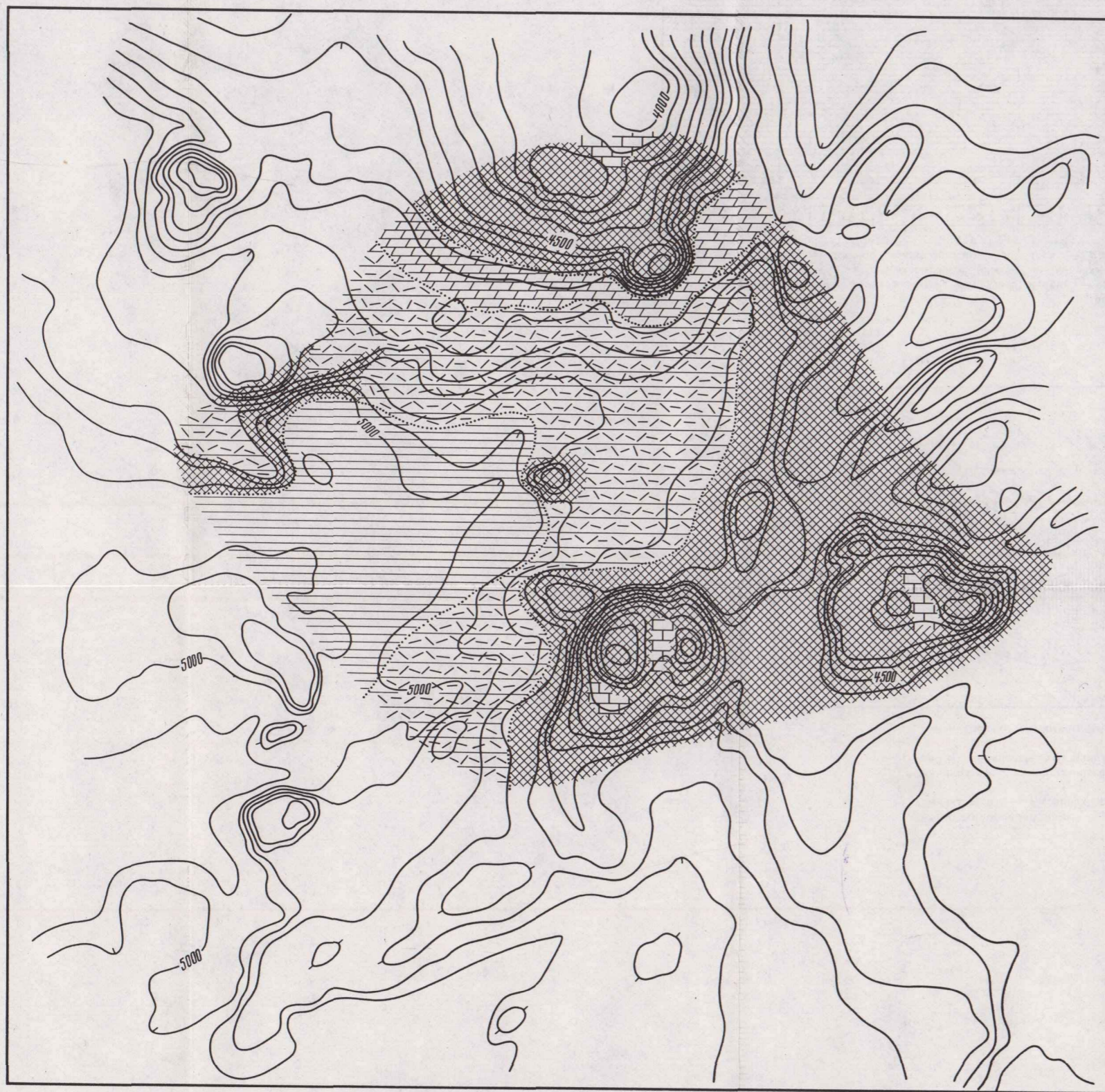


Рис. 43. Эвпелагические и подводно-вулканические фации Южной котловины Тихого океана (полигон 5968, к северу от о-ва Раротонга) (к с. 189)

1 — аллотигенные туффитовые эвпелагические глины, намывые течениями на дне ложбины; 2 — аутигенные цеолитово-палагонитовые глины подножий вулканических холмов; 3 — мергельные эвпелагические глины склонов холмов (выше КГК); 4 — известковых биогенных илов вершин холмов; 5 — обнаженные поверхности гялокластитов и прижерловых гялобрекчий



4 р. 20 к.

4901

